

DIE WISSENSCHAFT

EINZELDARSTELLUNGEN AUS DER NATUR-
WISSENSCHAFT UND DER TECHNIK · BD. 78

RUDOLF GEIGER

DAS KLIMA DER BODENNAHEN LUFTSCHICHT



Springer Fachmedien Wiesbaden
GmbH

DIE WISSENSCHAFT

HERAUSGEBER PROF. DR. WILHELM WESTPHAL

BAND 78

Das Klima
der bodennahen Luftschicht

ein Lehrbuch der Mikroklimatologie

von

Rudolf Geiger



Zweite, völlig umgearbeitete Auflage

181 Abbildungen

SPRINGER FACHMEDIEN WIESBADEN GMBH

Verfasser:

Dr. Rudolf Geiger

ord. Professor an der Forstlichen Hochschule Eberswalde
ord. Mitglied der Hermann-Göring-Akademie
der Deutschen Forstwissenschaft

ISBN 978-3-663-06011-6 ISBN 978-3-663-06924-9 (eBook)
DOI 10.1007/978-3-663-06924-9

Softcover reprint of the hardcover 1st edition 1942

Alle Rechte vorbehalten

Meinem lieben Vater

zum 85. Geburtstag am 21. Juli 1941

Vorwort zur 1. Auflage

In das Gebiet der Mikroklimatologie hat mich Herr Prof. Dr. A. Schmauß eingeführt. Als ich von ihm mit der Einrichtung und Leitung des bayerischen Sondernetzes zur Untersuchung der bodennahen Luftschicht beauftragt wurde und dann auch zwei größere experimentelle Freilanduntersuchungen auf forstmeteorologischem Gebiete durchzuführen hatte, bot sich mir gute Gelegenheit, mit Kreisen der Forstwirtschaft, Moorwirtschaft und Landwirtschaft in nähere Verbindung zu treten. Hier lernte ich eingehend die Schwierigkeiten kennen, welche sich überall einer praktischen Anwendung der klimatologischen Forschungsergebnisse entgegenstellten. Ist diese Frage der Anwendung auch nicht neu und mancher wertvolle Beitrag zur Klärung derselben bereits geliefert, wovon gerade dieses Buch — wie ich hoffe — Zeugnis geben wird, so ist sie doch noch nicht einer systematischen Bearbeitung unterzogen worden, und gerade der Praktiker hat weder Zeit noch Gelegenheit, in der weitläufigen meteorologischen Literatur das Vorhandene zu suchen. Als daher an mich die Aufforderung kam, ein „Klima der bodennahen Luftschicht“ zu schreiben, ergriff ich gern die Gelegenheit, selbst erstmals eine Zusammenfassung der mikroklimatischen Fragen zu versuchen. Auf diese Weise hoffe ich am besten den genannten Kreisen meinen Dank erstatten zu können für die mannigfachen Anregungen, die ich durch sie, vor allem seitens der so warm interessierten Forstwissenschaft, empfangen habe. Es ist mir auch eine Freude, an dieser Stelle Herrn Prof. Schmauß für die unentwegte selbstlose Förderung meiner Arbeiten aufrichtigen Dank auszusprechen.

München, im Juli 1927.

Dr. Rudolf Geiger

Meteorologe an der bayerischen Landeswetterwarte
und Privatdozent an der Universität München

Vorwort zur 2. Auflage

Im letzten Jahrzehnt hat die Mikroklimatologie eine Ausweitung und Vertiefung von unerwartetem Ausmaße erfahren. Seit dem Erscheinen der 1. Auflage sind allein von Meteorologen rund 1000 neue Arbeiten veröffentlicht worden. Fast noch fruchtbarer aber erwies sich das Vordringen der mikroklimatischen Forschungsmethode in die Nachbarwissenschaften, in die Standortslehre der Botanik, in Waldbau und Gartenbau, in Zoologie, Biologie und Medizin, in die Landwirtschaft, in Raumplanung und Raumordnung, ja selbst in Verkehrswesen und Bautechnik.

Das Buch war mehrere Jahre vergriffen, da es ganz neu geschrieben werden mußte. Von der 1. Auflage blieben kaum einige Sätze stehen. Trotzdem ist es das alte Buch; denn das Ziel der 2. Auflage blieb unverändert: es sollten Begriff und Arbeitsweise der Mikroklimatologie dargelegt und die bisher erreichten Ergebnisse dieses neuen erfolversprechenden Forschungsgebietes anschaulich gemacht werden. Während aber der Versuch von 1927 durch die Neuheit des angestrebten Zieles gerechtfertigt war, konnte jetzt schon das sich abrundende Bild des neuen Fachgebietes zur Darstellung kommen. Der Untertitel „ein Lehrbuch der Mikroklimatologie“ erschien daher gerechtfertigt.

Gegenüber der 1. Auflage sind notwendige Ergänzungen vorgenommen worden. Der IV. Abschnitt berücksichtigt den Einfluß des Bodens, wobei die wassernahe und die schneenahe Luftschicht in die Betrachtung mit einbezogen sind. Den Beziehungen zwischen Tierwelt und Mikroklima ist das 36. Kapitel gewidmet. Die Beziehungen des Menschen zum Mikroklima sind nicht bloß gelegentlich gestreift, sondern in den Kapiteln 37 bis 41 systematisch behandelt.

Dafür wurde alles gestrichen, was nicht unbedingt zum Thema gehört. Die Schadenfrostfrage hatte in der 1. Auflage den ganzen letzten Abschnitt eingenommen. Nun erschien 1940 das Werk von O. W. Keßler und W. Kaempfert über die „Frostschadenverhütung“, welches alle alten und neuen Versuche und Erfahrungen auf diesem Gebiete zusammenfassend bearbeitet. Wenn in dieser Veröffentlichung (S. 7) vom „Klima der bodennahen Luftschicht“ gesagt wird, es habe „das gesamte Frostproblem erst ins Rollen gebracht“, so hat es auf diesem Teilgebiet schon sein Bestes geleistet und kann daher jetzt zurücktreten. Wer sich näher mit der Frostbekämpfung befaßt, muß doch zu der genannten Veröffentlichung des Reichsamts für Wetterdienst greifen. In der neuen Auflage wurde daher nur im

Rahmen der gesamten Mikroklimatologie in den zwei letzten Kapiteln der erforderliche Überblick über das Problem gegeben.

Besondere Sorgfalt verwendete ich auf das Schrifttum. Überall sollte dem Leser das Vordringen zu den Originalarbeiten leicht gemacht werden. Der Kundige weiß um die Mühe, welche damit verbunden war. Das Verzeichnis des Schrifttums mag trotz aller Sorgfalt noch Lücken aufweisen, vor allem in den Grenzgebieten. Ich bitte mich darauf aufmerksam zu machen. Der Umfang des hier gegebenen Verzeichnisses konnte auf rund 800 Nummern herabgesetzt werden; denn es stehen einige Sonderverzeichnisse zur Verfügung, auf die ich nur hinzuweisen brauchte, nämlich von H. Lettau über das Austauschproblem, von A. Kratzer über das Stadtklima, von B. Huber über den Wärmehaushalt der Pflanzen und von O. W. Keßler und W. Kaempfert zur Frostfrage. Dadurch wurden 1200 weitere Arbeiten erfaßt, ohne besonders aufgeführt zu sein.

Im ganzen blieb eine erhebliche Umfangsvergrößerung der Neuauflage unvermeidlich. Herausgeber und Verlag haben trotz der Kriegsumstände eine aufgabengerechte Form der Veröffentlichung, insbesondere die Verdreifachung und Erneuerung des Bildmaterials, ermöglicht, wofür ich auch an dieser Stelle danke.

Inmitten des gewaltigen Existenzkampfes, zu dem unser Vaterland gezwungen ist, wurde das Buch während schwieriger Kriegstrimesterarbeit zum Abschluß gebracht. Vor uns liegen große Aufgaben, die der Aufbau und Ausbau des neu gesicherten und neu erungenen deutschen Lebensraumes uns stellt. Hierfür will das Buch als ein wissenschaftliches Rüstzeug zum Dienste bereitstehen.

Eberswalde, am 20. Juni 1941.

Meteorologisches Institut der Forstlichen Hochschule.

Rudolf Geiger

I n h a l t

	Seite
Vorwort zur 1. Auflage.....	V
Vorwort zur 2. Auflage.....	VI
Grundkapitel: Das Mikroklima und die Mikroklima- forschung	1
Die bodennahe Störungszone. Großklima oder Makroklima. Das Klima der bodennahen Luftschicht. Pflanzenklima gegenüber Menschenklima. Mikroklima. Definitionen. Geschichte der Mikroklimatologie. Stellung zu den Nachbarwissenschaften.	

E r s t e r T e i l

Vom Mikroklima, das in der bodennahen Luftschicht durch die Nähe der Bodenoberfläche entsteht

I. Abschnitt: Der Wärmeumsatz in der bodennahen Luftschicht

1. Kapitel: Der Wärmeumsatz an der Bodenoberfläche um Mittag. Der Einstrahlungstypus	6
Verwertung der Sonnenstrahlung. Bedeutung der Bodenoberfläche. Vollstrahlung und Horizontalstrahlung. Strahlung im Gebirge. Wärmeumsatz um Mittag. Der Einstrahlungstypus. Die großen Temperaturgradienten und die Staubhosenbildung.	
2. Kapitel: Der Wärmeumsatz an der Bodenoberfläche bei Nacht. Der Ausstrahlungstypus	17
Ausstrahlung, Gegenstrahlung, effektive Ausstrahlung. Bewölkungseinfluß. Strahlung nach verschiedenen Himmelsrichtungen. Ausstrahlung in Mulden, Furchen und Tälern. Ausstrahlung im Gebirge. Der Wärmeumsatz bei Nacht. Der Ausstrahlungstypus.	
3. Kapitel: Die echte Wärmeleitung. Der normale Temperaturverlauf im Boden	28
Überblick über die vier Formen der Wärmeübertragung. Gesetze der Wärmeleitung im Boden. Wärme- und Temperaturleitfähigkeit. Täglicher und jährlicher Temperaturgang im Boden. Witterung und Bodentemperatur. Der Boden als Wärmespeicher. Bodentemperatur im Gebirge.	

4. Kapitel: Der Massenaustausch und seine Bedeutung 38

Laminare und turbulente Strömung. Grundgleichung des Austausches. Der Austauschkoefizient. Seine Änderung mit der Höhe. Die blättrige Struktur der bodennahen Luftschicht. Dynamischer und thermischer Austausch. Beispiele für die Wirkung des Austausches. Samenverbreitung.

5. Kapitel: Der Strahlungsumsatz in der bodennahen Luftschicht 48

Die Luft als Bandenstrahler. Absorptionsbanden des Wasserdampfs und der Kohlensäure. Strahlungsscheinleitung. Wellenlängentransformation am Boden. Ausbildung der nächtlichen Inversion. Langwellige Strahlung bei Tage.

II. Abschnitt: Die Temperaturverhältnisse der bodennahen Luftschicht

6. Kapitel: Der Erwärmungsvorgang 53

Die bodennahe Grenzschicht. Temperaturen im ersten Millimeter über dem Boden. Der dunkle Streifen. Einleitung des Austausches. Die bodennahe Zwischenschicht und Oberschicht. Aufstrudeln der Heißluft. Temperaturunruhe. Temperaturstreibänder. Abkühlung am Boden durch Umschichtung Theoretisches.

7. Kapitel: Der Abkühlungsvorgang..... 63

Stabilität der nächtlichen Temperaturschichtung. Bedeutung des Staubgehalts. Kältekonvektion. Der Vorrang der Strahlungsvorgänge. Minima über der Bodenoberfläche. Typen abendlicher Temperaturverteilung. Aufbau und Zerstörung der nächtlichen Kaltluft.

8. Kapitel: Der tägliche und jährliche Gang der Temperatur 69

Der Wunsch nach statistischem Material. Beobachtungstechnik. Wahre Lufttemperatur und Versuchskörpertemperatur. Vor- und Nachteile beider Methoden. Täglicher und jährlicher Temperaturgang nach Messungen in Europa, Ägypten und Indien. Tagestemperaturschwankung in Bodennähe. Häufigkeit der Frostwechsel. Einfluß der Bewölkung.

9. Kapitel: Der Temperaturgradient in der bodennahen Luftschicht..... 79

Häufigkeitsverteilung der vorkommenden Gradienten. Täglicher und jährlicher Gang. Vorzeichenwechsel des Gradienten am Morgen und Abend. Einfluß von Wasserdampfgehalt und Bewegung der Luft. Gradienten bei Bodennebel.

III. Abschnitt: Die anderen meteorologischen Elemente in der bodennahen Luftschicht

10. Kapitel: Die Feuchtigkeitsverhältnisse 88
 Rolle der bodennahen Luftschicht im Wasserhaushalt. Der Naßtyp der Feuchtigkeitsverteilung als Normaltyp. Der Trockentyp. Änderung des Dampfdrucks und der relativen Feuchtigkeit mit der Höhe im Tagesgang. Beobachtungen in Deutschland, Finnland und Indien. Zusammenfassung. Feuchtigkeitsschwankung in Bodennähe. Mikroklimatische Methoden der Feuchtigkeitsmessung.
11. Kapitel: Die Windverhältnisse 100
 Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe. Abhängigkeit von Temperaturgradient und Unterlage. Tagesgang der Windgeschwindigkeit. Häufigkeit der Windstillen am Boden. Transport von Staub und Schnee. Temperaturwirkung des Windes bei Nacht. Inversionszerstörung. Temperaturgradient, Windgradient und Windgeschwindigkeit in ihrer gegenseitigen Verflechtung. Der Sturm tötet das Mikroklima.
12. Kapitel: Optische, akustische und andere Erscheinungen 114
 Optische Inhomogenität der bodennahen Luftschicht. Schlierenbildung. Die Luftspiegelung nach unten. Elektrisches Feld. Gehalt an Radiumemanation. Schallausbreitung.

IV. Abschnitt: Der Einfluß der Unterlage auf das bodennahe Klima

13. Kapitel: Die Temperaturen der Bodenoberfläche 122
 Reflexzahl für drei Spektralbereiche und verschiedene Oberflächen. Definition der Oberflächentemperatur. Direkte und indirekte Messung derselben. Quecksilberthermometer, elektrische Thermometer, Bügeleisenmethode, Wachskugelmethode. Temperaturen auf Asphalt. Vergleich mit Schwarzkugelmethode. Einfluß der Oberflächenfarbe. Technische Oberflächen. Eisenbahnschienen. Das Auffrieren des Bodens.
14. Kapitel: Einfluß von Bodenart und Bodenzustand 132
 Grenzgebiet zur Bodenkunde. Temperaturgang in verschiedenen Bodenarten. Extreme und gemäßigte Mikroklimata. Einfluß der Bodenbearbeitung und der Bodenfeuchtigkeit. Beobachtung der Bodeneigenschaften bei Schneefall, Reifbildung und Glatteis.
15. Kapitel: Die wassernahe Luftschicht 145
 Das Wasser als austauschfähiger Boden. Eindringtiefe der Strahlung. Abhängigkeit der Reflexzahl der Wasseroberfläche von der Sonnenhöhe. Temperaturen des Oberflächenwassers im Meere, in Seen und in Tümpeln. Tagestemperaturschwankung über dem Ozean. Die wassernahe Luftschicht über der Ostsee. Messungen in Teich und Schilf.

	Seite
16. Kapitel: Die schneenahe Luftschicht.....	155
Reflexzahl der Schneeoberfläche. Lichtklima über Schnee. Strahlungsdurchlässigkeit der Schneedecke. Temperaturen in und über der Schneedecke. Wärmeschutz. Frostfeste, tauende und lückige Schneedecke. Abschmelztrichter und Eisplattenbildung.	
17. Kapitel: Die Luftschicht über einem lebenden Bodenüberzug (Rasendecke)	166
Einfluß einer Pflanzendecke. Grasminimumthermometer. Schon Kümmerwuchs mildert die hohen Bodentemperaturen. Die Fußringelkrankheit. Vergleich von Rollfeld und Rasenfläche am Flugplatz. Temperaturbeobachtungen in der Rasendecke.	
Anhang: Über die quantitative Erfassung des Wärmehaushalts der Bodenoberfläche	174
Bedeutung, Umfang und Geschichte des Problems. Die vier Hauptstücke des Wärmeumsatzes. Messungen bei Schneelage. Wärmeumsatz in den vier Jahreszeiten nach Messungen in Potsdam und Pälkäne.	

Z w e i t e r T e i l

Das Mikroklima in seinen Beziehungen zur Geländegestaltung, zu Pflanze, Tier und Mensch

Einleitung: Eine grundsätzliche neue Art von Mikroklimabildung	179
Mesoklimatologie, Bioklimatologie.	
V. Abschnitt: Der Einfluß des Geländes	
18. Kapitel: Kaltluftfluß und Kaltluftstau	181
Entstehung der Kälteseen. Abfluß und Aufstau der Kaltluft. Frostflächen bei München und Eberswalde. Die Doline Gstettneralm. Wirkung auf Pflanzen- und Tierwelt. Der Kältepol der Erde mikroklimatisch bedingt. Maastalkatastrophe 1930. Geschwindigkeit gleitender Kaltluft, Rhythmus abtropfender Kaltluft.	
19. Kapitel: Nächtliche Temperaturverhältnisse in Tälern	190
Unterschied von Kaltluft- und Wasserbewegung. Warme Hangzone. Abendliches Hochwandern der Inversion. Höhenlage der warmen Hangzone und Beziehung zur Pflanzenwelt. Beispiele vom Arber. Zeitlicher Temperaturverlauf. Sichtbarwerden der nächtlichen Temperaturschichtung.	
20. Kapitel: Die Kaltluftwinde (Hangabwind, Talabwind und Gletscherwind)	197
Kaltluftfluß, Hangabwind und Talabwind. Der Wisperwind. Luftlawinen in Europa und Afrika. Der Gletscherwind als Tageskaltluftwind.	

21. Kapitel: Die Besonnung der verschiedenen Hanglagen 201
 Berechnung der Hangbestrahlung. Diffuse Strahlung und Schlechtwetter verwischen die Hangunterschiede. Einfluß der geographischen Breite und Seehöhe. Grundregeln der Bestrahlung verschiedener Hänge. Tägliche Wärmesummen. Bodentemperaturen rings um einen Hügel. Temperaturen an Felsenhängen.
22. Kapitel: Mikroklimatische Auswirkung der verschiedenen Besonnung 213
 Ameisennest und Termitenbau. Temperaturen stehender und liegender Baumstämme. Rindenriß und Rindenschale. Aufblühzeiten rings um einen Baum. Kompaß- und Gnomonpflanzen.
23. Kapitel: Die Lufthaut an Berghängen 223
 Nachweis der Lufthaut an Berghängen. Einfluß der Pflanzendecke. Feuchtigkeit in der Lufthaut. Niederschlag auf den geneigten Hang. Die feuchten Ostseiten.
24. Kapitel: Weiteres zum Geländeeinfluß 229
 Tagesgang von Temperatur und Feuchtigkeit im Tal, am Hang und auf dem Gipfel. Temperaturabnahme mit der Höhe in Abhängigkeit von Wetter und Tageszeit. Mikroklimatische Streuung der Temperaturwerte überdeckt den Einfluß der Seehöhe. Bergatmosphäre, Gebirgsatmosphäre, Einflußzone. Hangaufwind und Talaufwind. Die Pflanzendecke als Anzeiger des Hanglagenklimas. Beispiele.
25. Kapitel: Vom Geltungsbereich meteorologischer Stationen 239
 Die „repräsentative“ Beobachtungsstation. Wunsch nach Verdichtung des Großklimanetzes. Die Mikroklimatologie vergrößert den Geltungsbereich der Station. Begutachtung unbekannter Ortsklimata. Strahlungsverhältnisse. Abschattung durch Berge. Mittlerer Abschirmwinkel, Raumwinkel des freien Himmelsstücks und Betrag der vollkommen diffusen Strahlung. Windeinfluß. Stichprobenmessungen. Beachtung der Pflanzendecke. Mikroklimatische Sondernetze.
- Anhang: Das Mikroklima in Höhlen 246
 Einseitig offene Höhlen. Eishöhlen. Sackhöhlen. Kältespeicher. Zweiseitig offene Höhlen. Windröhren.

VI. Abschnitt: Der Einfluß der Pflanzendecke

26. Kapitel: Der Wärmehaushalt der Pflanzen und die Pflanzentemperaturen 250
 Strahlungshaushalt der Blätter. Reflexzahl in Abhängigkeit von der Wellenlänge. Durchlässigkeit. Blauschatten und Grünschatten. Absorption. Ausstrahlung. Abwehrmaßnahmen der Pflanze. Unterschied von Pflanzen- und Lufttemperatur. Methoden und Ergebnisse der Pflanzentemperaturmessung. Temperaturen in Tüten.

27. Kapitel: Strahlungs- und Temperaturverhältnisse in einer niederen Pflanzendecke 263
 Bodenüberzug, niedere Pflanzendecke und Wald. Strahlungshaushalt. Äußere tätige Oberfläche. Messung der Temperaturschwankung. Einfluß von Struktur, Dichte und Größe des Pflanzenbestandes. Tagestemperaturgang. Mikroklima in Weingärten. Messungen unter tropischen Verhältnissen in Indien und Afrika.
28. Kapitel: Feuchtigkeits- und Windverhältnisse in einer niederen Pflanzendecke..... 275
 Wasserdampfumsatz in der Pflanzendecke. Einfluß der Bestandsdichte. Relative Feuchtigkeit zwischen Blättern. Meßreihen aus Vorderindien. Der Tau. Bremsung des Windes. Rauigkeitshöhe. Einfluß der Windgeschwindigkeit und der Art der Pflanzendecke auf die Bremsung. Abkühlungsgröße.
29. Kapitel: Forstmeteorologie, Waldklima, Bestandsklima 286
 Aufgabe der Forstmeteorologie. Begriff des Standortsklimas und Waldklimas. Einfluß des Waldes auf das Großklima. Forstliche Doppelstationen zur Untersuchung des Stammraumklimas. Begriff des Bestandsklimas. Methoden zu seiner Erforschung.
30. Kapitel: Die Strahlungsverhältnisse im Altbestand 294
 Schwächung und Filterung der Zustrahlung durch den Bestand. Einfluß der Holzart und des Bestandsalters. Wandernde Lichtflecke. Trübweather-Helligkeitskarten. Beleuchtung geneigter Flächen im Bestand. Ausstrahlung des Kronendaches.
31. Kapitel: Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse im Altbestand 301
 Sommerlicher Temperaturtagesgang im Bestand vom Waldboden bis über die Kronen. Temperaturschichtung bei Nacht und Tag. Verteilung der Luftfeuchtigkeit im Bestand. Der Waldboden und der Kronenraum als Wasserdampfsender.
32. Kapitel: Wind und Niederschlag im Altbestand... 310
 Abbremsung der Windgeschwindigkeit durch den Bestand. Luftruhe im Stammraum. Einfluß der Belaubung. Abfangen schwacher Niederschläge durch die Kronen. Schaftablaufendes Wasser. Durchfallen des Schnees zum Waldboden. Temperaturwirkung der Schneelage. Frostteller unter Fichten.
33. Kapitel: Der Einfluß der Bestandsverfassung auf das Bestandsklima 316
 Die forstliche Mikroklimatologie als Hilfswissenschaft des Waldbaus. Temperaturmeßfahrten im Wald. Bestände mit gleichmäßigem Kronendach und mit Stufenschluß. Gruppe und Schirm.

34. Kapitel: Das Mikroklima der Lochschläge, Lichtungen und Schneisen 324
 Kenngröße von Lochhieben. Ausstrahlungs-, Einstrahlungs- und Belüftungsverhältnisse. Zunahme der Frostgefährdung mit Vergrößerung der Lochhiebe. Kritische Größe. Ausstrahlung und Besonnung von Waldschneisen. Windbewegung auf Schneisen.

35. Kapitel: Die Bestandsrandklimare 329
 Außensaum und Innensaum. Zwei Ursachen für die Bestandsrandklimare. Wärmezustrahlung durch Sonne und Himmel. Schattenbreite an Bestandsrändern. Frostschutz durch Ausstrahlungsschutz. Passiver und aktiver Einfluß des Waldes auf das Windfeld. Tageswaldwind und nächtlicher Waldwind. Samenverbreitung am Bestandsrand. Der Nebelniederschlag und seine Bedeutung. Zukünftige Forschungsaufgaben.

VII. Abschnitt: Die Beziehungen von Tier und Mensch zum Mikroklima

36. Kapitel: Die Tierwelt und das Mikroklima 339
 Bedeutung der Mikroklimatologie für die Zoologie. Bioklimatische Leitformen. Standortsgebundene und standortstete Tiere. Schutz vor Strahlung, Hitze, Trockenheit und Wind. Ameisen, Heuschrecken und Hühner als Beispiele. Anlage der Behausungen: Ameisenbauten, Kaninchenbauten. Winterschlafplatz der Abendsegler. Übertemperierung der Wespen- und Hummelnester. Die forstliche Entomologie und die Mikroklimaforschung.
37. Kapitel: Die unbeabsichtigte Einwirkung des Menschen auf das Mikroklima 347
 Instinktmäßige Reaktion auf das Mikroklima und rationelle Mikroklimasuche. Der Mensch als Mikroklimazerstörer. Verarmung und Eintönigkeit der kultivierten Natur. Schaffung neuer Mikroklimare durch Industrialisierung und Städtebau. Gefahren der Vernachlässigung der Mikroklimawirkungen. Flugerdebildung.
38. Kapitel: Das Stadtklima 351
 Zwei Forschungsmethoden. Bedeutung des Stadtklimas. Erwärmung und Verunreinigung der Stadtluft durch die Feuerungen. Staubgehaltmessungen. Die Dunsthaube. Wirkung auf Wärmehaushalt und Temperaturen. Luftfeuchtigkeit in Stadt und Land. Das eigene Windsystem der Stadt. Stadtnebel. Auslösung der Niederschläge im Stadtgebiet.
39. Kapitel: Die bewußte Beeinflussung des Mikroklimas durch den Menschen 358
 Rationelle Klimagesuche. Kurortklimatologie und ihre Beziehung zur Mikroklimatologie. Bewußte Mikroklimagegestaltung. Kleidungs- und Bettklima. Wohnraumklima. Zweck-

	Seite
mäßigkeit der künstlichen Klimatisierung. Haus- und Stadtklima. Anlage von Krankenhäusern. Mikroklima der Tierställe. Gewächshausklima. Land- und forstwirtschaftliche Mikroklimamaßnahmen. Windschutz. Wirkung von Waldschutzstreifen. Frostschutz.	
40. Kapitel: Der Schadenfrost als Mikroklimaerscheinung	367
Früh- und Spätfröste. Sommernachtfröste. Seehöhe und Spätfrostgefährdung. Bedingungen für das Auftreten von Schadenfrösten. Der Grasfrost. Vorbeugende Frostschutzmaßnahmen. Vorwald aus frostharten Holzarten. Regulierung des Frosteinzugsgebietes. Rechtzeitige Frostwarnung durch Vorhersage und Alarmanlage.	
41. Kapitel: Die Bekämpfung des Schadenfrostes.....	373
Möglichkeit und Aussicht einer künstlichen Frostbekämpfung. Lage in Amerika und Europa. Arbeiten des Reichsamtes für Wetterdienst. Ausstrahlungsschutz durch Bedeckung mit Schirm oder Haube, durch Räuchern oder Überfluten. Heranschaffung von Wärme durch künstliche Beregnung, Inversionszerstörung oder Heizung. Erfahrungen und Erfolge.	
Schrifttum	383
Namenverzeichnis	422
Sachverzeichnis	429
Quellennachweis für die Abbildungen	436

Grundkapitel

Das Mikroklima und die Mikroklimaforschung

Als in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts die regelmäßigen meteorologischen Beobachtungen in Europa ihren Anfang nahmen, zeigte sich bald, daß die gewonnenen Ergebnisse davon beeinflußt wurden, wie die meteorologischen Instrumente aufgestellt waren. In den größeren Staaten wurden daher bald umfangreiche Versuchserien durchgeführt, um die zweckmäßigste Aufstellung zu finden. Nach vielem Bemühen einigte man sich auf die meteorologische Hütte, die heute jedermann bekannt ist. In ihr befinden sich die Meßinstrumente in $1\frac{1}{2}$, meist sogar in mehr als 2 m Höhe über dem Boden. Man wählte diesen großen Abstand, da weiter unterhalb die Zufälligkeiten des Bodens, der örtlichen Eigentümlichkeit und der nächsten Umgebung sich allzusehr bemerkbar machten. Die bodennahe Luftschicht war eine Störungszone, die man vermeiden mußte.

Die hohe Aufstellung der Instrumente gab die Gewähr dafür, daß die Aufzeichnungen der meteorologischen Stationen auch für die weitere Umgebung als gültig angesehen werden konnten. Die Ergebnisse der 10, 100, ja oft noch mehr Kilometer voneinander entfernten Beobachtungsstellen schlossen sich zu einem einheitlichen Bild zusammen. Man erhielt die großzügige räumliche Gliederung des Klimas für die betreffende Gegend oder das betreffende Land. Dies Klima wird daher Großklima genannt (oder mit der griechischen Bezeichnung auch: Makroklima).

In den meteorologischen Jahrbüchern, welche die Kulturstaaten regelmäßig herausgeben, in den Werken der Klimakunde und in den Klimabeschreibungen geographischer Werke ist eben dies Großklima behandelt. Das Großklima Deutschlands findet in dem mehrbändigen, soeben im Erscheinen begriffenen Werke, welches das Reichsamt für Wetterdienst amtlich herausgibt: „Klimakunde des Deutschen Reiches“, eine neuzeitliche und erschöpfende Darstellung.

Mit dem Fortschritt der Wissenschaft und vor allem mit der zunehmenden Benutzung der wissenschaftlichen Ergebnisse zu wirtschaftlichen Zwecken stellten sich aber neue Bedürfnisse ein. Die Angaben der meteorologischen Jahrbücher genügten nicht mehr. Ja, bald erwiesen sich diese geradezu als irreführend, wollte man sie ohne weiteres praktischen Maßnahmen zugrunde legen. Für die Frostgefährdung landwirtschaftlicher Kulturen zum Beispiel geben die Zahlen über die Frosttage, wie sie in den Jahrbüchern veröffentlicht

sind, ein falsches Bild. Für den Wärmegenuß der Weintraube am Rebstock sind die veröffentlichten Temperaturmaxima nicht maßgebend. Alle Pflanzen, so erkannte man bald, finden ihre Lebensbedingungen gerade in jener bodennahen Störungszone, die bei den meteorologischen Beobachtungen absichtlich vermieden wurde. In ihr herrschen andere klimatische Verhältnisse als in 2 m Höhe. So entstand die Frage nach dem Klima der bodennahen Luftschicht.

Das Großklima ist unmittelbar für den Menschen von Bedeutung, der aufrecht geht, die Luft in $1\frac{1}{2}$ m Höhe einatmet und seinen Standort stets wechselt. Die ortsfeste niedrigere Pflanze aber ist gerade in ihrer klima-empfindlichsten Lebenszeit, nämlich in ihrer Jugend, auf die bodennahe Störungszone angewiesen. Man nennt daher das Großklima auch bisweilen: Menschenklima, das Klima der bodennahen Luftschicht dagegen: Pflanzenklima. Diese beiden Bezeichnungen sind gut zur Veranschaulichung, sollen aber keine Definition darstellen.

Mit dem Ausdruck „bodennah“ ist in diesem Buch alles gemeint, was nicht mehr als 2 m von der Bodenoberfläche entfernt ist. Unter der bodennahen Luftschicht verstehen wir also die untersten 2 m der Atmosphäre. Diese Zahl dient vorläufig nur dazu, dem Leser eine richtige Anschauung der Größenverhältnisse zu geben. Später wird weiter davon die Rede sein. Mit dieser Benutzung des Wortes „bodennah“ stehen wir im Gegensatz zu den Aerologen, die in so großen Weiten der Atmosphäre denken, daß für sie die untersten 1000 m schon als „bodennah“ gelten können.

Das vom Großklima unterschiedene Klima der bodennahen Luftschicht entsteht ursächlich zunächst durch die Nähe der Bodenoberfläche. Als untere Grenzfläche der Atmosphäre spielt die Erdoberfläche in der Meteorologie eine große Rolle. Die Erwärmung und Abkühlung der Atmosphäre im Tages- und Jahreslauf erfolgt im wesentlichen durch ihre Vermittlung; der Wasserdampf wird von ihr durch Verdunstung an die Luft abgegeben und kehrt als Regen und Schnee zu ihr zurück; die von den Druckgegensätzen ausgelösten Winde werden an ihr abgebremst. Es ist also kein Wunder, daß die bodennahe Luftschicht besondere klimatische Eigentümlichkeiten zeigt. Sie werden im ersten Teil dieses Buches beschrieben und erklärt.

Dazu kommt aber noch etwas anderes.

Während sich im höheren Luftraum Gegensätze, falls sie auftreten, alsbald ausgleichen, können sie im bodennahen Luftraum auf kurze Entfernung hin nebeneinander bestehen bleiben; denn jede entstehende Austauschbewegung wird durch die Reibung in Bodennähe unterbunden. Zu den vertikalen Gegensätzen treten die horizontalen. Durch die Art des Bodens, durch seine Gestalt, durch die auf ihm

wachsenden Pflanzen, außerdem durch die örtlich wechselnde Beschattung oder Besonnung, durch den verschiedenen Windschutz und viele andere Umstände mehr können auf kürzeste Entfernung hin große Klimagegensätze auftreten. G. Kraus prägte hierfür die schöne Bezeichnung vom „Klima auf kleinstem Raume“. Diese Bezeichnung ist nur etwas zu umständlich, um allgemeine Verwendung zu finden. Man benutzt statt dessen heute das Wort: Mikroklima. Der Begriff Mikroklima ist aber am treffendsten definiert durch die Übersetzung: „Klima auf kleinstem Raum“. Die Mikroklimakunde oder Mikroklimatologie ist die Wissenschaft vom Mikroklima.

Mit dem Aufkommen der mikroklimatologischen Forschung ist zugleich eine Fülle neuer Bezeichnungen entstanden. Die Ausdrücke: Ortsklima, Sonderklima, Lokalklima, Piccoloklima, Miniaturklima und andere besagen nichts anderes als das Wort Mikroklima und werden am besten heute nicht mehr benutzt. Wollte man das Wort Mikroklima durch ein einziges deutsches Wort wiedergeben, so müßte man sagen „Kleinstklima“. Niemand aber spricht gerne die fünf einander feindlichen Konsonanten hintereinander aus. Das Wort „Kleinklima“ aber, an das man denken könnte, läßt sich aus anderen Gründen nicht benutzen.

R. Geiger und W. Schmidt (6)¹⁾ nämlich haben den Versuch gemacht, einheitliche Bezeichnungen in die Mikroklimatologie einzuführen; dieser Versuch hat keine Klärung, eher eine Verwirrung gebracht. Das Wort Kleinklima sollte nach diesem Vorschlag eine Mittelstelle zwischen den Begriffen Großklima und Mikroklima einnehmen und ist in diesem Sinne vielerorts verwendet worden. Es erscheint mir auch heute als eine unabweisliche Notwendigkeit, früher oder später zu einem solchen Mittelbegriff zu kommen; das sachliche Bedürfnis dazu wird sich immer lauter melden. Die Bezeichnung „Kleinklima“ ist aber ungeeignet dafür; denn zur Vermeidung des häßlichen Wortes „Kleinstklima“ oder gar des Adjektivs „kleinstklimatisch“ ist in zahlreichen Veröffentlichungen Kleinklima gleichbedeutend mit Mikroklima verwendet worden.

Das Wort Kleinklima hat somit zwei verschiedene Bedeutungen und ist dadurch unverwendbar geworden. Einen treffenden Vorschlag machte H. Scaëtta (17): Zwischen dem Makroklima und Mikroklima soll das Mesoklima liegen. Es lockte mich sehr, schon in diesem Buch die Darstellung durch Einführung dieses neuen Begriffs klarer und übersichtlicher zu gestalten. Aber jetzt ist es wohl zu früh dazu, und die Gefahr, daß auch dieser Begriff mißverstanden und mißbraucht wird, ist zu groß. Die Bezeichnung Meso-

¹⁾ Die *kursiv* gesetzten Ziffern weisen auf das Verzeichnis des Schrifttums am Schlusse des Buches hin.

klima und Mesoklimatologie erscheint daher weder im Buchtitel noch in einer Überschrift. Es ist lediglich versucht worden, diejenigen Leser, die das Buch auch wirklich lesen, an der geeigneten Stelle damit vertraut zu machen, um einer künftigen Entwicklung in dieser Richtung den Boden zu bereiten.

Hier in diesem Buch ist unter „Mikroklima“ alles das zusammengefaßt, was nicht mehr zum Bereich des Großklimas gehört und das Klima auf kleinstem Raum betrifft.

Es ist wohl kein Zufall, daß die Mikroklimatologie vorwiegend in Deutschland entwickelt worden ist. Der Mangel an Lebensraum und die aus ihm folgende Notwendigkeit, das Äußerste an Ertrag aus dem Boden herauszuholen, hat diese Entwicklung begünstigt. Blickt man aber auf die Geschichte der Mikroklimatologie zurück, so ist nicht minder bemerkenswert, daß es ein Wissenschaftler war, der sich aus rein wissenschaftlichen Interessen heraus als erster eingehend mit mikroklimatischen Problemen befaßte. Es war der Würzburger Botaniker Gregor Kraus (1841—1915)¹⁾. Durch die 1911 erfolgte Veröffentlichung seines Buches (*12*): „Boden und Klima auf kleinstem Raum“ ist er zum Vater der Mikroklimatologie geworden, wenn er auch das Wort Mikroklima selbst nicht gebrauchte. Nicht der Blick auf eine Nutzenanwendung, sondern die Vertiefung der Forschung bis zu den Grundfragen der Wissenschaft leitete ihn bei seinen ersten Untersuchungen im Wellenkalkgebiet des Mains bei Karlstadt. „Die Arbeit unter den Händen“, schreibt er, „merkte ich, daß ich hier allein stand, und daß, um etwas Festes zu leisten, ganz ab ovo angefangen und überall zunächst der erste Grund gelegt werden müsse. Von der ersten Angriffsstelle rückwärts immer nach festerem Grund suchend, entstand, was im I. Teil zusammengestellt ist“. Diese zunächst für seine Arbeiten über die Bodenzustände auf kleinstem Raum ausgesprochenen Worte galten gleicherweise auch für die Klimazustände auf kleinstem Raum.

Wenn G. Kraus als der Vater der Mikroklimatologie bezeichnet wurde, so deshalb, weil er als erster das Problem klar sah, formulierte und anpackte. Neben ihm haben viele andere bahnbrechend mitgewirkt, so vor allem Th. Hömön, den V. Rossi (*211*) den „Grundleger der Mikroklimatologie in Finnland“ nennt. Ja, rückblickend vermag man in frühen Zeiten schon Ansätze zu mikroklimatischen Problemstellungen zu finden, wie z. B. H. Grimm (?) einige diesbezügliche Sätze aus den Chemikerbriefen Justus von Liebig's anführt. So geht es bei allen neu entstehenden wissenschaftlichen

¹⁾ Seine Lebensbeschreibung (von H. Kniep) findet man in den Ber. d. Deutsch. Botan. Ges. **33** (69)—(95), 1915.

Fachgebieten. Wir hoffen, daß der Tatsachenbericht dieses Buches jedem Mitarbeiter an der Mikroklimatologie die rechte Stelle zuweist.

Eine besondere Stellung nimmt die Mikroklimatologie im Bereiche der Naturwissenschaften ein. Als Teil der Klimatologie untersteht sie dem großen Fachgebiet der Meteorologie und ist in systematischer Hinsicht durch sie wohl am meisten gefördert worden. Zugleich aber ist sie so eng mit zahlreichen Nachbarwissenschaften verflochten, daß von dorthier eine Fülle von Anregungen und von wertvollen Arbeiten zugeströmt sind. In erster Linie sind hier die Botaniker zu nennen, unter ihnen besonders die Ökologen. Vertreter der Forstwirtschaft und Landwirtschaft haben mitgearbeitet. Auch die Zoologen, unter ihnen besonders die Entomologen, finden in der Mikroklimatologie die standörtlichen Bedingungen für die günstige oder schadenbringende Entwicklung der Tiere. An vielen Fragen ist der Mediziner, an vielen der Geograph interessiert. Auch die Technik und der Verkehr stoßen immer wieder auf Klimateigentümlichkeiten auf kleinstem Raum, die im Straßenbau, Eisenbahnbau, Hausbau und beim Betrieb der Verkehrsstrecken beachtet sein wollen. So bietet die Mikroklimatologie ein selten schönes Beispiel einer wissenschaftlichen Gemeinschaftsarbeit. Während sonst die Weite der Wissenschaft zur Verflachung der Forschung, die Tiefe der Wissenschaft zur ungesunden Spezialisierung führt, scheinen sich in der Mikroklimatologie die beiden sonst widerstreitenden Entwicklungsmöglichkeiten die Hand zu reichen. Als Spezialwissenschaft kann und soll sie sich vertiefen, in ihrer Verwurzelung in einer großen Zahl von Fachgebieten besitzt sie zugleich eine belebende und bereichernde Weite.

ERSTER TEIL

VOM MIKROKLIMA, DAS IN DER BODENNAHEN LUFTSCHICHT DURCH DIE NÄHE DER BODENOBERFLÄCHE ENTSTEHT

Um das Klima der bodennahen Luftschicht kennenzulernen, untersuchen wir im ersten Teil des Buches, welchen Einfluß der Boden auf das Klima der an ihn grenzenden, etwa 2 m hohen Luftschicht ausübt. Um mit den einfachsten Verhältnissen zu beginnen, denken wir uns zunächst eine vollkommen ebene, vom Pflanzenwuchs freie Fläche. Der I. Abschnitt soll zunächst den grundlegenden Einblick liefern, welche Bedeutung die Bodenoberfläche im Wärmehaushalt der Atmosphäre und deshalb für die bodennahe Luftschicht spielt. Insbesondere ist die mannigfache Art und Weise zu betrachten, in welcher der Transport der Wärme vom und zum Boden vor sich geht.

Der II. Abschnitt zieht daraus die Folgerungen für die Temperaturverhältnisse, die in der bodennahen Luftschicht so ganz andere sind als im Bereiche des Großklimas. Die übrigen Witterungsfaktoren, nämlich Dampfdruck und relative Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit, Staubgehalt, Sichtverhältnisse usw. werden im III. Abschnitt behandelt.

Auch bei Ausschaltung des Einflusses von Gelände, Vegetation und Bebauung, der erst im zweiten Teil des Buches berücksichtigt werden soll, ist für das bodennahe Klima doch auch die Art des Bodens von Bedeutung. Nicht nur Material, Wassergehalt und Farbe des Bodens sind hierbei zu beachten. Auch über einer Wasserfläche oder über einer Schneedecke hat die bodennahe Luftschicht besondere Eigentümlichkeiten. Diesen Fragen ist der IV. Abschnitt gewidmet.

I. Abschnitt

Der Wärmeumsatz in der bodennahen Luftschicht

1. Kapitel

Der Wärmeumsatz an der Bodenoberfläche um Mittag. Der Einstrahlungstypus

Die Erde empfängt an der oberen Grenze ihrer Lufthülle eine Sonnenstrahlung von rund 2 cal/cm^2 in der Minute bei senkrechtem Einfall. Dieser Wert heißt „Solarkonstante“. Setzen wir diesen

Betrag gleich 100 und sehen, was weiter aus dieser Strahlung wird. Dabei bedienen wir uns der von E. Alt (28) mitgeteilten und von F. Baur und H. Philipps (29) neu errechneten Zahlen, welche die durchschnittlichen Verhältnisse der Nordhalbkugel wiedergeben.

Der Energieverlust innerhalb der Lufthülle ist ein zweifacher. Erstens wird die Strahlung nach allen Richtungen hin diffus zerstreut durch die Luftmoleküle und durch die in der Lufthülle schwebenden Fremdkörper (Staub, Wassertropfen). Diese diffuse Zerstreuung (Reflexion) verschlingt etwa 25% der hereinkommenden Strahlung. Von diesem Betrag gehen rund 9% wieder zurück in den Weltraum. An den Wolkenoberflächen wird etwa 33% zurückgeworfen. Von den zugestrahlten 100% erscheinen somit $9 + 33 = 42\%$ überhaupt nicht mehr im Wärmehaushalt der Erde.

Von den Nachbarplaneten aus gesehen leuchtet darum die Erde ebenso wie etwa die Venus von uns aus gesehen. Die Albedo der Erde, d. h. das Verhältnis der zurückgeworfenen zur ankommenden Strahlung, beträgt nach obigem 0,42.

Der zweite Verlust an Strahlung ist durch die Absorption verursacht. Sauerstoff, Ozon, Wasserdampf und Kohlensäure verschlucken die Strahlung, aber nur auswahlweise in bestimmten Wellenlängenbereichen; man spricht daher von einer „selektiven Absorption“. Die absorbierte Energie erscheint in einer entsprechenden Temperaturerhöhung der absorbierenden Schichten der Lufthülle wieder, geht also der Erde nicht ganz verloren. Dieser zweite Verlust kann zu 15% angesetzt werden.

Was gelangt nun bis zur Erdoberfläche?

An direkter Sonnenstrahlung bleiben nach Abzug der oben aufgeführten Verluste noch 27% übrig; dazu kommt die diffuse Himmelsstrahlung, soweit sie nach abwärts zum Boden hin wirksam ist, das sind $25 - 9 = 16\%$. Die Erdoberfläche erhält also 43%, zufällig fast ebensoviel, als in den Weltraum zurückgegeben wird.

Um die Bedeutung der Erdoberfläche im Wärmehaushalt recht zu verstehen, müssen wir aber die 42%, die in den Weltraum zurückgehen und gar nicht im Wärmehaushalt der Erde erscheinen, aus der Rechnung herausnehmen. Von dem tatsächlich verfügbaren Rest von $100 - 42 = 58\%$ gelangen, wenn wir diese Zahl erneut gleich 100 ansetzen, 74% zur Oberfläche. Trotz des gewaltigen Weges also, den die Sonnenstrahlung in der Lufthülle durchlaufen muß, dringt noch rund $\frac{3}{4}$ der überhaupt von der Erde verwerteten Strahlung bis zur Bodenoberfläche hindurch. Das ist ein großes Glück für uns am Grunde des Luftmeeres lebende Menschen. Wo sich diesem ungeheuren Energiestrom die Oberfläche des festen Bodens entgegensetzt, kann die Strahlung nicht mehr weiter vordringen. Ein geringfügiger Betrag wird reflektiert. Der Hauptteil

Um die Mittagsstunde zugeführte Sonnenstrahlung in $\text{cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ zur Zeit der Monatsmitte
(Vonstrahlung und Horizontalstrahlung). (Nach Messungen in Potsdam 1907—1923)

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
A. Heitere Tage												
Die zur Strahlung senkrechte Fläche empfängt.....	1,014	1,120	1,121	1,275	1,278	1,274	1,196	1,169	1,220	1,167	0,987	0,967
Die waagerechte Bodenoberfläche empfängt.....	0,287	0,471	0,649	0,937	1,065	1,113	1,027	0,918	0,796	0,569	0,324	0,240
B. Unter Berücksichtigung der mittleren Bewölkung												
Die zur Strahlung senkrechte Fläche empfängt.....	0,264	0,325	0,437	0,536	0,626	0,650	0,574	0,573	0,573	0,467	0,266	0,242
Die waagerechte Bodenoberfläche empfängt.....	0,075	0,137	0,253	0,394	0,522	0,568	0,493	0,450	0,374	0,228	0,087	0,060

aber gelangt zur Absorption, wird in Wärmeenergie umgewandelt und dient der Temperaturerhöhung der Bodenoberfläche.

Die Erdoberfläche spielt also im mittäglichen Wärmeumsatz die größte Rolle. Die bodennahe Luftschicht ist aber derjenige Teil der Lufthülle, dessen Temperaturverhältnisse am unmittelbarsten durch die Verhältnisse der Erdoberfläche bestimmt sind. Beobachtungen aus der bodennahen Luftschicht sind daher für Studien des Wärmeumsatzes unentbehrlich.

Blicken wir auf die Geschichte der Meteorologie zurück, so finden wir, daß diese Bedeutung der bodennahen Luftschicht zu den ersten Beobachtungen in ihrem Bereich Anlaß gab. Das Studium der bodennahen Luftschicht wurde dadurch ein Glied der allgemeinen Meteorologie, der Physik der Atmosphäre. Erst später fand auch die klimatologische Seite Beachtung, als man durch die Erfahrungen des praktischen Wirtschaftslebens auf das ganz andere Klima aufmerksam wurde, dem die jungen Pflanzen nahe dem Boden unterworfen sind.

Es wird zunächst nötig sein, die in Deutschland praktisch vorkommenden Strahlungsbeträge kennen-

zulernen, die um die Mittagszeit der Erdoberfläche zugestrahlt werden. Wir benutzen hierzu die von W. Marten (34) veröffentlichten und von J. Schubert (39) eingehender bearbeiteten Strahlungsmessungen in Potsdam aus den Jahren 1907—1923. Die Ergebnisse sind in vorstehender Tabelle enthalten, und zwar ist hierbei getrennt einerseits danach, ob es sich um heiteres Wetter handelt (A), oder ob die tatsächliche mittlere Bewölkung mit berücksichtigt wird (B), anderseits danach, ob die bestrahlte Fläche senkrecht zur Strahlung gerichtet ist (man spricht dann von Vollstrahlung), oder ob es sich um den waagerechten Boden (Horizontalstrahlung) handelt. Jedesmal ist der Wert für 12 Uhr mittags angegeben, auch dann, wenn bei bewölktem Himmel der höchste Strahlungswert unter Umständen auf die Vormittagsstunden fällt.

Für die Beurteilung der Mikroklimare in Höhenlagen, beispielsweise der Lebensbedingungen der Alpenpflanzen, muß man wissen, daß mit zunehmender Seehöhe auch die Sonnenstrahlung zunimmt. Und zwar geht die Zunahme in den untersten dunst-erfüllten Luftschichten am raschesten. Je höher man kommt, desto geringer wird bei weiterer Höhenzunahme der Strahlungsgewinn. Für den Monat Januar gibt W. Mörikofer (35) folgende Werte für die 12^h-Strahlung wolkenloser Tage an, die auf Messungen in Davos, St. Blasien und Karlsruhe beruhen:

Seehöhe	100	500	1500	4000 m
Strahlung	0,8	1,2	1,4	1,6 cal/cm ² . min

Vergleichende Zahlen über alle Monate aus 390 bis 1577 m Seehöhe findet man bei F. Lauscher (33). Aus diesem Grunde ist im Gebirge das bodennahe Klima teilweise noch extremer gegenüber dem Großklima als in der Ebene. Die gesättigte Blütenfarbe hochalpiner Pflanzen kündigt das schon dem Auge an. Doch fehlt es leider noch an systematischen mikroklimatischen Untersuchungsreihen. Die Einrichtung eines Alpenlaboratoriums am Schachen in 1875 m, von der O. Härtel (31) berichtet, erweckt aber Hoffnungen in dieser Richtung.

Keihen wir nun zurück zum normalen mittäglichen Erwärmungsvorgang.

Die Temperaturverhältnisse der bodennahen Luftschicht werden bestimmt durch die ungeheure Wärmemenge, welche die Bodenoberfläche aufnehmen muß. Sie erhitzt sich bei uns im Sommer auf 60°, unter günstigen Umständen bis zu 80°, wovon im 13. Kapitel eingehend gesprochen wird. Die Oberflächentemperatur würde sogar noch viel höher steigen, wenn nicht von ihr aus ein Wärmestrom nach oben und unten erfolgen würde. Teils der Boden,

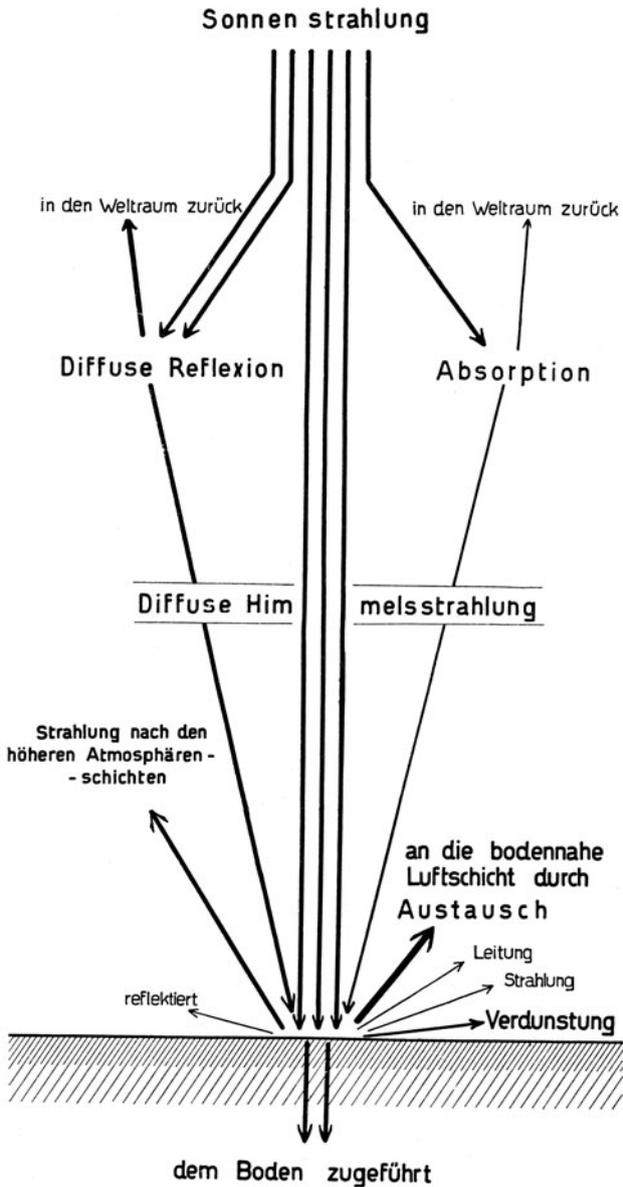


Abb. 1. Der Wärmeumsatz um Mittag (schematisch)

teils die anliegende Luftschicht nehmen Wärme auf, teilweise findet auch eine Verdunstung des im Boden befindlichen Wassers statt, wodurch ebenfalls Wärme verbraucht wird.

Die Art der Wärmebewegung ist im Schaubild der Abb. 1 zu überblicken. Aus ihr folgt, daß um die Mittagszeit die höchste Temperatur in der Bodenoberfläche auftreten muß und daß von da ab sowohl nach oben wie nach unten die Temperatur abnehmen muß. Diese Art der Temperaturverteilung um die Mittagszeit heißt der Einstrahlungstypus (oder weniger gut: der Insolationstypus). Wie dieser in Wirklichkeit aussieht, soll an einem extremen Beispiel gezeigt werden.

Abb. 2 gibt die Temperaturverteilung wieder, die J.G.Sinclair (40) im Wüstenlaboratorium zu Tucson in Arizona am 21. Juni 1915 um 13 Uhr beobachtete. Nähert man sich von oben her der Bodenoberfläche, so nimmt die Temperatur stetig, aber in steigendem Maße zu. An der Oberfläche selbst besteht ein Temperatursprung zwischen Luft und Boden. Die Oberfläche besitzt die höchste Temperatur, die allerdings hier nicht gemessen ist, aber jedenfalls weit über 71,5°, der Messung in 4 mm Bodentiefe, liegt. In den obersten 10 cm des Erdbodens nimmt die

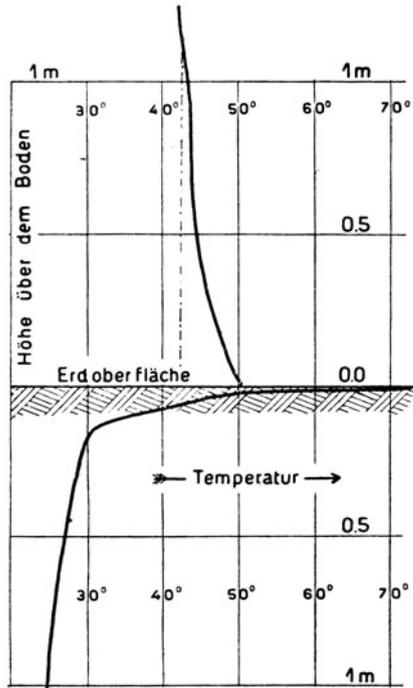


Abb. 2. Der Einstrahlungstypus (Tucson, 21. Juni 1915)

Temperatur außerordentlich stark ab, so daß sie bereits in 7 cm Tiefe mehrere Grad unter der Lufttemperatur liegt. Der Einfluß der Tageszeit, also der vorübergehenden mittäglichen Erhitzung, reicht nur bis etwa 10 cm Tiefe, wie an dem Knick der Temperaturkurve im Boden zu erkennen ist. Gegen die tieferen Bodenschichten nimmt die Temperatur wieder langsam ab.

Die extrem hohen mittäglichen Temperaturen sind also, wie die Abbildung zeigt, auf die der Erdoberfläche unmittelbar angrenzenden Luft- und Bodenschichten beschränkt. Auch unter unseren ge-

mäßigten Klimaverhältnissen gilt das gleiche, wenn auch das Ausmaß der Erscheinung geringer ist. Bei Besprechung des täglichen Temperaturganges im 8. Kapitel werden weitere Beispiele für die Temperaturverteilung beim Einstrahlungstypus folgen.

Während die Wärmebewegung im Boden schon seit langem in ihrer Gesetzmäßigkeit erkannt ist, bietet die starke Temperaturabnahme nach aufwärts um Mittag in der bodennahen Luftschicht ein besonderes Interesse. Vor kurzem hat P. T. Smoliakow (41) die Frage vom theoretischen Standpunkt aus behandelt, besonders im Hinblick auf die Mikroklimatologie. Ganz allgemein stellen wir zunächst folgendes fest:

Wird trockene Luft adiabatisch, d. h. ohne Wärme von außen aufzunehmen oder nach außen abzugeben, in der Lufthülle der Erde auf oder ab bewegt, so ändert sie ihre Temperatur; denn bei der Aufwärtsbewegung gelangt sie in den Bereich niedrigeren Luftdrucks, vergrößert ihr Volumen und leistet dabei Arbeit, die sie bei adiabatischen Vorgängen aus der eigenen Wärmeenergie entnehmen muß; sie kühlt sich also ab. Umgekehrt erwärmt sich absteigende Luft. Die Thermodynamik lehrt, daß diese Temperaturänderung gerade 1°C auf je 100 m Höhenunterschied beträgt.

Herrscht in der Atmosphäre gerade der „adiabatische Gradient“ von 1°C auf 100 m, so wird eine auf- oder absteigende Luftmasse an allen Punkten diejenige Temperatur antreffen, die sie selbst hat, somit auch die gleiche Dichte. Es herrscht indifferentes Gleichgewicht.

Ist die Temperaturabnahme geringer als 1° auf 100 m, so wird eine aufsteigende Luftmasse in wärmere Umgebung kommen; sie wird mithin schwerer als ihre Umgebung werden und daher in ihre Ausgangslage zurückkehren. Die Lufthülle ist im stabilen Gleichgewicht. Ist die Temperaturabnahme aber größer als 1° auf 100 m, der Gradient, wie man sagt, „überadiabatisch“, so muß eine aufsteigende Luftmasse in kältere Umgebung kommen; ihre Aufwärtsbewegung wird dadurch beschleunigt. Es herrscht labiles Gleichgewicht.

Die stillschweigende Voraussetzung für die Gültigkeit dieser thermodynamischen Betrachtungsweise ist die freie Beweglichkeit der Luft. Es wird angenommen, daß sie sich in Bewegung setzt, sobald das indifferente Gleichgewicht überschritten wird, und dieses durch Aufsteigen der Warmluft und Absinken der Kaltluft wiederhergestellt wird.

Schon in der freien Atmosphäre kann es in heißen Gegenden (z. B. in der ungarischen Tiefebene) und zu den heißesten Tages- und Jahreszeiten vorkommen, daß die Wärmezufuhr vom Boden so stark ist, daß die Ausgleichsbewegungen nicht rasch genug vor

sich gehen und daher die Wiederherstellung der stabilen Schichtung nicht gelingt. Ein Höhenaufstieg zeigt dann eine Temperaturabnahme von mehr als 1° C auf je 100 m. Solche überadiabatischen Gradienten sind wiederholt nachgewiesen worden, sogar bis in Höhen von 9000 m hinauf. Aber der Wert von 10°/100 m wird höchstens um einige Zehntelgrade überschritten.

In der bodennahen Luftschicht ist das ganz anders. Die Erhitzung ist hier seitens der naheliegenden Bodenoberfläche besonders stark und stetig, und die feste Oberfläche wirkt hemmend auf Luftbewegungen jeder Art, auf solche in senkrechter Richtung am meisten. Die Voraussetzung der thermodynamischen Stabilitätsbetrachtung, die oben genannt wurde, ist hier also nicht gegeben. Überadiabatische Gradienten sind nicht nur Ausnahmeerscheinungen, sondern die Regel zur Zeit des Einstrahlungstypus im bodennahen Luftraum.

Wie stark diese Gradienten werden können, zeigen folgende Beobachtungen N. K. Johnsons (182) in England. Im Jahre 1925 fand er bei regelmäßigen Messungen der wahren Lufttemperatur in den Höhen 1,2 und 7,1 m folgende Höchstwerte des Temperaturunterschiedes zwischen beiden Meßpunkten:

Monat (1925)	Febr.	April	Juni	Aug.	Okt.	Dez.
Höchster Temperaturunterschied zwischen 1,2 und 7,1 m (°F)	2,8	2,9	3,6	2,9	2,4	1,4
Berechneter Gradient (°C/100 m)	26	27	34	27	23	13

Diese Werte fielen durchweg auf die Zeiten zwischen 11 und 14 Uhr. Also selbst in diesen doch schon beträchtlichen Höhen über dem Boden stellt sich jeden Monat zeitweise ein Gradient ein, der zwischen dem zeh- und dreißigfachen Wert des adiabatischen liegt. In der Schicht unter 1 m Höhe wächst er zu noch viel höheren Werten an. Doch verliert eine Umrechnung der dort auf wenige cm Höhenstreckung gefundenen Temperaturunterschiede auf 100 m ihren physikalischen Sinn, so daß von Zahlenangaben abgesehen wird.

Es bleibt aber die Tatsache, daß die bodennahe Luftschicht um diese Zeit im höchsten Maße instabil ist. Zwei Erscheinungen folgen daraus, die jedem aufmerksamen Beobachter diesen besonderen Zustand unmittelbar sichtbar machen. Das eine ist die Schlierenbildung, die wir als eine optische Erscheinung erst im 12. Kapitel besprechen. Das andere ist die Bildung von Staubhosen, die auch Staubwirbel, Sandteufel (sand devils) oder nach Vorschlag A. Wegeners (43) Kleintromben genannt werden. Sie sind eine so regelmäßig vorkommende und für die Überhitzung der bodennahen Luft so kennzeichnende Erscheinung, daß sie im internationalen meteorologischen Schlüssel einen eigenen Platz bei der

Witterungsmeldung („ww-Gruppe“) und ein eigenes Symbol erhalten haben.

Die Instabilität kann man auffassen als höchste Bereitschaft zum Umsturz der Schichtung, so daß die warme Luft aufstrudeln, die kalte absinken möchte. Am Boden fehlt es jedoch an einem Vorgang, der diesen Umsturz in Gang bringt; es fehlt der „Initialimpuls“. Wenn aber durch äußere Umstände solch ein Aufstrudeln eingeleitet wird, werden die benachbarten Luftschichten von der Bewegung ergriffen, und die Erscheinung schreitet, vom Wind vorwärts getragen, weiter, ergreift immer neue Schichten und gewinnt dadurch an Mächtigkeit. Dabei tritt alsbald aus noch nicht aufgeklärten Gründen eine Drehbewegung hinzu, die sich rasch verstärkt

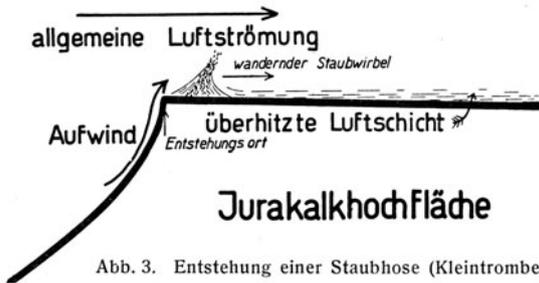


Abb. 3. Entstehung einer Staubhose (Kleintrombe)

und so einen Wirbel mit senkrechter oder mit dem Winde leicht vorwärts geneigter Achse erzeugt.

Dieser Wirbel wird dem Auge erst dadurch sichtbar, daß er Staub, Sand, Blätter, Gras, bei starker Entwicklung selbst Steine und Äste emporreißt. Oft ist die Bildung der Kleintrombe gut zu beobachten. Heuhaufen, Straßenböschungen, die Schotterhaufen an Landstraßen sind bevorzugte Entstehungsorte, weil dort die erste Aufwärtsbewegung der erhitzten Luft durch die Geländeausformung begünstigt wird.

Eine Beobachtung dieser Art machte ich bei einer Wanderung an einem glutheißen Sommermittag über die Jurakalkhochfläche der Fränkischen Alb (Hetzles bei Erlangen), welche in Abb. 3 schematisch dargestellt ist. Über dem weißen, trockenen, nur spärlich bewachsenen Kalkplateau bildete sich eine stark überhitzte Luftschicht am Boden. Ein Umsturz trat aber nur am westlichen steilen Plateaurand ein, wo die Vertikalkomponente des Luvwirbels die Aufwärtsbewegung einleitete¹⁾. Von dort löste sich eine Kleintrombe,

¹⁾ Der Westrand der Fränkischen Alb ist wegen des Einfallens der geologischen Schichten nach Osten zugleich der höchste Punkt des Plateaus, was ebenfalls dort die Vertikalbewegung begünstigt.

die mit laut hörbarem hellen Pfeifen Staub und Blätter übermannshoch emporriß, ab und wanderte mit der allgemeinen Luftströmung vom Rande nach dem Innern des Plateaus. Nach Verlassen der Randzone wurde ihr Verhalten aber unberechenbar; sie sprang hin und her, wo sie gerade günstige Bedingungen für den Durchbruch der erhitzten Luft nach oben antraf, erstarb aber nach wenigen Minuten über dem gleichförmigen Plateau. Nur am Plateaurande wiederholte sich noch mehrfach die Kleintrombenbildung.

Einen sehr interessanten Bericht über eine Kleintrombe, die an einem Maitag (1934) mittags 13 Uhr bei Lübeck zur Beobachtung kam, gibt H. Schlichting (37). H. Schober (38) beschrieb eine solche, die an der Grenze von erhitzter Wiese und schattiger Allee entstand.

Die eingehendsten Beobachtungen über die Staubhosen verdanken wir den Arbeiten von W. D. Flower (30), der seit 1927 in den Trockengebieten zwischen Ägypten und dem Persischen Golf an 12 meteorologischen Stationen regelmäßige Beobachtungen über die „sand devils“ durchführen ließ. In den Jahren 1927—1932 wurden in den einzelnen Monaten die folgenden Anzahlen beobachtet:

Anzahl der beobachteten Staubhosen 1927—1932

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli
In Ägypten und im Sudan	0	0	3	11	30	25	35
In Palästina und Transjordanien	0	0	0	5	7	29	23
Im Irak	0	0	7	11	6	19	28
Summe:	0	0	10	27	43	73	86

	Aug	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
In Ägypten und im Sudan	26	27	5	1	1	164
In Palästina und Transjordanien	34	25	5	1	1	130
Im Irak	14	18	12	0	0	115
Summe:	74	70	22	2	2	409

Aus dem jährlichen Gang ersieht man gut die Häufung in den strahlungsreichsten Monaten des Jahres. Ebenso markant tritt dies bei der Gliederung nach der Tageszeit hervor. In der Abb. 4 ist der Tagesgang der Häufigkeit der Staubhosen (Maßstab am linken Rand der Abbildung) für 1926—1932 für die drei obengenannten Gebiete aufgetragen. Zugleich ist der mittlere Wert des Temperaturgradienten (umgerechnet auf °C/100 m, Maßstab am rechten Rand) in Ismailia für diejenigen Tage des Jahres 1932 dargestellt, an denen Staubhosen beobachtet wurden. Deutlich ist die zunehmende Be-

reitschaft zur Staubhosenbildung mit zunehmendem Wert des Temperaturgradienten erkennbar.

Die hier beobachteten Staubhosen hatten meist eine Höhe von 25 bis 50 m; die Grenzen schwankten zwischen 0 und 1000 m. Selbst in einer so polnahen Gegend wie Island beobachtete A. Wegener (42) noch Staubwirbel von über 1000 m Höhe, allerdings über den pflanzenfreien Ebenen von schwarzem Lavasand, die mittags günstigste Bedingungen zu hoher Erhitzung der bodennahen Luftschicht bieten.

Die Dauer einer Sandhose betrug nach W. D. Flower in rund $\frac{1}{4}$ aller Fälle weniger als 30 Sekunden. Meist betrug sie einige

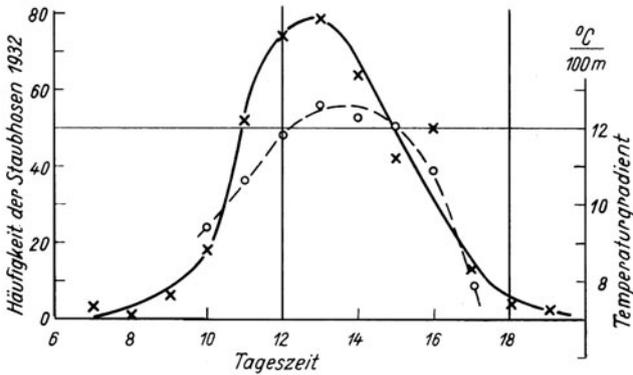


Abb. 4. Häufigkeit der Staubhosen (ausgezogen) und Temperaturgradient (gestrichelt). Nach W. D. Flower

Minuten, im Höchstfalle 20 Minuten. An mitgerissenen Papierstückchen und dergleichen war feststellbar, daß sich 0,1 bis 0,6 Umdrehungen in der Sekunde im Wirbel vollzogen. Die Drehung im Wirbel erfolgte in 175 Fällen im Uhrzeigersinn, in 200 Fällen gegen den Uhrzeigersinn. Es kommen also beide Möglichkeiten in ziemlich gleichmäßiger Verteilung vor. War die Drehung im Uhrzeigersinn, so ging die Bahn der Kleintrombe bei ihrem Absterben gegen den Uhrzeigersinn von der Windrichtung weg und umgekehrt. Es entspricht dies dem „Magnus-Effekt“. Dies Herausdrehen aus der Windrichtung erfolgte zu Ende mit zunehmender Krümmung, so daß die Staubhose im Augenblick ihres Endes bisweilen gerade gegen den Wind stand.

Neuerdings hat sich F. Roßmann (36) mit dem Bewegungsgesetz der Kleintromben befaßt.

2. Kapitel

**Der Wärmeumsatz an der Bodenoberfläche bei Nacht.
Der Ausstrahlungstypus**

Vom Einstrahlungstypus, der an heißen Sommermittagen am deutlichsten ausgeprägt ist, wenden wir uns zu dessen Gegenstück, dem Ausstrahlungstypus, der in kalten Winternächten am klarsten in Erscheinung tritt.

Die Sonnenstrahlung, die bei Tage den Wärmeumsatz beherrscht, fehlt bei Nacht. Keine andere natürliche Energiequelle ist derjenigen der Sonne zu vergleichen. Vom Wärmeumsatz bei Nacht kann man daher von vornherein sagen, daß er im Vergleich zum Tagesumsatz geringfügig sein muß, daß somit auch längst keine solch schroffen Temperaturoegensätze auf kürzeste Entfernung hin auftreten können wie am Tage.

Beherrscht wird der Wärmeumsatz bei Nacht durch die Wärmeausstrahlung der Erdoberfläche, mit der wir uns zunächst näher befassen müssen.

Jeder Körper sendet nach dem Stefan-Boltzmannschen Strahlungsgesetz eine Wärmestrahlung aus, deren Intensität proportional der 4. Potenz der absoluten Temperatur ist. Da die Sonnentemperatur rund 6000° beträgt, die mittlere Erdtemperatur an der Oberfläche aber nur 14°C oder absolut 287° , so erhellt daraus, wie schwach die nächtliche Wärmeausstrahlung ist. Aber auch ihre Qualität ist eine andere als die der Sonne. Nach dem Wienschen Verschiebungsgesetz ist das Produkt aus der absoluten Temperatur des strahlenden Körpers und der Wellenlänge, bei der die intensivste Strahlung erfolgt, konstant. Mit zunehmender Temperatur wandert also das Gebiet stärkster Strahlung zu den kürzeren Wellenlängen. Die größte Intensität der Sonnenstrahlung liegt bei $0,5\ \mu$, also im sichtbaren Bereich des Spektrums, etwa zwischen Grün und Blau. Die größte Intensität der Erdstrahlung aber liegt um $10\ \mu$, also weit im langwelligen (infraroten) Spektralbereich.

Ein wesentlicher Bruchteil der Sonnenstrahlung vermag, wie wir S. 7 sahen, durch die ganze Lufthülle der Erde bis zur Bodenoberfläche zu gelangen. Anders ist es mit der Ausstrahlung der Erdoberfläche. Der Wasserdampf und die Kohlensäure haben die Eigenschaft, in bestimmten und zwar gerade langwelligen Spektralgebieten („Banden“) Strahlung zu absorbieren. Ihr Absorptionsvermögen ist wählerisch, „selektiv“. Man spricht daher von der Bandenabsorption oder von der selektiven Absorption des Wasserdampfes und der Kohlensäure. Die Tatsache, daß unsere Atmosphäre die Sonnenstrahlung hereinläßt, die Erdstrahlung aber nur mit großen Hinder-

nissen hinaus, ist, wie bekannt, von erfreulicher Bedeutung für den Wärmehaushalt der Erde („Glashauswirkung der Atmosphäre“).

Nach F. Möller (67, siehe auch 29) gehen nur 12% der nächtlichen Erdstrahlung in den Weltraum hinaus, somit der Erde verloren. Alle übrige Strahlung wird in den verschiedenen Schichten der Lufthülle nach Maßgabe ihres Wasserdampf- (und Kohlensäure-) Gehalts absorbiert. Die recht schwierigen Strahlungsumsätze innerhalb der Lufthülle können wir ganz außer Betracht lassen und nur zwei Größen im folgenden weiter untersuchen: Die Ausstrahlung der festen Bodenoberfläche, sodann die Strahlung aller über dem Beobachtungsort vorhandenen Luftschichten zusammengenommen, die man Gegenstrahlung der Atmosphäre nennt.

Ist t ($^{\circ}\text{C}$) die Temperatur der Bodenoberfläche, so ist nach dem bereits erwähnten Stefan-Boltzmannschen Gesetz (das strenggenommen nur für den „schwarzen Körper“ Gültigkeit hat) die Ausstrahlung S in $\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{min}$:

$$S = \sigma (t + 273)^4.$$

Die Konstante σ hat den Wert $8,26 \cdot 10^{-11}$. Hieraus ergibt sich folgende Temperaturabhängigkeit der Ausstrahlung:

Oberflächentemperatur des Bodens ($^{\circ}\text{C}$).....	- 40	- 30	- 20	- 10	0	10
Ausstrahlung in $\text{cal}/\text{cm}^2\text{min}$	0,244	0,288	0,339	0,395	0,459	0,530
Oberflächentemperatur des Bodens ($^{\circ}\text{C}$).....	20	30	40	50	60	70
Ausstrahlung in $\text{cal}/\text{cm}^2\text{min}$	0,609	0,696	0,792	0,899	1,015	1,143

Wir sind leicht geneigt, bei Betrachtungen über den nächtlichen Wärmehaushalt die stärkere Ausstrahlung dem Winter zuzuweisen. Es ist das aber eine Verwechslung der Strahlungsdauer, die in den langen Winternächten natürlich sehr groß ist und darum die Ausstrahlungswirkung groß macht, und der Strahlungsintensität, bezogen auf die Zeiteinheit. Letztere ist, wie obige Zahlen zeigen, im Sommer viel höher, in einer warmen Sommernacht rund doppelt so groß wie in einer kalten Winternacht.

E. Hasché (58) untersuchte, wie sich die langwellige Ausstrahlung des Bodens für sich allein im Tageslauf ändert. Sie nahm im Laufe der Nacht um 7 bis 8% ab wegen des Rückganges der Temperatur. Von Sonnenaufgang an nahm sie langsam zu und erreichte um Sonnenuntergang ein Maximum. Von da ab fiel sie ziemlich steil auf den nächtlichen Anfangswert zurück. Diese Vorgänge werden natürlich bei Tage durch die Sonnenstrahlung gleichsam totgeschlagen. Sie sind aber nicht nur theoretisch von Interesse, sondern spielen bisweilen in mikroklimatische Probleme herein.

Die Ausstrahlungswerte, die sich theoretisch aus dem Stefan-Boltzmannschen Gesetz ergeben, werden vermindert um die Gegenstrahlung der Lufthülle. Wird diese berücksichtigt, so erhält man die tatsächliche, mit den Meßinstrumenten beobachtete Ausstrahlung, welche effektive Ausstrahlung genannt wird.

Weil die Strahlung der Lufthülle außer von der Temperatur sehr stark vom Wasserdampfgehalt der Luft abhängt, ist auch die effektive Ausstrahlung R eine Funktion des Wasserdampfgehalts. Ist p der nahe dem Boden gemessene Dampfdruck in mm, S wie oben die Ausstrahlung nach dem Stefan-Boltzmannschen Gesetz, so ist nach A. Ångström (49) die effektive Ausstrahlung R in $\text{cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ gleich:

$$R = S (A + B \cdot 10^{-\gamma \cdot p}).$$

Hierin sind A , B und γ Konstante, deren Werte sich naturgemäß mit der Zunahme des vorhandenen Beobachtungsmaterials ständig verbessern. 1935 gab sie P. K. Raman (69) unter Berücksichtigung der Arbeiten von Ångström, Asklöf (51), Eckel (55), Kimball (60), Ramanathan und Desai sowie seiner eigenen Messungen an zu:

$$A = 0,23, \quad B = 0,28, \quad \gamma = 0,074.$$

Die effektive Ausstrahlung ist somit durch die Gleichung gegeben:

$$R = 8,26 \cdot 10^{-11} (t + 273)^4 (0,23 + 0,28 \cdot 10^{-0,074 \cdot p});$$

und gilt für den wolkenlosen Himmel. Weil ferner $R = S - G$ ist, wenn man mit G die Gegenstrahlung bezeichnet, so ist:

$$G = 8,26 \cdot 10^{-11} (t + 273)^4 (0,77 - 0,28 \cdot 10^{-0,074 \cdot p}).$$

In diesen Gleichungen für R und G sind die Temperatur t und der Dampfdruck p in Bodennähe, aber außerhalb des unmittelbaren Bodeneinflusses gemessen, wie es an meteorologischen Stationen üblich ist. Maßgebend für die Strahlung sind aber die Temperatur- und vor allem Feuchteverhältnisse der ganzen Lufthülle. Wie E. Süßenberger (73) vor kurzem erneut betonte, sind also die beobachteten t - und p -Werte nur Anhaltswerte, die ein Maß für die Verhältnisse in der ganzen Lufthülle abgeben, also eine normale Verteilung von Temperatur und Wasserdampf mit der Höhe voraussetzen. Die sehr wechselnde Verunreinigung der Luft ist, worauf F. Krügler (61) hinwies, gar nicht berücksichtigt. Nur unter dieser Voraussetzung können die obigen Gleichungen benutzt werden. Weil es aber in den seltensten Fällen möglich ist, durch einen Höhengaufstieg sich das meteorologische Beobachtungsmaterial aus den höheren Luftschichten zu holen, weil vielmehr im allgemeinen nur die einfach zu gewinnenden „Bodenwerte“ (wie es der Aerologe von seinem

Standpunkt aus nennt) vorliegen, haben die Gleichungen den großen praktischen Wert, daß man sich mit ihrer Hilfe auf einfachste Weise über die Größe der vorhandenen effektiven Ausstrahlung bzw. der Gegenstrahlung unterrichten kann¹⁾.

Für die Praxis habe ich unter Benutzung obiger Konstanten die Ausstrahlungswerte R neu berechnet, obgleich die Rostocker

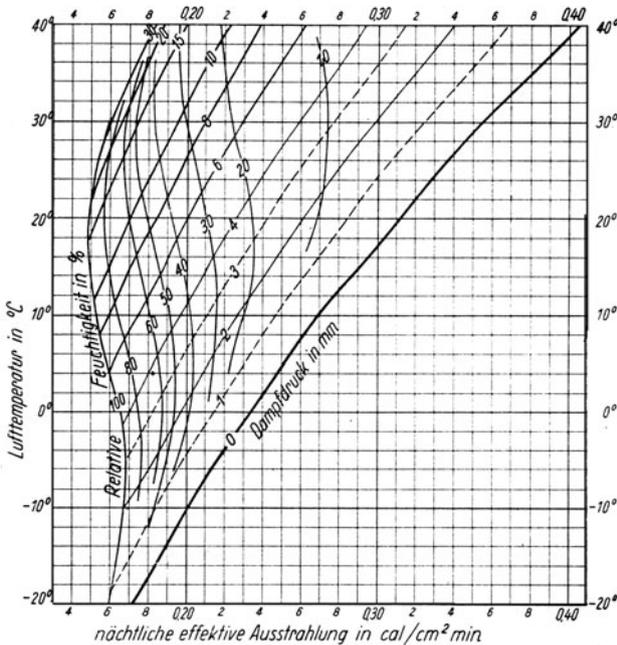


Abb. 5. Abhängigkeit der effektiven Ausstrahlung (R) von Temperatur (t) und Wasserdampfgehalt (p in mm, f in %))

Messungen von F. Krügler (61) um 17% niedrigere Werte ergaben als die Ångströmschen Gleichungen, so daß auf alle Fälle Vorsicht bei der Benutzung geboten ist. Das Ergebnis enthält die Abb. 5. Bei ihrer Betrachtung fällt auf, daß die effektive Ausstrahlung in erster Annäherung proportional der relativen Feuchtigkeit verläuft; denn die zugehörigen Kurven stehen angenähert senkrecht. Damit hängt wohl zusammen, daß manche Autoren, z. B.

¹⁾ Während des Druckes erschien die große Arbeit von H. Phillips (68a): „Zur Theorie der Wärmestrahlung in Bodennähe“, in der eine neue Formel abgeleitet ist. Auf die inhaltsreiche Arbeit sei hier hingewiesen.

O. Eckel (55), die Ausstrahlung „unabhängig“ von der Temperatur finden (wenn nämlich die relative Feuchtigkeit annähernd dieselbe bleibt). Unter einen bestimmten Grenzwert, der bei $0,15 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ liegt, geht die Ausstrahlung nicht herab (Begrenzung durch die 100%-Linie). Bei tiefen Temperaturen, also in polaren Gegenden und bei uns im Winter, ist wegen der stets geringen Feuchtigkeit die mögliche Schwankungsweite der Ausstrahlung recht klein. Den größten Spielraum bieten hohe Temperaturen bei niedriger Luftfeuchte. Es ist der obere rechte Bereich der Abb. 5; er entspricht dem Wüstenklima auf der Erde oder einer trockenen Hochsommerwetterlage bei uns.

Die Werte der Abb. 5 gelten nur für wolkenlosen Nachthimmel. Sobald der Himmel bedeckt wird, geht die effektive Ausstrahlung beträchtlich zurück. Von Einfluß ist sowohl der Grad der Himmelsbedeckung als auch die Art der Bewölkung.

A. Ångström (330) und St. Asklöf (51) zeigten, daß zwischen der effektiven Ausstrahlung R_0 bei wolkenlosem Himmel und derjenigen R_w , wenn $w/10$ des Himmels bedeckt sind, die einfache lineare Beziehung besteht:

$$R_w = R_0 \left(1 - k \cdot \frac{w}{10} \right);$$

k ist hierin eine Konstante, die von der Wolkenart abhängt; je tiefer und dichter die Wolken liegen, desto größer wird k . Man setzt nach den Messungen von R. Meinander (66) am besten

bei niedrigen und dicken Wolken (As, Sc, Ns, St) $k = 0,76$

bei hohen und leichteren Wolken (Ac, As, Cs) $k = 0,52$

bei leichten Cirrus-Schleiern $k = 0,26$

A. Defant (53) zeigte, daß k gedeutet werden kann als das Verhältnis des Unterschiedes der effektiven Ausstrahlung bei wolkenlosem und ganz bedecktem Himmel zu der effektiven Ausstrahlung bei wolkenlosem Himmel.

Daß Messungen diese Regel bestätigen, zeigen wir an Hand der Abb. 6. In ihr geben die feingestrichelten drei Geraden die Beziehung für die drei Bewölkungsarten nach der Ångström-Asklöfschen Formel wieder. In starker Kurve darübergezeichnet sind Ergebnisse, die F. Lauscher (62) aus Messungen der nächtlichen Ausstrahlung vom 10. Oktober bis 17. Dezember 1927 auf der Stolzalpe in Steiermark (Seehöhe 1160 m) ableitete. Er berechnete für verschiedene Gruppenmittel der Bewölkung die mittlere beobachtete Ausstrahlung. Seine Werte sind in der Abb. 6 gleich als Hundertstel vom Ausstrahlungswert bei wolkenlosem Himmel aufgetragen.

Recht anschaulich zeigt die Kurve das immer raschere Zurückgehen der Ausstrahlung bei zunehmender Bewölkung. Anfangs schmiegt sich die Kurve der für hohe Bewölkung geltenden Geraden an, weil ganz geringe nächtliche Bewölkung meist aus Cirren besteht. Mittlere Bewölkung entspricht mittelhoher Bewölkung. Bei ganz bedecktem Himmel pflegt die Bewölkung auch ganz dicht zu sein. Bei Nebel war die Ausstrahlung auf 7 bis 8% zurückgegangen (0,011 cal/cm² · min¹).

Die Abb. 6 kann im Verein mit der Abb. 5 dazu benutzt werden, um bei gegebener Temperatur, Feuchtigkeit und Bewölkung die

Größe der nächtlichen effektiven Ausstrahlung abzuschätzen.

Die bisherigen Betrachtungen bezogen sich auf die Ausstrahlung gegen die ganze Himmelshalbkugel. Für manche mikroklimatischen Probleme ist es aber auch nötig, die Ausstrahlung gegen einzelne Himmelsteile zu kennen. Hierüber sind wir durch Arbeiten von P. Dubois (54), F. Linke (65), E. Süßenberger (72 und 73) und L. A. Ramdas nebst Mitarbeitern (71) unterrichtet.

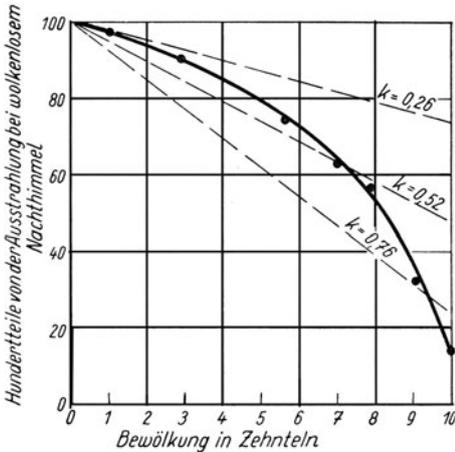


Abb. 6. Abhängigkeit der effektiven Ausstrahlung von der Bewölkung (Theorie und Beobachtung)

Gegen den Zenit ist die Ausstrahlung am größten, weil die Schichtdicke der Lufthülle dort am geringsten ist. Je mehr das Strahlungsmeßgerät dem Horizont zugeneigt wird, desto mehr Gegenstrahlung wird wirksam. Gegen den Horizont selbst ist die Ausstrahlung gleich Null. Es besteht aber außerdem noch die Abhängigkeit vom Wasserdampfgehalt der Luft. Ist z der Zenitwinkel, R_0 die Ausstrahlung gegen den Zenit, so ist die Ausstrahlung R_z nach der Richtung z nach F. Linke:

$$R_z = R_0 \cdot \cos^r z,$$

¹) Die Änderung der effektiven Ausstrahlung mit der Höhenlage der unteren Wolkengrenze bei tiefer Bewölkung hat A. Ångström (50) im Jahre 1936 nach Beobachtungen in Stockholm 1932–1933 angegeben.

wobei r vom Dampfdruck p abhängt nach der Gleichung (in der vereinfachten Form):

$$r = 0,11 + 0,034 p.$$

Die nachfolgende Tabelle gibt Werte, die F. Linke nach den Ergebnissen von P. Dubois zusammenstellte.

Abhängigkeit der effektiven nächtlichen Ausstrahlung vom Zenitwinkel z und dem Dampfdruck p (mm) (Ausstrahlung gegen den Zenit = 100)

Dampfdruck p	Zenitwinkel z							
	0	20	40	50	60	70	80	90
3	100	99	94	90	83	72	65	0
6	100	98	93	89	81	68	47	0
8	100	97	92	86	77	63	39	0
10	100	96	89	82	73	58	34	0

Sind Teile des Himmels abgeschirmt, so beeinflußt dies mithin den Wert der effektiven Ausstrahlung in starkem Maße. Unter einem einzelstehenden hohen Baum werden gerade die „kältesten“ Himmelsteile abgeschirmt; es ist also verständlich, daß schon ein Kiefern-Überhälter oder eine einzelne Birke in windstillen Nächten, in denen der Strahlungshaushalt in erster Linie die Temperaturen bestimmt, Frostschutz bieten kann.

G. Falckenberg (57) vertritt die Anschauung, daß umgekehrt in flachen Mulden die Abschirmung der starken Gegenstrahlung in Horizontnähe an den bekannt tiefen Temperaturen solcher Mulden mitwirke. Dies kann aber nur dann Gültigkeit haben, wenn die „virtuelle Himmelstemperatur“ in Horizontnähe höher liegt als die Temperatur der Bodenoberfläche, der Strahlungsaustausch dorthin also positiv für den Boden ausfällt. Das wird aber im allgemeinen nicht der Fall sein.

K. Brocks (52) maß die Nachttemperaturen in schmalen Furchen mit verschiedenem Böschungswinkel. Hierbei ist allerdings nicht allein die Strahlung wirksam, sondern auch die Wärmeleitung; doch interessieren die Messungen gerade in diesem Zusammenhang. Die Temperatur des nächtlichen Minimums stieg mit der Steilheit der Böschung. Er fand

bei einem Böschungswinkel von	15°	30°	45°	60°	75°	90°
im Mittel von 138 Nächten 1937	6,23	6,27	6,34	6,44	6,59	6,67
in einem besonderen Fall (24. 5. 37) . . .	6,6	6,6	7,0	7,3	7,5	8,1

Der Wärmestrom (Strahlung und Leitung) aus den durch die Furchen angeschnittenen Bodenschichten verursachte den Wärme-

schutz. Erst wenn bei Schneelage die Bodentemperaturen ausgeschaltet waren, trat die umgekehrte Temperaturverteilung ein, aber nicht als Folge der Strahlung, sondern des später zu behandelnden Kaltluftflusses (s. 18. Kapitel).

Offt wird in der Mikroklimatologie die Aufgabe gestellt, für eine bestimmte Form der Horizontabschirmung festzustellen, um wieviel die Ausstrahlung gegen den Himmel dadurch herabgesetzt wird. F. Lauscher (63) hat hierfür allgemeine Methoden entwickelt. Aus der Fülle der errechneten Ergebnisse bringen wir nur oft benötigte Beispiele. Die erste Zahlenreihe der nachfolgenden Tabelle gibt für eine ebene Fläche im tiefsten Punkt einer Mulde die Ausstrahlung M für verschiedene Böschungswinkel β . Es ist M in % der gleichzeitigen Freilandausstrahlung angegeben; den Berechnungen liegt ein Dampfdruck von 5,4 mm zugrunde. In der folgenden Zahlenreihe ist die Ausstrahlung einer ebenen Fläche am Grunde eines Tales T gegeben. Das Tal soll zu beiden Seiten Berge bis zum Höhenwinkel β haben, es habe im übrigen einen geradlinigen Verlauf ohne Steigung. Die Werte für T können somit auch sinngemäß für die Ausstrahlung in der Mitte einer geraden Straße, einer Waldschneise usw. Verwendung finden.

β :	0	5	10	15	20	30	45	60	75	90
M	100	99	98	95	91	79	55	28	8	0
T	100	99	98	98	96	90	75	54	28	0

Für das Mikroklima in Gebirgen ist es wünschenswert, auch die Abhängigkeit der Ausstrahlung von der Seehöhe zu kennen. Auch in dieser Frage ist A. Ångström durch Messungen in Lappland, Algier und Kalifornien bahnbrechend vorausgegangen. Allgemein läßt sich sagen, daß mit zunehmender Seehöhe die Masse der über dem Beobachtungsort liegenden Luftmasse rasch abnimmt. Infolgedessen nimmt auch die Gegenstrahlung ab und somit die effektive Ausstrahlung zu. Diese Zunahme wird aber dadurch gemildert, daß die Temperatur mit der Höhe sinkt. Es bleibt jedoch eine Zunahme des Wärmeverlustes durch Ausstrahlung mit der Höhe, so wie wir oben (S. 9) eine Zunahme des Wärmegewinns bei Tage feststellten. Das Mikroklima der Hochlagen wird also nicht nur durch höheren Wärmegewinn am Tag, sondern auch durch etwas größeren Wärmeverlust bei Nacht extremer.

Für alle Höhenlagen, die in der Hochgebirgs-Mikroklimatologie überhaupt in Betracht kommen, findet man in der „Dynamischen Meteorologie“ von H. Ertel (56) auf S. 79 eine Darstellung der Änderung der effektiven Ausstrahlung mit der Seehöhe. Sie nimmt

erst langsam, dann rascher zu. In den untersten 3000 m ist die Änderung so gering, daß sie fast vernachlässigt werden kann. F. Lauscher (64) hat dies für die Ostalpen an Hand der Temperatur- und Wasserdampfverhältnisse in den verschiedenen Höhenlagen nach einer Ångströmschen Formel berechnet, aber auch bei zahlreichen Messungen im Lunzer Gebiet bestätigt gefunden. Wir geben nachstehend einen Auszug seiner Ergebnisse für heitere Julitage:

Seehöhe	Mittlere Temperatur	Dampfdruck	Gegenstrahlung	Effektive Ausstrahlung
3000	1,6	4,6	0,275	0,186
2000	8,6	6,3	0,322	0,189
1500	12,0	7,3	0,348	0,189
1000	14,8	8,5	0,372	0,186
500	17,5	10,4	0,397	0,181
0	21,0	14,3	0,429	0,178

Nachdem wir in der effektiven Ausstrahlung die wichtigste Größe im nächtlichen Wärmeumsatz kennen gelernt haben, wenden wir uns auch den übrigen Faktoren zu. Die Abb. 7 gibt eine Übersicht über den nächtlichen Wärmeumsatz in ähnlicher Weise wie Abb. 1 (s. S. 10) über den Wärmeumsatz bei Tage.

Neben der effektiven Ausstrahlung wirkt abkühlend auf die Erdoberfläche nur die Verdunstung. Als merklicher Faktor kommt sie wohl nur in den ersten Nachtstunden in Betracht, besonders bei plötzlichem Windeinsatz nach einem Regen. Im allgemeinen besteht mit abnehmender Temperatur die Neigung zum entgegengesetzten Vorgang, zur Kondensation des dampfförmigen Wassers in flüssige oder feste Form, d. h. zur Tau- oder Reifbildung. Die ganze, nicht unbeträchtliche Wärmemenge, die bei Tage zur Verdunstung des später als Tau sich niederschlagenden Wassers notwendig war, kommt bei der Taubildung der Erdoberfläche wieder zugute. Sorgfältige Beobachtungen über den Temperaturgang bei einsetzender Taubildung haben eine geringe Temperaturerhöhung nachweisen lassen. Wichtiger vielleicht ist die Verzögerung des Temperaturfalles durch die Taubildung, die weit schwerer durch die Beobachtung zu erfassen ist.

Die bei Tage vom Boden aufgenommene Wärme strömt bei Nacht durch Wärmeleitung großenteils der Erdoberfläche wieder zu und bildet die wichtigste Wärmequelle für dieselbe. Sie nimmt ab, je weiter sich die Erdoberfläche abkühlt, weil dann das Temperaturgefälle Oberfläche—tiefere Bodenschichten abnimmt, die aufgespeicherte Tageswärme alsdann zurückerstattet ist.

Im Wärmeumsatz bei Nacht spielt also die Erdoberfläche eine ähnlich bedeutungsvolle Rolle wie im Wärmeumsatz um Mittag. War bei Tag die Grenzfläche zwischen Luft und Boden der Sitz der höchsten Temperatur, so herrscht dort bei Nacht die tiefste Temperatur; sowohl nach oben in die bodennahe Luftschicht, wie nach

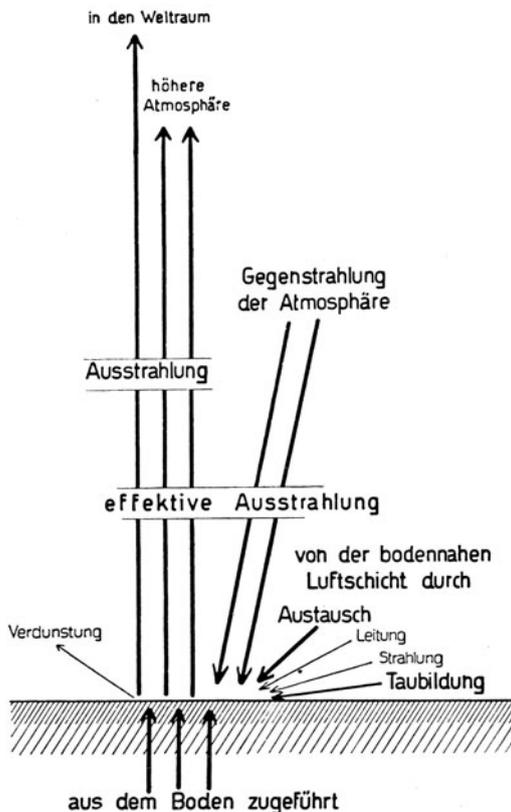


Abb. 7. Der Wärmeumsatz bei Nacht

abwärts in die Bodenschichten nimmt die Temperatur zu. Die senkrechte Temperaturverteilung zur Zeit, da der „Ausstrahlungstypus“ herrscht, ist daher ein Spiegelbild zu der in der Abb. 2 (s. S. 11) gegebenen Verteilung beim Einstrahlungstypus.

Weil in der Lufthülle die Temperaturabnahme mit der Höhe die Regel ist, wird die nächtliche Temperaturzunahme über dem Boden „Temperaturumkehr“ oder „Inversion“ genannt. Sie ist nicht auf die bodennahe Luftschicht beschränkt, sondern kann mehrere

100 m weit hinaufreichen (s. auch 5. Kapitel, Abb. 20). Der Betrag des Temperaturgefälles nimmt aber mit der Entfernung von der Erdoberfläche sehr rasch ab.

Die Abb. 8 zeigt für die bodennächste Luftschicht zunächst die typische Inversionskurve nach der klassischen Untersuchung G. Hellmanns (59). Die Werte sind aus Messungen von 5 zu 5 cm Höhe gewonnen und stellen die ausgeglichenen Mittel aus 14 heiteren Strahlungsnächten dar.

Diese Hellmannsche Untersuchung brachte erstmals den Nachweis, daß innerhalb der bodennahen Luftschicht bei Nacht kein Temperatursprung besteht, sondern daß die Temperatur gegen die Erdoberfläche zu kontinuierlich abnimmt, allerdings mit stetig wachsendem Gradienten. Schon ein Blick auf diese Abbildung läßt uns die Ungunst des Pflanzenklimas für die Frosterscheinungen erkennen, von der wir später ausführlich sprechen werden.

An der Bodenoberfläche selbst ist ein Temperatursprung; im Boden steigt die Temperatur zunächst sehr rasch, dann langsamer an. Auch hierin ist also der Ausstrahlungstypus spiegelbildlich zum Einstrahlungstypus. Hellmann dehnte aber (Abb. 8) seine Messungen nicht in den Boden hinein aus.

Wie es gerade die feste Oberfläche ist, die durch ihre Ausstrahlung die Temperaturumkehr in der bodennahen Luftschicht veranlaßt, kann folgende hübsche Beobachtung von S. Petterssen (68) veranschaulichen. In der Nacht vom 30. zum 31. Juli 1927 um 19 Uhr machte er Messungen mit dem Aßmannschen Aspirationspsychrometer in der Nähe von Grötöy (Breite 68° N). Es herrschte Windstille; vereinzelt Cirruswolken hinderten die nächtliche Ausstrahlung wenig. Eine dünne, etwa 3 m hohe Nebelschicht lag dem Boden auf und „verfilzte“ sich schnell, ein sichtbares Zeichen der nächtlichen Temperaturumkehr. Über der Erdoberfläche *E* wurde die in der Abb. 9 feingestrichelte Zustandskurve der Temperatur gefunden. Sie stimmt mit unserem Ausstrahlungstypus (Abb. 8) überein. In einem 55 cm tiefen Graben wurden nur 3,6° C gemessen (Ansammlung der kältesten Luft an der tiefsten Stelle).

In diesem Gebiet stand nun eine Scheune, zu der eine hölzerne, 5 cm starke Brücke schräg hinaufführte. Als Petterssen die Tem-

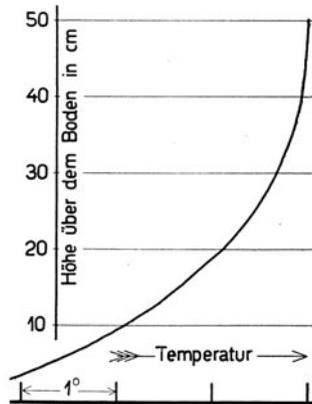


Abb. 8. Nächtliche Temperaturumkehr über dem Boden (Nach G. Hellmann)

peraturen in der Senkrechten maß, dort, wo die Brücke *B* 1 m über dem Boden lag, fand er die in der Abb. 9 stark ausgezogene Temperaturverteilung. Die Brücke wirkte als zweite Oberfläche. An ihrer Oberseite war die Luft 1,8° kälter als an ihrer Unterseite. Es bildete

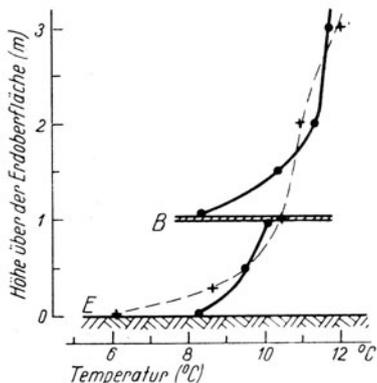


Abb. 9. Doppelte Oberfläche erzeugt doppelte Inversion
(Beobachtet von S. Petterssen)

sich also eine doppelte Inversion aus entsprechend den beiden ausstrahlenden Oberflächen *E* und *B*. Die schmale Brücke hinderte nämlich die Strahlung von *E* nur unmittelbar unter der Brücke, wodurch dort die Temperatur zwar höher war als im freien Gelände (gestrichelte Kurve), aber doch unter dem Einfluß der voll ausstrahlenden Umgebung den normalen Inversionsverlauf erkennen ließ.

3. Kapitel

Die echte Wärmeleitung.

Der normale Temperaturverlauf im Boden

Im Bereiche des Mikroklimas gibt es vier verschiedene Formen der Wärmeübertragung: 1. Die (molekulare) Wärmeleitung, auch als physikalische Wärmeleitung oder echte Wärmeleitung bezeichnet. 2. Der Austausch, auch Massenaustausch oder Scheinleitung genannt. 3. Die Wärmestrahlung (Strahlungsscheinleitung). 4. Die Wärmeübertragung durch das Wasser in seinen verschiedenen Zustandsformen.

Schon früher (s. S. 17) war darauf hingewiesen worden, daß jeder Körper eine seiner Temperatur entsprechende Wärmestrahlung

aussendet (Stefan-Boltzmannsches Gesetz). Die Wärmestrahlung geht auch durch den luftleeren Raum, wofür die Sonne das beste Beispiel liefert. Wie jeder Körper Wärmestrahlung aussendet, so ist er ebenso den von außen an ihn kommenden Strahlungsströmen aller Art ausgesetzt. Der Wärmegewinn oder -verlust durch Strahlung ist das Ergebnis der Bilanz der herein- und hinausgehenden Strahlungsströme.

Wärmeleitung und Austausch bedürfen der Materie. Wärmeleitung erfolgt in allen Körpern, Austausch gibt es nur in Flüssigkeiten und Gasen, also für die Meteorologie: nur in Wasser und Luft.

Nach der kinetischen Wärmelehre ist die Wärmeenergie als Bewegungsenergie der Moleküle aufzufassen. Lebhaftere Molekularbewegung überträgt sich auf benachbarte weniger bewegte Moleküle. Die rascheren Moleküle verlieren, die langsameren gewinnen Energie. Mit anderen Worten: der wärmere Körper gibt Wärme an den kälteren ab unter Verlust eigener Wärme. Dieser Vorgang ist die molekulare oder die physikalische oder die echte Wärmeleitung. Der Körper, als Ganzes betrachtet, bleibt in Ruhe, alle einzelnen Teile desselben behalten ihre gegenseitige Lage bei. So ist es z. B. bei einem Eisenstab, der an einem Ende erhitzt wird.

Beim Massenaustausch in Flüssigkeiten und Gasen dagegen werden die Massen selbst gegeneinander verschoben. Sie nehmen dabei alle ihre Eigenschaften mit, die Luft z. B. ihren Wärmehalt, ihren Wasserdampf- und Staubgehalt. Sie werden mit immer wieder anderen Teilen der Flüssigkeit oder des Gases in Berührung gebracht. Die Wärmescheinleitung durch den Austausch erfolgt daher viele hundertmal schneller als die echte Wärmeleitung.

Wenn an der Erdoberfläche Wasser verdunstet, so geschieht nicht nur etwas in bezug auf den Feuchtigkeitsgehalt von Luft und Boden, sondern die zum Verdunsten des Wassers notwendige Energie wird der Umgebung in Form von Wärmeenergie entnommen. Mit dem Wasserdampf geht zugleich Wärme fort („Verdunstungskälte“). Der umgekehrte Vorgang tritt bei der Taubildung ein. Endlich bringt jeder Niederschlag, der aus den höheren Luftschichten, wo er entsteht, in die bodennahe Luftschicht und auf die Oberfläche des Bodens und in den Boden gelangt, seine niedere oder höhere Temperatur mit und beeinflusst den Wärmehaushalt, den er vorfindet. Diese Erscheinungen bilden die vierte Form der Wärmeübertragung.

Durch diese Vielgestaltigkeit des Wärmetransports sind die Temperaturverhältnisse beiderseits der Bodenoberfläche nicht auf einfache Weise zu erklären. Wir versuchen daher ein tieferes Verständnis zunächst für die drei ersten Formen der Wärmeübertragung zu gewinnen. Die Rolle des Wassers wird uns erst später beschäftigen können.

Wir beginnen bei der echten Wärmeleitung.

Die Wärmeleitung ist fast ausschließlich maßgebend für die Wärmebewegung im Boden. An den Bodentemperaturverhältnissen kann man sich daher am besten über die Gesetze der Wärmeleitung unterrichten. Außerdem bestimmen die Wärmevergänge im Boden im hohen Maße auch die bodennahen Temperaturen. J. Siegenthaler (93) errechnete den Korrelationskoeffizienten zwischen der Temperatur in 10 cm Tiefe und der Lufttemperatur im Großklima schon zu 0,87. Wieviel mehr gilt diese enge Beziehung für das bodennahe Klima!

Wie rasch die Wärme im Boden abwärts bzw. aufwärts wandert, hängt von dem vorhandenen Temperaturgefälle und von der Wärmeleitfähigkeit des Bodens ab. Die Wärmeleitfähigkeit wird gekennzeichnet durch diejenige Wärmemenge in cal, die in 1 Sekunde durch 1 cm² Querschnitt durchfließt, wenn senkrecht zu diesem Querschnitt ein Temperaturgefälle von 1° C auf 1 cm herrscht und von den Seiten her weder Wärme zu- noch abgeleitet wird. Diese Größe, künftig mit λ bezeichnet¹⁾, heißt (inneres) Wärmeleitvermögen, Wärmeleitungskoeffizient oder Wärmeleitzahl. In der untenstehenden Tabelle findet man ein Verzeichnis der Werte von λ für die Stoffe, die für die Meteorologie am wichtigsten sind.

Tabelle wichtiger Konstanten

	λ Wärmeleitfähigkeit cal/Grad cm sec	ρ Dichte	c Spezifische Wärme	a Temperaturleitfähigkeit
Silber	1,01	10,5	0,056	1,72
Eisen	0.16	7,8	0,11	0.23
Felsgestein	0.011	2.6	0.2	0.021
Eis	0,005 7	0,9	0,5	0.013
Sandboden	0,004 3	2,6	0,19	0,0086
Humus			0,44	
Moorboden	0,002	1.0	1,0	0.002
Schnee	0.000 27	0,03—0,50		0.0027
Wasser	0.001 5	1,0	1,0	0.0015
Luft	0.000 05	0,001 29	0.241	0,161

Nimmt man an, daß im Boden nur ein senkrechtetes Temperaturgefälle $\frac{dt}{dx}$ (t = Temperatur, x = Bodentiefe) vorhanden ist, also keine horizontalen Temperaturunterschiede auftreten, so ist die

¹⁾ In der 1. Auflage (S. 24) wurde diese Größe mit k bezeichnet. Nachdem auch für die Meteorologie Normbezeichnungen eingeführt sind (vgl. R. Süring, Met. Z. 1934, S. 310), habe ich diese in der Neuauflage möglichst benutzt.

Wärmemenge W , die in der Sekunde durch den cm^2 durchströmt, gegeben durch die Gleichung:

$$W = \lambda \cdot \frac{dt}{dx}.$$

Die theoretische Physik lehrt, wie die Wärmewelle, die im Laufe des Tages bzw. des Jahres an der Bodenoberfläche auftritt, mit Verzögerung und unter Abschwächung in das Innere des Bodens eindringt.

Die Verzögerung in der Eintrittszeit der Höchst- und Tiefstwerte der Wärmewelle ergibt sich aus folgender Gleichung. Es seien x_1 und x_2 zwei Tiefen unter der Bodenoberfläche in cm, T die Schwingungsperiode der Wärmewelle in sec (Tageswärmewelle $T = 86400$); z_1 und z_2 die zugehörigen Eintrittszeiten des Höchst- bzw. Tiefstwertes (in Sekundenzählung), ρ die Dichte des Bodens und c seine spezifische Wärme, λ wie oben das Wärmeleitvermögen. Dann ist:

$$z_2 - z_1 = (x_2 - x_1) \frac{T}{2\pi} \sqrt{\frac{\pi \cdot \rho \cdot c}{T \cdot \lambda}}.$$

Die Abschwächung der Temperaturwelle aber findet man aus der folgenden Beziehung: Ist der Unterschied zwischen dem Höchst- und Tiefstwert der Temperatur in der Tiefe x_1 gleich δ_1 , in der Tiefe x_2 gleich δ_2 , so gilt:

$$\delta_2 = \delta_1 e^{(x_1 - x_2) \sqrt{\frac{\pi \cdot \rho \cdot c}{T \cdot \lambda}}}.$$

Die Größe

$$a = \frac{\lambda}{\rho \cdot c}$$

heißt bekanntlich das Temperaturleitvermögen oder die Temperaturleitfähigkeit. Denn je größer die Dichte ρ und die spezifische Wärme c eines Körpers ist, desto geringer ist die Temperaturerhöhung, die durch dieselbe Wärmemenge hervorgerufen wird. Es ist schon mancher Irrtum dadurch entstanden, daß Wärmeleitung und Temperaturleitung verwechselt wurden. Auch für die Größe a findet man Zahlenangaben in der Tabelle S. 30.

Um die Art dieser Wärmebewegung im Boden zu veranschaulichen, benutzt man drei verschiedene Verfahren. Entweder stellt man wie in den Abb. 10 und 14 unter Benutzung der Zeit und der Bodentiefe die Fortbewegung der Wärmewelle durch Linien gleicher Temperatur dar. Oder man nimmt zur Zeit als Abszisse die Temperatur als Ordinate, wie dies in den Abb. 11 bis 13 geschehen ist, und gibt den Temperaturgang für bestimmte Meßtiefen. Oder man wählt die Temperatur und die Bodentiefe als Koordinaten und gibt die Zustands-

linien („Tautochronen“) für einen bestimmten Zeitpunkt. Hierfür gibt die Abb. 15 ein Beispiel.

Th. Homén (82), der finnländische Bahnbrecher mikroklimatologischer Beobachtungen, hat im Jahre 1893 zu Wikkarais so wertvolle und bis heute beachtliche Messungen über den Temperaturgang in verschiedenen Bodenarten ausgeführt, daß wir ein erstes Beispiel für den zeitlichen Ablauf der Bodentemperaturen aus ihnen wählen wollen. Die Abb. 10 zeigt die zweistündlichen Bodentemperaturbeobachtungen auf einer Sandheide für die Zeit vom 13. August

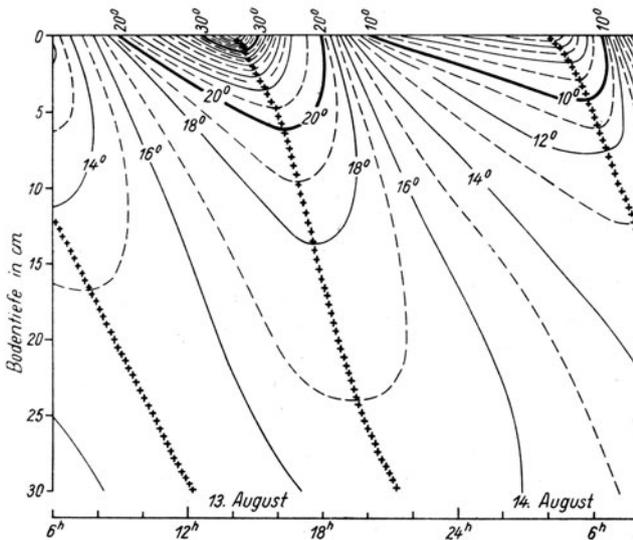


Abb. 10. Das streng gesetzmäßige Eindringen der täglichen Temperaturwelle in den Boden durch die Wärmeleitung. (Nach Beobachtungen von Th. Homén)

früh 6 Uhr bis 14. August 8 Uhr. Die mit der Tiefe nach rechts drängenden Isothermen lassen die Verzögerung der täglichen Temperaturwelle erkennen. Die Kreuzchenkurven verbinden die Punkte der höchsten bzw. tiefsten Temperatur in den verschiedenen Bodentiefen. Schon in 5 cm unter der Oberfläche sind die Tagesextreme um zwei Stunden, in 20 cm schon um fünf Stunden verzögert. In der Tiefe werden die Extreme aber auch rasch abgeschwächt: die Isothermen der höchsten und tiefsten Temperaturen schließen sich nahe unter der Oberfläche. Nach unten dringen immer weniger Isothermen und gewinnen stets weiteren Abstand.

Die Abb. 11 und 12 zeigen den Tagesgang der Bodentemperaturen im Monatsdurchschnitt nach den Beobachtungen zu Pawlowsk im

Jahre 1888, die von E. Leyst (85) bearbeitet wurden. Es sind einander gegenübergestellt der Monat Mai als ein Monat der stärksten

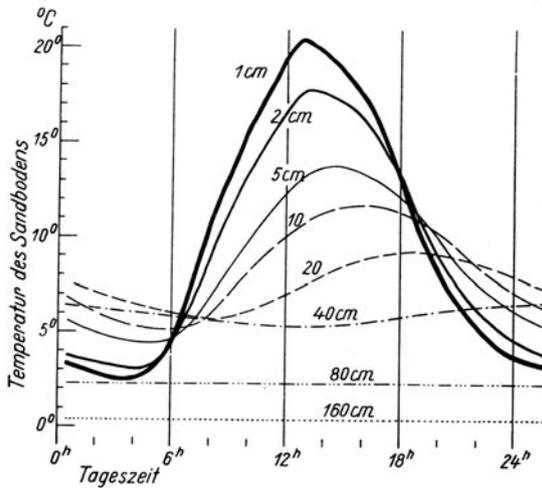


Abb. 11. Täglicher Temperaturgang im Sandboden zu Pawlowsk im Mai (Nach E. Leyst)

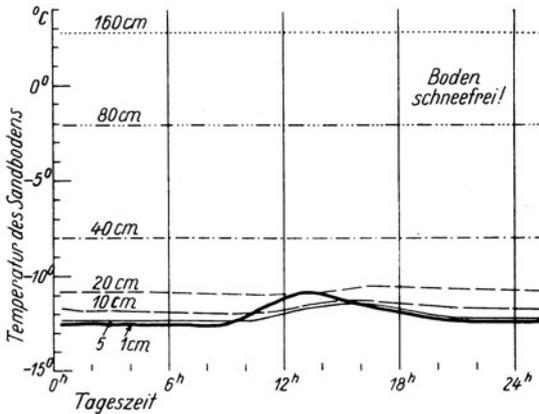


Abb. 12. Täglicher Temperaturgang im Sandboden zu Pawlowsk im Januar (Nach E. Leyst)

jahreszeitlichen Erwärmung bei intensiver Sonnenstrahlung und der Januar als strahlungsarmer Wintermonat.

Im Mai (Abb. 11) ist noch 1 cm unter der Oberfläche die Temperaturschwankung beträchtlich und folgt ziemlich gut dem Gang

der Strahlung. In 20 cm Tiefe tritt die höchste Temperatur erst um Sonnenuntergang ein, in 40 cm ist der Tagesgang schon verkehrt, d. h. der Mittag ist dort (als Nachwirkung der Nacht) die kälteste Tageszeit. In 80 cm gibt es schon keinen Tagesgang mehr. Daß es Frühjahr ist, erkennt man an der Kälte, die noch in den tieferen Bodenschichten vorhanden ist (80 und 160 cm).

Im Januar (Abb. 12) ist der Tagesgang in allen Schichten gering, so daß er schon in 20 cm fast verschwindet. Aber je tiefer man in

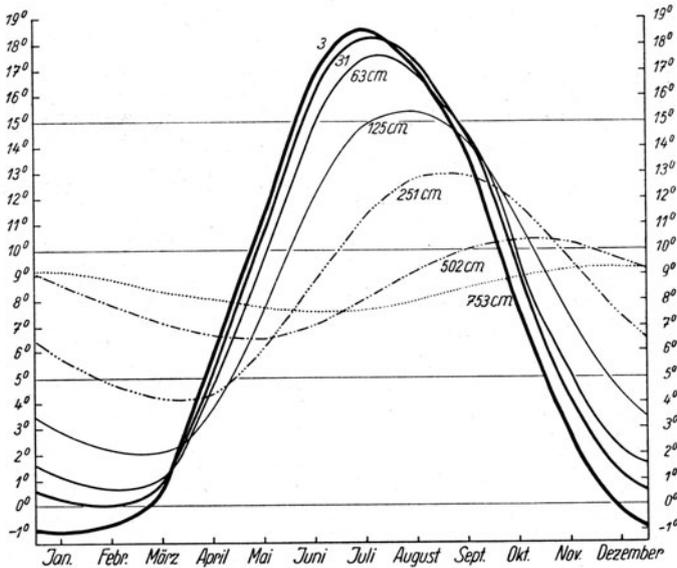


Abb. 13. Jährlicher Gang der Bodentemperaturen in Königsberg
(Nach A. Schmidt und E. Leyst)

den Boden kommt, desto wärmer ist der Boden, das jahreszeitliche Gegenstück zur Abb. 11.

Die Abb. 13 endlich gibt als Beispiel eines jährlichen Temperaturganges die Messungen zu Königsberg aus den Jahren 1873—1877 und 1879—1886 nach A. Schmidt (90) und E. Leyst (86). Die außerordentliche Regelmäßigkeit, mit der die Wärmebewegung im Innern des Bodens vor sich geht, ist so groß, daß die Kurven aussehen, als seien sie nach der Theorie konstruiert. Die Abnahme der Jahreschwankung und die Verzögerung mit der Tiefe ist von Meßstelle zu Meßstelle erkennbar. Schon in 7 m unter der Oberfläche ist der Sommer die kälteste, der Winter die wärmste Jahreszeit! Aber der Unterschied beider Jahreszeiten ist dort auf $1\frac{1}{2}^{\circ}$ herabgesunken.

Überblickt man den zeitlichen und örtlichen Temperaturablauf in den Abb. 11 bis 13, so mag man den Eindruck gewinnen, daß es sich um einen fast mathematisch gesetzmäßigen Ablauf handelt. In Wirklichkeit erfolgt der Temperaturverlauf wesentlich anders. Die in Abb. 11 bis 13 dargestellten Ergebnisse sind auf künstlich hergerichteten Versuchsfeldern gewonnen, und diese wurden im Winter schneefrei gehalten. In der Natur ist der Boden weit ungleichartiger als auf einem solchen Versuchsfeld. Nicht nur mit der Tiefe wechselt er seine Beschaffenheit, sondern auch nebeneinander können große Gegensätze bestehen. Als Wilh. Schmidt (279) ein einfaches

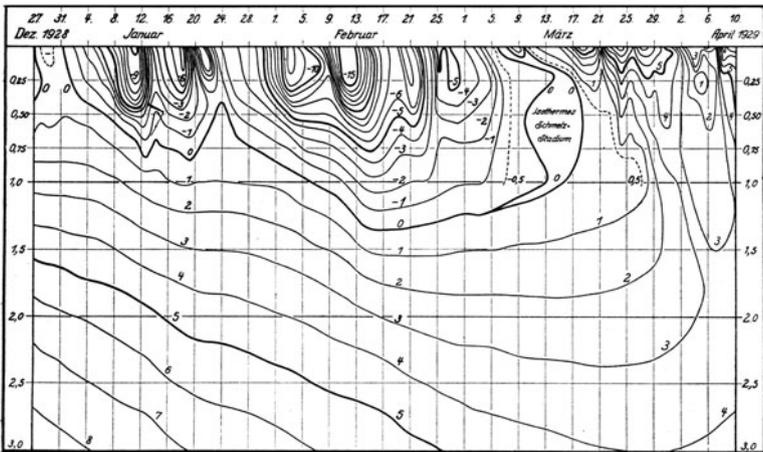


Abb. 14. Bodentemperaturen unter dem Einfluß wechselnder Witterung
(Winter 1928/29 in Potsdam)

Verfahren zur raschen Gewinnung von Bodentemperaturen unter natürlichen Verhältnissen entwickelt hatte, konnte er die Temperaturegensätze auf kleinstem Raum auch im Boden nachweisen. Dazu kommt der Einfluß des Bodenzustandes, der sich mit der Witterung ändert, wobei der wechselnde Wassergehalt an erster Stelle zu nennen ist. Wenn im Winter Schnee liegt, bildet dieser eine nahezu wärmeisolierende Schicht über dem Boden. Dem mannigfaltigen Einfluß von Bodenart und Bodenzustand ist daher ein eigenes Kapitel (14. Kap.) gewidmet worden.

Aber selbst abgesehen von der Ungleichheit des Bodens können so mathematisch aussehende Temperaturverhältnisse nur dann erzielt werden, wenn über einen langen Zeitraum gemittelt wird wie in den Abb. 11 bis 13, oder wenn ungestörte Tage ausgewählt werden

wie in der Abb. 10 oder in der folgenden Abb. 15. Wie unruhig das Bild der Bodentemperaturen selbst auf einem Versuchsfeld unter dem Einfluß des wechselnden Wetters aussieht, kann die Abb. 14 zeigen. Sie enthält die Potsdamer Bodentemperaturen im Winter 1928/29 nach einem Entwurf von J. Bartels. Die Darstellungsweise ist dieselbe wie in der Abb. 10. Die Wärme- und Kälte- wellen dringen von der Oberfläche in den Boden hinein. Die Eindringtiefe ist vom Betrag der Temperaturänderungen an der Oberfläche abhängig. In einem halben Meter Tiefe ist die Wetterunruhe schon

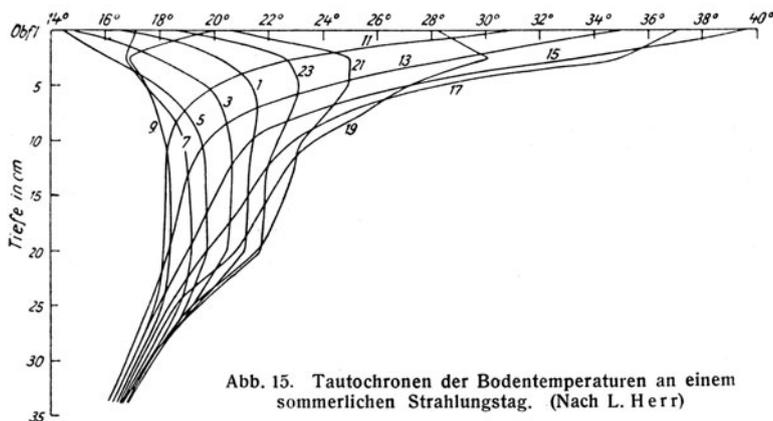


Abb. 15. Tautochronen der Bodentemperaturen an einem sommerlichen Strahlungstag. (Nach L. Herr)

weitgehend ausgeglichen, in Tiefen größer als 1 m nähert sich der Temperaturverlauf der regelmäßigen Gestalt der theoretischen Erwartung.

In den ersten zwei Kapiteln waren die Temperaturverhältnisse um Mittag durch den Einstrahlungstypus, die Temperaturverhältnisse bei Nacht durch den Ausstrahlungstypus gekennzeichnet worden. Wie diese ineinander übergehen, können wir jetzt für die Bodentemperaturen schon zeigen.

Hierfür müssen wir zur Darstellung Tautochronen benutzen, das sind Linien, die für den gleichen Zeitaugenblick den Temperaturzustand abhängig von der Bodentiefe zeigen. In der Abb. 15 ist dies nicht nur für einen Zeitpunkt, sondern für jede ungerade Tagesstunde geschehen und alle Kurven zum Vergleichen in ein einziges Schaubild zusammengetragen. Die Abb. 15 bezieht sich auf Messungen mit Thermoelementen in 10 verschiedenen Tiefen, die L. Herr (80) nahe bei dem Geophysikalischen Institut der Universität Leipzig zu Oschatz in natürlichem Boden am 10. bis 11. Juli 1934 gewann.

Die Tautochrone von 15 Uhr entspricht dem Einstrahlungstypus (vgl. Abb. 2. S. 11). Nach 15 Uhr geht die Temperatur zunächst an der Bodenoberfläche zurück, während sie in den tieferen Schichten noch steigt. Um 19 Uhr ist die abendliche Abkühlung bis in etwa 3 cm Tiefe so stark wirksam, daß dort das Maximum der Temperatur als eine markante Spitze liegt. Dieser Spitzenwert sinkt mit der Zeit in tiefere Schichten und wird in seiner Form abgeschliffen. Das bedeutet, daß die nächtliche Ausstrahlung immer größere Bodenschichten erfaßt und dort unten die Erinnerung an den Tag beseitigt. Um 5 Uhr morgens; vor Sonnenaufgang, ist alsdann die typische Form des Ausstrahlungstypus erreicht, das Spiegelbild zum Einstrahlungstypus. Und nun beginnt im Übergang wieder dasselbe Spiel, wie es eben geschildert wurde, nur mit umgekehrtem Vorzeichen.

Erwähnung muß noch finden, daß in der Abb. 15 der untere Teil aller Kurven gebündelt von links unten nach rechts oben geneigt ist. Daraus ist zu schließen, daß der Messungstag in eine Witterungsperiode zunehmender Erwärmung fiel.

Für das bodennahe Mikroklima übernimmt der Boden die Rolle eines regulierenden Wärmespeichers. In Zeiten des Wärmeüberflusses, mittags bzw. zur Sommerszeit, nimmt er große Wärmemengen auf, verhindert damit übermäßig hohe Temperaturen und legt gleichzeitig Kalorien zurück für die Zeit der Not. Nachts aber, bzw. im Winter, gibt er das Ersparte heraus und verhindert auf diese Weise allzu tiefe Temperaturen.

Je größer die Wärmeleitfähigkeit des Bodens ist, desto wirksamer ist seine Rolle als Wärmespeicher. Mikroklimata über gut leitendem Boden zeigen deshalb einen ausgeglichenen Temperaturgang. Mikroklimata über schlecht leitendem Boden aber sind extrem, das heißt zu kalt bei Nacht, zu heiß bei Tage. Eine künstliche Veränderung der Wärmeleitfähigkeit des Bodens verändert daher auch das bodennahe Mikroklima. Wir kommen auf diese Dinge in einem späteren Kapitel zurück.

Bodentemperaturmessungen im extremen Wüstenklima Ägyptens führte W. Meinardus (88) 1914 in Schellal durch.

Im Hochgebirge mit seinen durchwegs niedrigeren Temperaturen kann die Pflanzenwelt nur noch in der Bodennähe gedeihen. Nach J. Maurer (87) wächst der Überschuß der Bodentemperatur über die Lufttemperatur mit der Seehöhe. Bei der starken Zunahme der Sonnenstrahlung (s. S. 9) und der geringfügigen Zunahme der Ausstrahlung (s. S. 24) ist dies zu erwarten und würde beweisen, daß die Pflanzen des Hochgebirges noch mehr als die der Ebene Nutznießer des bodennahen Klimas sind. Zweijährige Messungen in den Sommermonaten 1929 und 1930, einerseits in Korneuburg

bei Wien in 167 m Seehöhe, andererseits auf der Schatzalp bei Davos in 1868 m Seehöhe, hat W. Hecht (79) mitgeteilt. Bei ihm findet man auch neuzeitliche Betrachtungen über das Bodenklima und das bodennahe Klima im Hochgebirge. Weitere längere und systematische Meßreihen sind aber sehr erwünscht.

4. Kapitel

Der Massenaustausch und seine Bedeutung

Im vorangegangenen Kapitel haben wir uns mit dem durch die molekulare Wärmeleitung verursachten Wärmestrom beschäftigt, der von der heißen Erdoberfläche abwärts in den Boden oder von dort aufwärts gegen die kalte Oberfläche fließt. Ein Wärmeaustausch der gleichen Art findet auch zwischen der Bodenoberfläche und der bodennahen Luftschicht statt. Die Wärmeleitung in der Luft ist zwar wesentlich schlechter als im Boden; aber wegen ihrer geringen Dichte besitzt die Luft eine gute Temperaturleitfähigkeit (s. Tabelle S. 30). Der Größenordnung nach betrachtet ist der Wärmestrom von der Bodenoberfläche nach (und von) oben, der durch die echte Wärmeleitung veranlaßt wird, ebenso groß wie der von der Oberfläche nach (und von) unten.

Wendet man das auf die Abb. 11 bis 13 an und denkt sich in ihnen oben und unten vertauscht, so folgt daraus, daß im ersten Stockwerk eines Hauses die Mittagshitze erst am Abend, die Sommerhitze erst zu Wintersonfang eintreffen würde. Da dies nicht der Fall ist, so muß die Wärme anders vermittelt werden. Dies geschieht durch den Massenaustausch, auch kurz Austausch genannt.

Es gibt zweierlei Strömungsarten in Wasser und Luft: die laminare und die turbulente Strömung. Laminar heißt jede Strömung, die keine Wirbel aufweist; turbulent ist eine Strömung mit Wirbeln. Solche Wirbel kann man schon im Zimmer bei geschlossenen Fenstern und Türen an den Bewegungen des Tabakrauches beobachten. In der freien Luft, in welcher der Wind stets Anlaß zu solcher Durchmischung bietet, ist die Luft fast ausnahmslos in turbulentem Zustand. Bei schwachem Winde wird das für unser Empfinden nicht wahrnehmbar; bei starkem Winde aber erkennen wir dessen Turbulenz an der Böigkeit sowohl in der Richtung als auch in der Geschwindigkeit des Windes.

Die Turbulenz veranlaßt eine stete Mischung der Luftmassen. Mit dem Austausch der Massen erfolgt ein Austausch aller ihrer Eigenschaften. Das Luftteilchen, das etwa von der Erdoberfläche un-

geordnet emporsteigt, nimmt von dort Wärme mit, verhältnismäßig viel Wasserdampf, vielleicht auch Staub, Radiumemanation oder was es sonst sein mag. Alle diese Eigenschaften werden am neuen Ort in neuen Mischungsvorgängen auf die neue Umgebung übertragen. Vielhundertmal rascher als die Wärme durch die molekulare Leitung, als der Wasserdampf durch die Diffusion, wird dadurch Wärme, Wasserdampf usw. in der Luft fortgeschafft. Ja, gewisse Transporte, wie die Aufwärtsbewegung des Staubes, der Blütenpollen und Samen, wird erst durch diese ungeordnete Bewegung erklärbar.

Es ist wohl das Verdienst Alfred Wegeners (114), die Bedeutung der turbulenten Bewegungen für die Meteorologie im allgemeinen aufgezeigt zu haben. Für die mikroklimatischen Forschungsaufgaben wurde Wilh. Schmidts Buch (113) über den „Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen“, das 1925 erschien, von bahnbrechender Bedeutung. In ganz neuer und umfassender Weise hat im Jahre 1939 H. Lettau (108) das Problem der atmosphärischen Turbulenz behandelt. Wer über einiges mathematisches Rüstzeug verfügt, muß zu diesem Buch greifen, um sich mit dem Fragenkreis ganz vertraut zu machen.

Im Rahmen dieses Lehrbuches gilt es vor allem, dem Leser eine anschauliche Vorstellung davon zu vermitteln, in welcher Weise sich die Austauschvorgänge vollziehen, und welche große Bedeutung sie für alle mikroklimatischen Fragen haben. Hierzu wollen wir die Grundgleichung des Austausches in der einfachen Schmidtschen Darstellung ableiten.

Eine Fläche f (Abb. 16) liege horizontal und sei gegenüber der Umgebung in Ruhe; bewegt sich also etwa die Luft im ganzen vorwärts, so wandere die Fläche mit. Wir setzen voraus, daß an ihr nur der Austausch zur Wirkung komme. Die Luft habe die Eigenschaft s je Masseneinheit, wobei wir es noch offen lassen, welche

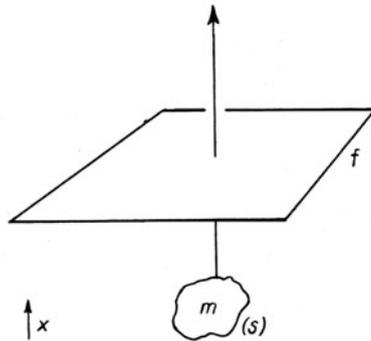


Abb. 16. Zur Grundgleichung des Austauschs

Eigenschaft dies sei. Sie muß nur von äußeren Bedingungen unabhängig sein. s kann also etwa der Gehalt an Staub, an Wärme, an Wasserdampf sein und ist im allgemeinen eine Funktion der Höhe.

Infolge des Austausches trete die Masse m durch die Fläche f nach oben durch; sie nimmt dabei von der Eigenschaft die Menge

$m \cdot s$ mit. Alle von unten infolge des Austausches durch f tretenden Luftteilchen bringen also $\sum m_+ \cdot s$ mit, wenn wir die positive Richtung nach aufwärts rechnen. In entsprechender Weise bringen alle von oben kommenden Luftteilchen $\sum m_- \cdot s$ mit. Durch die Fläche f tritt nach oben also in der betrachteten sehr kleinen Zeit nur der Unterschied der von unten nach oben und der von oben nach unten wandernden Eigenschaften. Dieser „Fluß“ ist $\sum m_+ \cdot s - \sum m_- \cdot s$. Beziehen wir diesen Fluß auf die Flächeneinheit und die Zeiteinheit ($t =$ Zeit in sec) und werde der Fluß mit \mathfrak{S} bezeichnet, so ist:

$$\mathfrak{S} = \frac{1}{f \cdot t} [\sum m_+ \cdot s - \sum m_- \cdot s].$$

Wir nehmen weiter an, die Eigenschaft sei über dem Boden mit der Höhe x (in cm) nach Art einer Parabel angeordnet. Erfahrungsgemäß lassen sich die Änderungen aller Faktoren im bodennahen Klima mit der Höhe hinreichend genau durch eine Parabel darstellen. Ist s_0 die Eigenschaft in der Höhe $x = 0$, so wird:

$$s = s_0 + \frac{ds}{dx} \cdot x + \frac{1}{2} \frac{d^2s}{dx^2} \cdot x^2.$$

Setzen wir dies in obige Gleichung ein, so ergibt sich:

$$\mathfrak{S} = \frac{1}{f \cdot t} \left\{ s_0 [\sum m_+ - \sum m_-] + \frac{ds}{dx} [\sum m_+ x - \sum m_- x] - \frac{1}{2} \frac{d^2s}{dx^2} [\sum m_+ x^2 - \sum m_- x^2] \right\}.$$

Der erste []-Ausdruck ist gleich Null, weil laut Annahme durch den Austausch keine Massenverlagerung stattfindet, also ebensoviel Masse von oben nach unten als von unten nach oben durchtritt. Wir wollen weiter annehmen, daß der Austausch symmetrisch zur Fläche f erfolge: zu jeder Masse im Abstand $x = +q$ sei eine gleich große Masse zu finden, die aus dem Abstand $x = -q$ gegen f herankomme. Dann wird auch der letzte []-Ausdruck Null und die Gleichung vereinfacht sich in:

$$\mathfrak{S} = \frac{\sum m_+ x - \sum m_- x}{f \cdot t} \cdot \frac{ds}{dx}.$$

Der Faktor, der vor $\frac{ds}{dx}$ steht, enthält nichts mehr über die Eigenschaft s der hin- und herbewegten Luftmassen, sondern kennzeichnet nur die Lebhaftigkeit der Bewegung. Setzen wir hierfür A , so wird:

$$\mathfrak{S} = A \cdot \frac{ds}{dx}.$$

Vergleichen wir diese kurze Formel mit derjenigen auf S. 31, so können wir den Austausch ansehen als eine Wärmeleitung, bei der an Stelle der Konstanten λ die Größe A tritt. Man hat daher den Massenaustausch auch „Scheinleitung“ genannt.

Während nun aber λ eine physikalische Konstante ist, die nur von dem untersuchten Stoff abhängt, wechselt A mit dem Orte und mit der Zeit. A heißt der Austauschkoeffizient; sein Wert schwankt, wenn wir alles in g, sec und cm ausdrücken, zwischen den Werten 0,001 und 100, also in weitesten Grenzen. Er ist der einfachste Ausdruck, um den Zustand der ungeordneten Bewegung in der Luft zu kennzeichnen. Die Dimension des Koeffizienten ist $\text{cm}^{-1} \cdot \text{g} \cdot \text{sec}^{-1}$.

Bei obiger Ableitung wurden zwei Voraussetzungen gemacht. Erstens sollte die Eigenschaft s von äußeren Bedingungen unabhängig sein. Im allgemeinen darf also nicht etwa die Temperatur als Eigenschaft benutzt werden, da sie vom Druck abhängt. Für die bodennahe Luftschicht fällt diese Beschränkung fort, da die Höhererstreckung so gering ist, daß thermodynamische Temperaturänderungen unberücksichtigt bleiben können.

Zweitens war stillschweigend vorausgesetzt, daß der Austausch allein wirksam sei. In Wirklichkeit aber lassen sich die molekularphysikalischen Vorgänge nicht ausschalten (Wärmeleitung, Diffusion). Im allgemeinen treten diese aber in ihrer Wirkung gegenüber dem Austausch völlig zurück, wie die Überlegungen am Anfang dieses Kapitels veranschaulichten. Die Wirkung des Austausches ist 10- bis 100000mal so groß wie die der Wärmeleitung. Unmittelbar an der Oberfläche des Bodens aber kann diese Voraussetzung hinfällig werden, was für Mikroklimaprobleme zu beachten bleibt. Auch die vorausgesetzte Symmetrie des Austauschs ist gerade in nächster Bodennähe nicht immer gegeben. Ferner gibt es im bodennahen Klimaraum noch eine zweite Art Scheinleitung, nämlich durch Strahlung, wovon im folgenden Kapitel gesprochen wird. Auch dies mahnt zur Vorsicht bei Benutzung der Austauschgleichung.

Aber trotz dieser Einschränkungen bleibt das Hauptergebnis: Während im Boden die Wärme durch Leitung fortgeschafft wird, ist es in der bodennahen Luftschicht vorwiegend der Austausch, der bei Tag und Nacht die Wärme von der Bodenoberfläche nach oben bringt und umgekehrt.

Zunächst sollen einige Zahlen über die Größe des Austauschkoeffizienten A folgen. Aus den verschiedensten Vorgängen hat Wilh. Schmidt (113) den Wert A berechnet. Der folgende Auszug aus seiner Zusammenstellung kann nicht nur die vorkommenden Größen von A zeigen, sondern auch die Vielseitigkeit der Berechnungsmöglichkeit und damit die Allgemeinbedeutung des Massenaustauschs.

Er fand:

aus der Verbreiterung von Rauchfahnen über einem Feld bei besonders stabiler Schichtung um Sonnenaufgang	$A = 0,006;$
aus dem Wärmeumsatz über einer Schneedecke in einer klaren ruhigen Winternacht nach A. Ångströms Messungen in Abisko	$A = 0,14;$
aus dem täglichen Temperaturgang in Paris (fünfjähriges Mittel) in der Höhenschicht 2 bis 123 m über dem Boden	$A = 9;$
aus der Verbreitung der Pollen unserer Waldbäume über die Ostsee	$A = 43;$
aus der Verteilung der Windgeschwindigkeit und Windrichtung in verschiedenen Höhen am Eiffelturm	$A = 90.$

Auch neuere Messungen bestätigen die Richtigkeit dieser Zahlen.

Der Koeffizient A nimmt mit der Höhe über dem Boden zu. Diese Zunahme erfolgt, wie H. Lettau (108) zeigte, sowohl nach der Theorie als auch nach Messungen linear mit der Höhe. An der Bodenoberfläche wird also nicht nur die Windgeschwindigkeit abgebremst (vgl. 11. Kapitel), sondern mit ihr auch der Massenaustausch. Zugleich werden am Boden, wie W. Haude (132) treffend sagt, die größeren Turbulenzkörper in kleine und kleinste „zerrieben“.

Die lineare Zunahme von A mit der Höhe ist aber nur ein statistisches Gesetz, von dem gerade in Bodennähe der Einzelfall stark abweichen kann. Vielfach wurde beobachtet, daß sich der Austausch sprungweise von Schicht zu Schicht ändert. So stellte H. Berg (98) bei seinen Messungen im Bissendorfer Moor bei Hannover 1934 fest, daß A im untersten Meter über dem Boden nur langsam anstieg, dann zwischen 1 und 5 m rasch wuchs, um alsdann bis 16 m nahezu konstant zu bleiben. W. Haude (132) beobachtete über einem Schotterfeld der Wüste Gobi am 7. März 1932 um 14¹/₄ Uhr zuunterst eine austauschschwache Schicht von 25 cm Höhe. Darüber sprang A rasch auf das Vielfache seines Wertes. In 70 bis 80 cm aber kam alsdann wieder eine viel langsamere Zunahme.

Wir dürfen daraus schließen, daß die bodennahe Luftschicht eine blättrige Struktur hat. Dies wird uns auch durch andere Umstände nahegelegt und erklärt manche sonst schwer zu verstehende Erscheinungen. Über dem Peitinger Moor in Oberbayern beobachtete ich an einem heißen Sommertag, wenn das Auge in etwa 1 m über den Boden gebracht wurde, eine scharfe Schichtgrenze, unterhalb derer die Luft regellose Schlierenbildung zeigte, oberhalb derer

aber fadenförmige Schlieren wie wehende Rauchfahnen im Winde lagen. Bei Temperaturmessungen am Tage beobachtet man häufig innerhalb der bodennahen Luftschicht eine nochmalige Temperaturzunahme in einiger Höhe (meist $1\frac{1}{2}$ m) über dem Boden. Es ist das sogenannte „sekundäre Temperaturmaximum“, das schon von Hornberger (106) gefunden und von P. Vujevic (197) beschrieben, aber auf Beobachtungsfehler zurückgeführt wurde. R. Geiger (179, 180) stellte es wiederholt fest, selbst in Monatsmitteln, wie die folgenden 8-Uhr-Beobachtungen in der Anzinger Sauschütte (bei München) zeigen können:

Monat 1924	Mitteltemperatur (Sixthermometer)			
	0,05	0,50	1,00	1,50 m
Mai	15,09	14,05	14,23	13,85° C
Juni	16,41	15,45	15,60	15,19° C
Juli	18,48	17,41	17,45	16,88° C

A. Schmauß (111) hat mit Rücksicht auf den „aufsteigenden Luftstrom“, der in der meteorologischen Theorie viel besprochen, aber in der Natur schwer zu finden ist, auf Versuche R. E. Liesegangs hingewiesen. Dieser übergieß in einem Becherglas 200 g des sehr feinkörnigen Pulvers von Coffein-Natriumsalicylicum mit 400 ccm kalten Wassers. Nach ganz kurzem Umschütteln wurde das Becherglas in ein heißes Wasserbad gesetzt und blieb dort unberührt stehen. Als sich nach etwa 10 Minuten das Coffein gelöst hatte, zeigte sich die Flüssigkeit in 8 bis 10 horizontale Schichten gegliedert. In diesen nahm die Konzentration nicht kontinuierlich, sondern sprungweise von unten nach oben ab. Die scharfe Begrenzung der einzelnen Lagen ließ sich deutlich an der verschiedenen Lichtbrechung erkennen. Für das Zustandekommen der Erscheinung war es aber notwendig, daß die Lösung von unten erwärmt wurde. Auch bei anderen Salzlösungen und bei kolloidalen Lösungen zeigte sich eine ähnliche Schichtenbildung. Diese Vorgänge können als Analogie angesehen werden zur Ausbildung der blättrigen Struktur in der stauberfüllten bodennahen Luftschicht, wenn diese um die Mittagszeit von unten her erwärmt wird. Das sekundäre Temperaturmaximum würde eine Schichtgrenze anzeigen, die durch örtliche Umstände eine bevorzugte Lage haben und darum regelmäßig in bestimmter Höhe auftreten kann.

Der Austausch hat zwei Ursachen, die schon 1919 von A. Ångström (97) unterschieden wurden. Der dynamische Austausch ist durch den turbulenten Strömungsverlauf der Luft verursacht; nach H. Lettau (108) nimmt der Austauschkoeffizient A linear

mit der Windgeschwindigkeit zu; jedenfalls gilt diese Regel für den Windbereich, der für die bodennahe Luftschicht in Betracht kommt. Dazu tritt der thermische Austausch, der durch die Instabilität der Temperaturschichtung hervorgerufen wird; man muß zunächst annehmen, daß er nur bei Tage wirksam ist, da nachts die Temperatur stabil geschichtet ist (s. S. 63).

Für den Bereich des Großklimas ist zweifellos der dynamische Austausch die einzig wirksame Ursache. Daß auch in der bodennahen Luftschicht der dynamische Anteil weit überwiegt, folgt schon daraus, daß selbst in kalten Winternächten über einer Schneedecke, also bei denkbar stabiler Temperaturschichtung, sich aus den Temperaturmessungen noch ein merklicher Massenaustausch errechnet. H. Lettau (107) hat dies in einer Arbeit von 1934 mit ausdrücklicher Bezugnahme auf die bodennahe Luftschicht so ausgesprochen: „Es läßt sich aufs neue leicht einsehen, daß die turbulente Natur des Windes keinesfalls, auch nicht zu einem irgendwie nennenswerten Anteil auf thermischen Ursachen beruht“ und später: „Es offenbart sich wiederum deutlich die Tatsache, daß die Turbulenz zumindest der bodennahen Luftschichten unabhängig von der thermischen Stabilität ist.“

Man sollte trotzdem die Frage noch nicht als erledigt beiseite legen. Unter den extremen thermischen Bedingungen, die man in der Wüste um Mittag findet, kam W. Haude (132) zu dem umgekehrten Schluß, in 1 m über dem Boden habe der thermische Austausch eine „vielmals größere“ Wirkung als der dynamische. Bei den kleinen Räumen und bei der starken Hemmung aller fortschreitenden Windbewegung, mit denen man bei Mikroklimabetrachtungen rechnen muß, kann unter Umständen doch der thermische Austausch nicht zu vernachlässigen sein.

Eines merkwürdigen Umstands ist hier noch zu gedenken. Ermittelte man A für die gleiche Zeit und den gleichen Ort aus verschiedenen Vorgängen, so wurden doch verschiedene Werte für den Koeffizienten A gefunden. So fand H. Lettau (107) aus Beobachtungen am Leipziger geophysikalischen Observatorium, daß aus den Temperaturwerten sich ein $A = 20,0$, aus den Windgeschwindigkeitswerten dagegen ein $A = 2,8$ ergab. Die Wärme wurde also fast zehnmal stärker als die Geschwindigkeit ausgetauscht. H. Berg (98) beobachtete zwischen 2 und 4 m über dem Boden $A = 0,05 - 0,1$, wenn er A aus den Temperaturmessungen, $A = 0,02 - 0,05$, wenn er es aus den Wasserdampfmessungen berechnete.

Die Ursachen für dies merkwürdige Verhalten können verschiedene sein. Erstens lassen die bisherigen Betrachtungen über den Austausch keinen Raum für die Strahlungsvorgänge; diese sind aber,

wie im folgenden Kapitel gezeigt werden wird, nicht zu vernachlässigen. Daß aber die Strahlung auf die verschiedenen Eigenschaften der Luft ganz verschieden einwirkt, z. B. auf die Wärme anders als auf die Bewegungsgröße (Windgeschwindigkeit), ist ohne weiteres klar. Zweitens kann die Verteilungsfunktion bei den verschiedenen Eigenschaften verschieden sein. Es könnte sein — um ein Beispiel von H. Berg (98) zu nennen —, daß die größeren, am Austausch beteiligten Luftquanten im Mittel mit höheren Temperaturwerten verbunden sind, während sie in bezug auf die Feuchtigkeit keine derartige Gesetzmäßigkeit zeigen.

Zum Schluß sollen einige Beispiele veranschaulichen, wie die Wirkung des Massenaustauschs unmittelbar oder mittelbar sichtbar wird. (Von den optischen Vorgängen wird erst im 12. Kapitel die Rede sein.)

A. Büdel (100, 101) verfolgte die Lebensgeschichte einzelner Turbulenzkörper, die er durch Rauch sichtbar machte und mittels Laufbild messend beobachtete. Oder er ließ aus 40 m Höhe ein senkrechtes Rauchband durch eine fallende Rakete erzeugen und vermaß Abdrift und Verbreiterung des Rauchbandes.

Schon vor ihm hatte Wilh. Schmidt (112) das Laufbild in den Dienst der Austauschforschung gestellt. Leichte Drahtrahmen, die mit halbdurchlässigem Stoff (Brautschleier) bespannt waren, ließ er den ungeordneten Windbewegungen folgen und hielt ihre Stellung fest in Lichtbildern, die in kürzestem Zeitabstand aufeinander folgten. Die Abb. 139 im 28. Kapitel auf S. 282 bringt ein Beispiel seiner Messungen. Man lese dort die Beschreibung, aus welcher der Einfluß des Untergrundes (Bodens) auf den Austauschvorgang erschlossen werden kann.

Über den Einfluß der Witterung unterrichtet die Abb. 17. In ihr ist der Massenaustausch an den unregelmäßigen Temperaturschwankungen kenntlich, die R. Geiger (102) im April 1930 in den Mainauen bei Schweinfurt auf thermoelektrischem Wege beobachtete. Das obere Bildband bezieht sich auf einen sonnigen, windstillen Tag. Zwischen 10 und 12 Uhr vormittags ist an den 10°-Isothermen (ausgezogen, $\frac{1}{2}^{\circ}$ gestrichelt) wohl zu erkennen, daß der Einstrahlungstypus herrschend ist. Im einzelnen aber schwankt die Temperatur lebhaft; die überhitzte bodennächste Schicht bleibt bisweilen an der Oberfläche kleben, bisweilen löst sie sich ab. Warmlufttropfen steigen auf (10^h 52^m), Kaltlufttropfen fallen herab (11^h 1^m).

Im Gegensatz dazu steht die untere Hälfte der Abb. 17. Der trübe Tag brachte wenig Wärmestrahlung zum Boden, darum schwache Erwärmung der bodennahen Luftschicht. Der Wind erhöhte den Austausch so, daß die Temperaturgegensätze, die sich etwa in Boden-

nähe herausbildeten, rasch ausgeglichen wurden. Der lebhafte Austausch und die strahlungsarme Witterung bringen daher das ruhige Bild.

Am Münchener Meteorologischen Institut rief mich A. Schmauß eines Tages an das Fenster und machte mich auf folgende Erscheinung

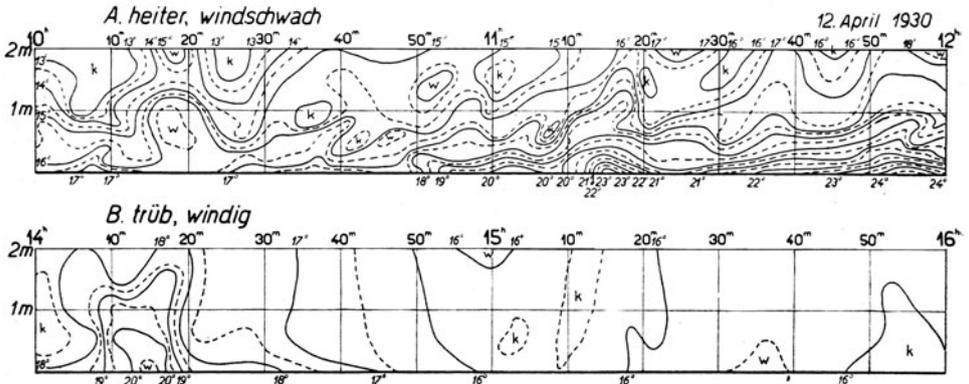


Abb. 17. Temperaturunruhe in Abhängigkeit vom Wetter. (Nach R. Geiger)

jenseits des Hofes aufmerksam (vgl. Abb. 18): Über dem leicht geneigten Blechdach *B* eines Waschhauses war ein Lattenrost *R* befestigt, der den Boden eines Trockenplatzes auf dem Dach bildete. Wenn wenig Schnee bei Windstille fiel (z. B. 8. Januar 1931 und

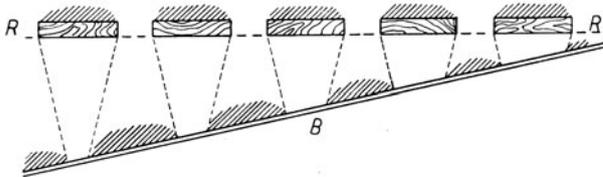


Abb. 18. Der Massenaustausch wird sichtbar
(Am 8. Januar 1931 und 26. Januar 1937 beobachtet von A. Schmauß)

26. Januar 1937), erschien der Rost weißgebändert mit schmälern schwarzen Zwischenräumen, das darunter befindliche Blechdach aber ebenso, nicht etwa „als Negativ“ schwarzgebändert mit schmälern weißen Schneestreifen. Die kurze Fallstrecke des Schnees zwischen Rost und Blechdach von wenigen Dezimetern genügte, um selbst bei größter Luftruhe das durch den schmalen Zwischenraum des Rostes fallende Schneeband durch Austausch zu verbreitern. Nur dort (Abb. 18, rechts), wo *R* und *B* nahe aneinander rückten,

war die Fallhöhe zu gering, vielleicht auch der Austausch so vermindert, daß auf dem Blechdach schwarze Streifen mit schmälereu Schneeändern dazwischen sichtbar waren.

Einen recht originellen Beitrag lese man bei F. Roßmann (110) in seinem Aufsatz über die „Strömung in der Streichholzschachtel“.

Die Bedeutung des Austausches kann endlich noch an der Verbreitung von Blütenstaub und Früchten gezeigt werden. Bei Annahme laminarer Windbewegung würden selbst Sporen mit kleinster Sinkgeschwindigkeit nicht sehr weit kommen. Auf keinen Fall könnten sie die Höhe überschreiten, in der sie von der Mutterpflanze entlassen wurden. Die ungeordnete Bewegung des Massenaustauschs aber zerstreut die Teilchen. Sie gelangen in unregelmäßigem Wechsel bald in aufsteigende, bald in absteigende Luftquanten. Ein Teil kommt dadurch früher zu Boden, ein Teil aber wesentlich später. Leichte, geflügelte Samen in ihrem Fluge zu beobachten, gehört ja zu den anregendsten Austauschstudien, zu denen uns die Natur Gelegenheit gibt. Je geringer die Sinkgeschwindigkeit und je größer der Austausch ist, desto größer ist die Streuung. Wilh. Schmidt (113), der sich rechnerisch mit dieser Frage beschäftigte, konnte zeigen, daß mit Abnahme der Sinkgeschwindigkeit die Entfernungen, über welche die Teilchen getragen werden, außerordentlich rasch anwachsen. Wenn man unter der mittleren Verbreitungsgrenze diejenige Entfernung versteht, bis zu der mindestens noch $\frac{1}{100}$ der ausgestreuten Samen gelangt, so errechnen sich für einen Austauschkoeffizienten $A = 20$ und eine Windgeschwindigkeit von 6 m/sec folgende Verbreitungsgrenzen:

Verbreitungsmittel	Sinkgeschwindigkeit in cm/sec	Mittlere Verbreitungsgrenze in km
Früchte der Esche (<i>Fraxinus excelsior</i>)	200	0,03
„ „ Tanne (<i>Abies pectinata</i>) ..	106	0 09
„ „ Fichte (<i>Picea excelsa</i>) . . .	57	0,3
„ „ Birke (<i>Betula verrucosa</i>) ..	25	1 6
„ vom Löwenzahn (<i>Taraxacum officinale</i>)	10	10
Pollen von Rotföhre (<i>Pinus silvestris</i>) ..	5,3	40
Sporen „ Bärlapp (<i>Lykopodium</i>)	1,76	330
„ „ Haarmützenmoos (<i>Polypodium</i>)	0,23	19 000
„ „ Bovist (<i>Lykoperdon</i>)	0,047	460 000

Die leichten Sporen des Bovist werden also ohne weiteres über die ganze Erde verbreitet. Beobachtungen auf Land, an Küsten und auf dem Meere haben diese Rechenergebnisse bestätigen können. Eine neuere Untersuchung über die Frage hat H. Rempe (109)

veröffentlicht. Bei dem Ausstreuen feinverteilten Giftpulvers über einem Waldbestand durch das Flugzeug macht der Forstmann, wenn er gegen Insektenschädlinge vorgeht, praktischen Gebrauch vom Gesetz des Massenaustauschs. Meteorologische Erfahrungen hierüber veröffentlichte R. Geiger (103).

5. Kapitel

Der Strahlungsumsatz in der bodennahen Luftschicht

Früher (s. S. 7) war gezeigt worden, daß die Sonnenstrahlung, ohne sehr starke Verluste zu erleiden, die ganze Lufthülle der Erde zu durchlaufen vermag. Bei der langwelligen Ausstrahlung war dies anders (s. S. 17). Aber auch dort hatten wir die Lufthülle nur als Ganzes in Betracht gezogen und erfahren, daß Wasserdampf und Kohlensäure die langwellige Strahlung verschlucken, und daß dieser Verlust der festen Erde in Form der nächtlichen Gegenstrahlung wieder gutgeschrieben wird.

G. Falckenberg (117) hat nun aber im Jahre 1931 erstmals den Nachweis erbracht, daß für den Wärmehaushalt besonders der bodennahen Luftschichten die Strahlungsabsorption einer Luftschicht von weniger als 1 m Dicke schon eine nicht zu vernachlässigende Rolle spielt. Bereits vorher waren er und seine Schüler bei Untersuchungen über die Entstehung der nächtlichen Temperaturumkehr auf diese Strahlungsfragen gekommen und verfolgten sie später in einer Reihe von Untersuchungen, die teils im Laboratorium, teils in der freien Natur durchgeführt wurden. Seitdem darf die Frage der Eigenstrahlung und der Strahlungsabsorption dünner Luftschichten nicht mehr unbeachtet bleiben. Sie soll uns im vorliegenden Kapitel beschäftigen.

Es sind zwei Vorgänge zu erörtern: 1. Die Art und Weise, wie die Luft Strahlung aussendet und aufnimmt, und 2. die sogenannte Wellenlängentransformation bei dem Strahlungsaustausch zwischen Erdboden und bodennaher Luftschicht.

Weil die Luft größenordnungsmäßig die gleichen Temperaturen wie die Erde hat, liegt die größte Energie der Luftstrahlung ebenso wie bei der Erdstrahlung im langwelligen Spektralbereich. Sie hat eine infrarote Strahlung. Aus dem Wienschen Verschiebungsgesetz (s. S. 17) errechnet man:

für eine Temperatur $t^{\circ}\text{C}$ (vom							
Eispunkt aus gezählt) . . .	5000 ⁰	3000 ⁰	1000 ⁰	30 ⁰	0 ⁰	—	30 ⁰
die Wellenlänge größter							
Strahlungsenergie in μ . .	0,6	1,1	4,0	9,5	10,5		11,9

Nun sagt das Kirchhoffsche Gesetz aus, daß für eine bestimmte Wellenlänge und Temperatur das Verhältnis des Emissionsvermögens eines Körpers zu seinem Absorptionsvermögen eine Konstante ist. In denjenigen Wellenlängenbereichen, in denen die Luft ein hohes Absorptionsvermögen hat, besitzt sie also auch ein großes Emissionsvermögen. Weil die Absorption infolge des Wasserdampf- und Kohlensäuregehalts der Luft in bestimmten Spektralbanden vor sich

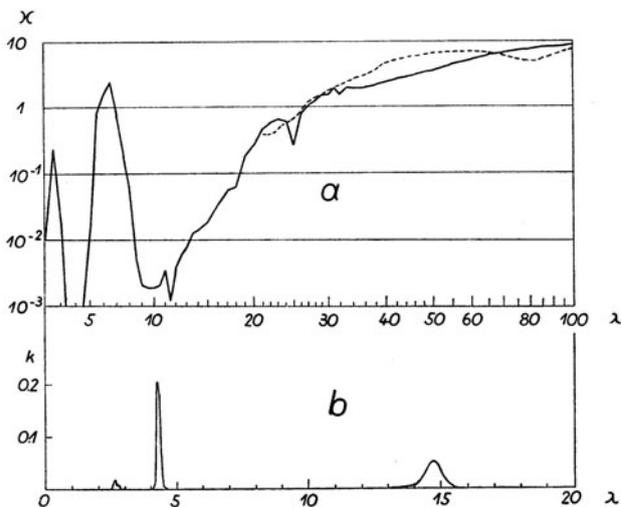


Abb. 19. Absorptionsspektrum für (a) Wasserdampf und (b) Kohlensäure
(Nach F. Schnaidt)

geht (s. S. 17), so erfolgt auch die Ausstrahlung in diesen ausgewählten Spektralbereichen. Die Luft ist ein „Bandenstrahler“.

Um welche Banden es sich hier handelt, kann die Abb. 19 zeigen, die einer Arbeit von F. Schnaidt (127) entnommen ist. Im oberen Teil ist die Absorption des Wasserdampfes in Abhängigkeit von der Wellenlänge dargestellt. Die Abszisse gibt die Wellenlänge in $\mu = \frac{1}{1000}$ mm, die Ordinate den Absorptionskoeffizienten für 0,01 cm Niederschlagswasser. Der sichtbare Teil des Spektrums ($\lambda = 0,4 - 0,8 \mu$), in dem die maximale Energie der Sonnenstrahlung gelegen ist (s. die Zahlen S. 48), fällt bereits links außerhalb der Figur. In diesem Bereich spielt die Absorption des Wasserdampfes, wie wir schon wissen, praktisch keine Rolle. Die erste wirksame Bande liegt bei 3μ , eine sehr kräftige Bande zwischen 5 und 9μ mit dem Maximum der Absorption bei $6,3 \mu$; oberhalb 12μ nimmt dann die Absorption ständig zu. Von 20μ ab bezieht sich die ausgezogene Kurve auf die Messungen und Berechnungen von F. Albrecht,

die gestrichelte auf diejenigen von J. Strong und S. L. Woo (Schrifttum bei F. Schnaidt, a. a. O.). Im unteren Teil der Abb. 19 ist der Absorptionskoeffizient der Kohlensäure für 1 m atmosphärische Luft dargestellt. Es sind vorwiegend zwei scharfbegrenzte Banden mit Maxima bei 4,3 und 14,7 μ wirksam¹⁾.

Die Zahlen auf S. 48 zeigen, wie rasch sich das Maximum der Strahlung mit der Änderung der in Betracht kommenden Lufttemperaturen verschiebt. Die absorbierenden Banden aber behalten ihre Lage im Spektrum bei. Daraus folgt, daß sich mit der Temperatur der strahlenden Luft deren Gesamtabsorption (summiert über alle Spektralbereiche) ändert.

Die infrarote Bandenstrahlung der Luft hat innerhalb der Luft nur eine geringe Reichweite. Sie beträgt nach G. Falckenberg (118) und F. Schnaidt (127) nur wenige Meter, bei einzelnen Wellenlängen sogar weniger als 85 cm! Infolgedessen pflanzen sich Wärmewellen auf dem Wege der infraroten Strahlungsleitung nur sehr langsam fort. E. Stoecker spricht daher mit Recht von einer Wärmescheinleitung; denn wie bei der echten Wärmeleitung durch die geringe Weglänge der Moleküle, so wird bei der Strahlungsscheinleitung durch die geringe Reichweite der langen Wellen die Wärme nur langsam weitergeleitet.

Im Wärmehaushalt der bodennahen Luftschicht tritt also neben die Scheinleitung durch Austausch die Scheinleitung durch die langwellige Strahlung.

Bezüglich der Temperaturabhängigkeit der Absorption infraroter Strahlung durch wasserdampfhaltige Luft stellte G. Falckenberg (122) neuerdings fest, daß Luft von 20° eine Schwarzstrahlung der Temperatur 100° stärker absorbiert als Luft von 100° bei gleichem Wasserdampfgehalt. Im übrigen sind diese Probleme erst noch in der Entwicklung.

Für den Wärmehaushalt der bodennahen Luftschicht würde die Strahlungsscheinleitung jedoch längst nicht die große Bedeutung erlangen, wenn nicht an der Erdoberfläche eine Wellenlängentransformation stattfinden würde. Sie ist von entscheidendem Einfluß bei der nächtlichen Abkühlung, daher auch von O. Steiner (130) und G. Falckenberg (116) im Zusammenhang mit der Ausbildung der abendlichen Bodeninversion zuerst besprochen, von letzterem (118) im Jahre 1931 dann ausführlich erläutert worden.

Durch Ausstrahlung erkaltet nachts die Bodenoberfläche (s. S. 17). Ihr wird von der bodennächsten Luftschicht ersatzweise Wärme zugestrahlt, und zwar in Form der Bandenstrahlung. Die Boden-

¹⁾ Vgl. auch die neueste Arbeit von F. Schnaidt (128).

oberfläche, die diese Energie aufnimmt, verwandelt sie aber in eine Strahlung mit nahezu kontinuierlichem Spektrum, wie sie dem festen Boden, der nahezu ein „schwarzer Strahler“ ist, zukommt. Diese vom Boden ausgesandte Strahlung erleidet nun ein zweifaches Geschick. Soweit es sich innerhalb des kontinuierlichen Spektrums um die Wellenlängen handelt, die den Wasserdampf- und Kohlensäurebanden der Luft angehören, kann die Strahlung nicht hinaus. Sie wird verschluckt. Ein Teil dieser Energie wird an die höheren Luftschichten und in den Weltraum hinaus abgegeben. Ein Teil aber gelangt wieder zurück zum Boden.

Diejenigen Wellenlängen aber, die nicht den genannten Banden angehören, durchlaufen ungehindert die Luft. Ihre Energie wird „effektiv“ ausgestrahlt¹⁾; dadurch kühlt sich der Boden ab, dadurch aber auch allein die bodennächste Luftschicht; denn sie kann nun weiterhin Energie durch Bandenstrahlung an den nunmehr kühleren Boden abgeben, der wiederum nur einen Teil davon verwertbar für die Luft zurückgibt, einen Teil aber infolge der Wellenlängentransformation endgültig verliert und damit sich weiter abkühlt.

Die Wärmemengen, die auf solche Weise die Luft bei Nacht durch Strahlung abgibt, sind ganz erheblich. Wegen der geringen Reichweite der infraroten Strahlung muß aber offenbar mit zunehmendem Abstand vom Boden diese Wärmeabgabe rasch in ihrem Betrag abnehmen. Für die bodennächste Luftschicht, hier diejenige Schicht, für welche die Bodenoberfläche innerhalb der Reichweite der infraroten Luftstrahlung liegt, erfolgt die Wärmeabgabe durch die Wellenlängentransformation unmittelbar. Die höheren Luftschichten bedürfen erst der sich abkühlenden bodennächsten Schicht, um auf dem Umweg über diese ihre Wärme durch Strahlung abgeben zu können.

Aus diesen Gründen wächst die nächtliche bodennahe Kaltluftschicht nur allmählich im Laufe des Abends und der Nacht in größere Höhen, und in einigen 100 m über dem Boden, also in der freien Luft-hülle, gibt es unter dem Einfluß des Bodens schließlich keine nächtliche Abkühlung mehr.

Serienweise am Abend ausgeführte Höhenaufstiege der Luftwarte Rostock haben uns ein vorzügliches Beobachtungsmaterial über diesen Abkühlungsvorgang geliefert. Wir geben aus der Arbeit von O. Steiner (130) in der Abb. 20 ein Beispiel. Der 20. Juli 1925 brachte einen wolkenlosen Abend bei Wind aus EzS (Landwind).

¹⁾ Dies würde Veranlassung geben zu einer genaueren Definition des Begriffes der „effektiven Ausstrahlung“, wie G. Falckenberg (118) zeigt. Wir haben aber den nun einmal eingeführten und leichter verständlichen Begriff (s. S. 19) benutzt, wie es auch weiterhin hier im Buche geschieht.

Gegen 18 Uhr setzte am Boden (stark ausgezogene Kurve) ein sehr kräftiger Temperaturfall ein, mehr als zwei Stunden vor Sonnenuntergang; denn um diese Zeit überwiegt die Ausstrahlung schon weit die Einstrahlung. (Wie oft beobachten wir bei Spaziergängen an Herbstabenden, daß der Boden schon „anzieht“, d. h. durch Frost gebunden wird, wenn die Empfindung durch Gesicht und Hände noch höhere Wärmegrade der Luft anzeigt!) Der Temperaturfall dauerte, sich mit Sonnenuntergang etwas verlangsamernd, bis gegen

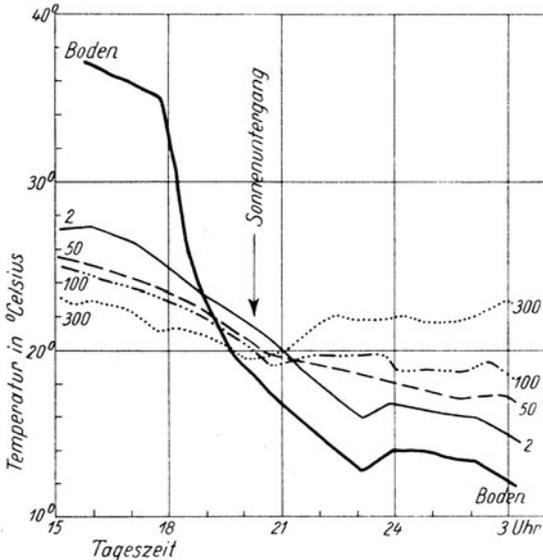


Abb. 20. Ausbildung der nächtlichen Temperaturumkehr in den untersten 300 m am 20. Juli 1925 zu Rostock. (Nach O. Steiner)

Mitternacht. Neben dem Gang der Bodentemperatur enthält die Abb. 20 den Gang in 2, 50, 100 und 300 m über dem Boden. Der abendliche Temperaturfall wird um so geringer, je weiter die Luft von der Erdoberfläche entfernt ist. Die verschieden starke Abkühlung führt um die Zeit des Sonnenuntergangs zu einer Gleichheit der Temperatur in allen Schichten (Isothermie) und wenige Stunden später zur Umkehr. In 300 m über dem Boden zeigt der Temperaturgang infolgedessen schon mehr das Kennzeichen zufälliger Änderung als das eines geordneten Tagesgangs. Bis in diese Höhe reicht kaum mehr die Wirkung der Strahlungsscheinleitung.

Auch bei Tage ist, wie zum Schlusse erwähnt werden soll, die Wellenlängentransformation wirksam. Die Zustrahlung durch die

Sonne bewirkt eine Temperaturerhöhung der Erdoberfläche, die Temperaturerhöhung eine vermehrte Bodenstrahlung, die wiederum in Form eines nahezu kontinuierlichen Spektrums erfolgt. Von dieser Bodenstrahlung wird ein Teil von den absorbierenden Banden der Luft verschluckt, und dieser Teil bewirkt eine vom Boden langsam aufwärtsschreitende Wärmewelle, die also auf die Strahlungsscheinleitung zurückzuführen ist. Der in der Luft nicht absorbierte Teil der Bodenstrahlung geht der Erde verloren.

II. Abschnitt

Die Temperaturverhältnisse der bodennahen Luftschicht

6. Kapitel

Der Erwärmungsvorgang

Bei den früheren Betrachtungen über den Einstrahlungstypus (s. 1. Kapitel) und den Ausstrahlungstypus (s. 2. Kapitel) war in erster Linie auf die große Bedeutung hingewiesen worden, welche die Bodenoberfläche sowohl bei Tag wie bei Nacht für den Wärmehaushalt besitzt. Es war ferner gezeigt worden, welche Zustandskurven der Temperatur in den beiden extremen Fällen anzutreffen sind. Im 3. bis 5. Kapitel war dann erläutert worden, in welcher Weise innerhalb der bodennahen Luftschicht und im anliegenden Boden die Wärmebewegung erfolgt. Jetzt kehren wir zu unseren Betrachtungen über den Einstrahlungs- und Ausstrahlungstypus zurück und wollen näher untersuchen, wie der Erwärmungsvorgang und der Abkühlungsvorgang sich abspielt.

Verhältnismäßig einfach gestaltete sich die Wärmebewegung um Mittag von der erhitzten Bodenoberfläche aus nach abwärts in die tieferen Bodenschichten. Hier war fast allein die echte Wärmeleitung bestimmend. Daher konnten wir im 3. Kapitel (S. 30—37) bereits die Temperaturverhältnisse im Boden abhandeln.

Die echte Leitung bestimmt um Mittag auch den Übergang der Wärme von der erhitzten Bodenoberfläche an die ihr zunächst liegenden Luftmoleküle. Es ist zweckmäßig, diejenige dünne Luftschicht über der Bodenoberfläche, in der die Wärmebewegung hauptsächlich durch die molekulare Wärmeleitung erfolgt, als Grenzschicht zu bezeichnen. Sie wird höchstensfalls einige Millimeter Dicke haben, nach neueren Messungen A. Nybergs (345) in Winter-

nächten sogar weniger als 1 mm. Wir wollen in Gedanken ihre obere Grenze an diejenige Stelle setzen, wo der Wärmetransport infolge des Austauschs gerade so groß wird wie der Wärmetransport infolge der echten Leitung. Daß neben diesen beiden Vorgängen im Bereich dieser Grenzschicht Strahlungsumsätze mit beteiligt sind, geht aus den Betrachtungen im 5. Kapitel hervor.

Mit der Wärmeübertragung von der erhitzten Bodenoberfläche in die Grenzschicht hinein haben sich neuerdings theoretisch und praktisch die Agrarmeteorologen der indischen Schule unter Führung von L. A. Ramdas erfolgreich beschäftigt. Meßtechnisch bietet es schon große Schwierigkeiten, die Temperaturverteilung nahe einer Oberfläche zu messen. L. A. Ramdas und M. K. Paranjpe (*138*) ist es gelungen, auf optischem Wege durch Interferenzmessungen die Temperaturschichtung innerhalb des ersten Millimeters an der Oberfläche zu bestimmen, ohne durch ein Meßgerät die natürliche Schichtung zu stören. Über einer elektrisch geheizten Platte fanden sie bei einer Zimmertemperatur von 22,5° C folgende Werte:

Abstand von der erhitzten Oberfläche in Millimeter:

0,0 0,25 0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 0,6 0,7 0,8 0,9 1,0.

Temperaturen in °C:

87,5 82,0 79,6 77,4 74,0 71,2 68,8 66,6 64,4 62,0 60,0 58,0 56,5.

Im ersten Zehntelmillimeter findet sich somit ein Temperatursprung von 10° C! Bei solchem Temperaturgefälle tritt eine besondere Erscheinung auf: in stauberfüllter Luft erhalten die einzelnen Staubteilchen nächst der heißen Oberfläche von der Seite mit der höheren Temperatur her kräftigere Stöße durch die dort lebhafter bewegten Moleküle als von der kühleren Seite her. Sie unterliegen also einem einseitigen Druck und wandern von der erhitzten Oberfläche weg. Es entsteht ein ganz schmaler, staubfreier Grenzstreifen, der bei entsprechender Beleuchtung sich dunkel abhebt von der übrigen stauberfüllten und darum das Licht hell zurückwerfenden Luft.

Dieser dunkle Streifen bietet nun Gelegenheit zu prüfen, in welcher Weise die Erwärmung mit zunehmendem Abstand von der Oberfläche vor sich geht.

Nach den Beobachtungen von L. A. Ramdas und S. L. Mallurkar (*137*) befindet sich die Oberfläche des dunklen Streifens stets in wellenförmiger Bewegung. Wir kommen später im Zusammenhang mit den optischen Erscheinungen darauf zurück (s. die Abb. 60, S. 115). An mehreren Stellen beginnt nun die überhitzte Luft der Grenzschicht in Zungenform sich zu erheben. Eine diesbezügliche Aufnahme der Verfasser zeigt die Abb. 21. Die als heller Strich

unten sichtbare erhitzte Platte ist von einer Wolke künstlichen, hell beleuchteten Staubes überstrichen. Der dunkle schmale Zwischenraum, die staubfreie Schicht, ist an einigen Stellen nach oben zungenförmig hochgehoben. An diesen Stellen bricht die überhitzte Luft nach oben durch. Hier beginnt der Austausch.

Nun handelt es sich bei diesen Experimenten um völlig gleichförmige Oberflächen, wie sie in der Natur nicht vorkommen. Sie sind aber zur grundsätzlichen Erkenntnis des Erwärmungsvorgangs so wichtig, weil sie zeigen, wie selbst unter diesen ungünstigen Umständen der Übergang von der reinen Wärmeleitung zum Austausch vollzogen wird.

Wir machen den nächsten Schritt. Von der bodennahen Grenzschicht gehen wir zur bodennahen Zwischenschicht¹⁾.

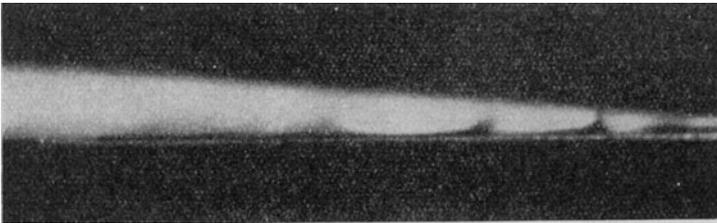


Abb. 21. Der Beginn des Aufstrudelns in der bodennahen Grenzschicht
(Nach Versuchen von L. A. Ramdas und S. L. Malurkar 1932)

Auf steinigem und darum rauhem Boden in der Wüste Gobi hat W. Haude (132) Messungen der Temperatur nächst der Bodenoberfläche vorgenommen. Die Abb. 22 zeigt oben den Temperaturgang in 1 mm (ausgezogene Kurve) und 1 cm (gestrichelt) Höhe über dem Boden. Das benutzte Einfaden-Platinthermometer von F. Albrecht gestattete den Abstand von der Oberfläche genau einzustellen. Die Registrierung ist raschlaufend, die Abb. 22 umfaßt nur $4\frac{1}{2}$ Minuten um die Mittagszeit des 28. Februar 1931. Im unteren Teil der Abbildung ist eine isoplethäre Darstellung für die senkrechte Luftschicht zwischen 1 mm und 1 cm gegeben.

Schon in 1 mm über der Oberfläche ist eine lebhaftere Temperaturunruhe als Zeichen des Austauschs vorhanden. Dabei muß man beachten, daß der Platindraht, der zur Messung dient, eine Länge von 8 bis 10 cm hat. Dadurch mittelt er selbständig über alle Unterschiede innerhalb dieser Horizontalstrecke. Ein punktförmiges Meßgerät würde eine wesentlich lebhaftere Unruhe aufzeigen. Jedenfalls

¹⁾ In der Met. Z. 1937, S. 278, Anm. 2, habe ich sie weniger gut als Mittelschicht bezeichnet.

Es müßte eigentlich ein beträchtlicher Abstand zwischen der aus-gezogenen und der gestrichelten Kurve eingelegt werden. Das be-

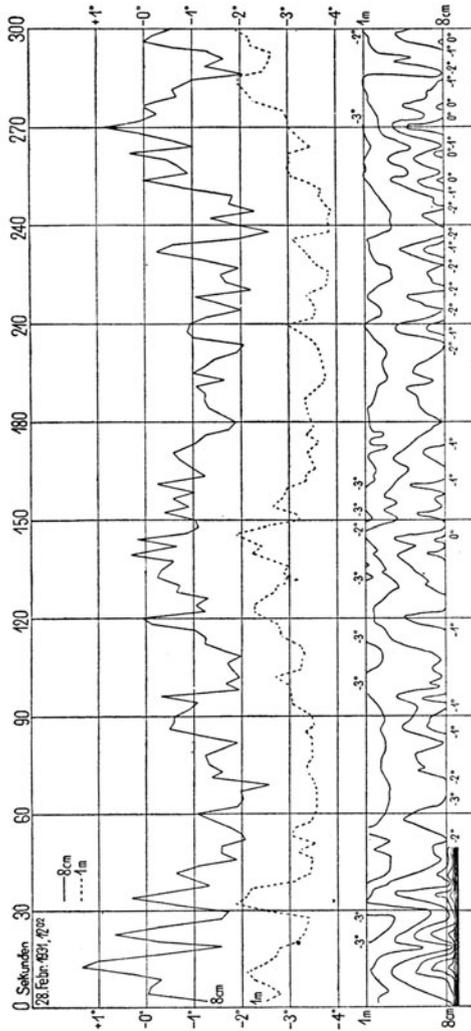


Abb. 23. Temperaturregistrierung aus der bodennahen Oberschicht in der Wüste Gobi

deutet, daß bei aller Unruhe der Temperatur an den beiden Stellen, die nur 9 mm auseinander liegen, doch noch kein Austausch der Luft zwischen den beiden Schichten stattfindet. In 1 mm Höhe ist es

viel wärmer als in 10 mm. Bei allem Auf und Ab der Temperatur erreicht die niedrigste Schwankungstemperatur in 1 mm Höhe noch lange nicht die höchste Temperatur in 1 cm Höhe.

Über der Grenzschicht liegt also ein Bereich, innerhalb dessen zwar unter dem Einfluß des starken Temperaturgefälles schon lebhafter Austausch vorhanden ist, dessen vertikale Wirksamkeit aber durch die bremsende Wirkung der nahen Oberfläche stark herab-

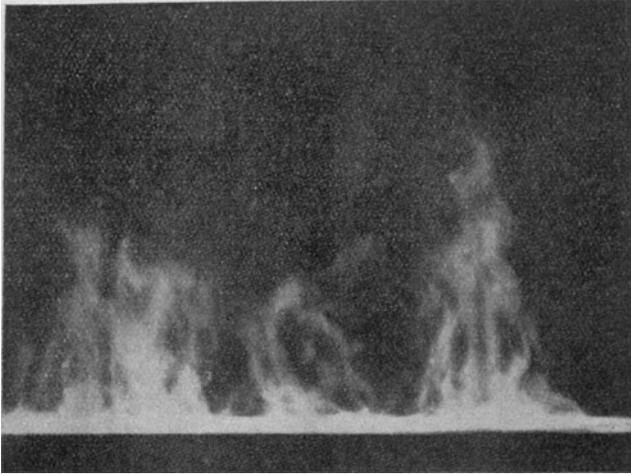


Abb. 24. Aufstrudeln der Heißluft, sichtbar gemacht durch Wasserdampf
(Aufnahme von L. A. Ramdas und S. L. Malurkar)

gesetzt ist. Diese Schicht ist es, die wir als bodennahe Zwischenschicht bezeichnen.

Darüber erst liegt eine dritte Schicht, die wir zur Unterscheidung die bodennahe Oberschicht nennen wollen. In ihr kommt im Gegensatz zur darunterliegenden Zwischenschicht der Austausch in der Senkrechten schon zur vollen Auswirkung. Die bodennahe Oberschicht umfaßt den größten Teil der gesamten bodennahen Luftschicht. Im Gegensatz zum Großklimaraum aber, der über der bodennahen Oberschicht folgt, ist der Wärmenachschub von unten her noch so groß, daß sich trotz des lebhaften Austauschs ein senkrecht Temperaturgefälle von wesentlich mehr als $10/100$ m zur Zeit des Einstrahlungstypus auf die Dauer zu halten vermag.

Um auch ein Beispiel aus dem Bereich der bodennahen Oberschicht zu bringen, benutzen wir nochmals die Messungen von W. Haude (132) in der Wüste Gobi. Die Abb. 23 gibt Aufzeichnungen

mit dem gleichen Meßgerät am gleichen Tag wie in der Abb. 22, nur 17 Minuten später. Die Meßhöhen sind jetzt 8 und 100 cm über der Bodenoberfläche. Der senkrechte Abstand beider Meßstellen beträgt das Hundertfache von dem in der Abb. 22. Trotzdem sind die niedrigen Temperaturen in 8 cm Höhe gleich den hohen Temperaturen in 1 m Höhe. Man kann daraus schließen, daß mindestens ab und zu Luftquanten von einer Meßhöhe zur anderen gelangen.

Die starke vertikale Durchmischung in der Oberschicht soll uns noch die Abb. 24 veranschaulichen, die der Arbeit von L. A. Ramdas

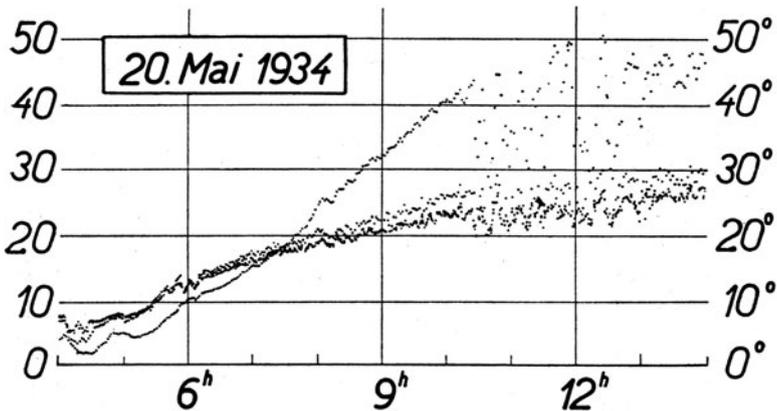


Abb. 25. Die große Temperaturunruhe nach 10 Uhr (Einstrahlungstypus) ist Kennzeichen des bodennahen Klimas (Registrierung von R. Geiger in München)

und S. L. Malurkar (137) entnommen ist. Durch etwas Wasser, das auf die heiße Oberfläche gebracht wurde, ist das Aufstrudeln der Warmluft sichtbar gemacht. Es erfolgt, dem Wesen des Massenaustauschs entsprechend, regellos. An einzelnen Stellen bricht die Heißluft nach oben durch; an den dunkleren Stellen wird die notwendige gegenläufige Abwärtsbewegung der Kaltluft stattfinden. Von den in der Abb. 24 dargestellten Vorgängen bis hin zu den Kleintromben und Staubhosen (s. S. 13 ff.) ist nur ein Unterschied der Größenordnung, aber kein Wesensunterschied.

Die außerordentliche Unruhe der Temperatur im ganzen bodennahen Klimaraum hatten wir schon bei der Abb. 17 (S. 46) als besonderes Kennzeichen hervorgehoben. Wie an ihrer Entwicklung die Temperaturzustände zur Zeit des Einstrahlungstypus beteiligt sind, soll noch die Abb. 25 veranschaulichen. Sie enthält eine Registrierung mit Stabthermometern (über diese s. später S. 72), die R. Geiger (131) am Münchener Flughafen in den Höhen von 0,23,

100 und 200 cm über dem Boden mittels eines Hartmann & Braun-Punktschreibers erhielt. Das Thermometer in 0 cm lag auf der Bodenoberfläche, die mit kurzem, dürrtigem Rasen bewachsen war.

Zu Beginn der gezeigten Registrierung liegen die Kurven so, daß dem höchsten Punkt die höchste Temperatur entspricht (Inversion, Ausstrahlungstypus). In der bodennahen Oberschicht von 23 bis 200 cm findet zwischen 5 und 6 Uhr der Übergang zum Einstrahlungstypus statt: Die Kurven schneiden sich. Von da ab gehört die oberste Kurve der Meßhöhe von 23 cm an. In der Luftschicht nächst dem Boden, die zwischen den Grashalmen fest verankert ist, bleibt es noch verhältnismäßig kalt. Erst nach 7 Uhr nimmt sie am Erwärmungsvorgang gleichen Anteil und geht dann rasch in Führung.

Als aber nach 10 Uhr vormittags der Einstrahlungstypus mit seinen großen Temperaturgradienten zur vollen Ausbildung kommt, ist es, als ob die Temperaturkurven mit einemmal zerstört würden. Der lebhafteste Austausch streut die Temperaturwerte über einen weiten Bereich. Wollte man etwa für die Zeit von 12 bis 13 Uhr eine mittlere Temperatur für eine bestimmte Meßhöhe angeben, so würde sie nur als Ergebnis einer statistischen Rechnung zu finden sein. Die Temperaturstreuung selbst wird zu einem wesentlichen Merkmal und muß außer der Temperaturhöhe bestimmt werden. R. Geiger (*131*) schlug daher vor, bei der Darstellung bodennaher Temperaturbeobachtungen nicht errechnete Temperaturlinien, sondern Temperaturbänder zu benutzen, deren Breite dem Streubereich der Temperatur an dem betreffenden Ort zu der betreffenden Zeit entspricht. Dieser Vorschlag ist inzwischen für zahlreiche Veröffentlichungen angenommen und benutzt worden.

Endlich greifen wir über die bodennahe Luftschicht noch etwas hinaus, um den Erwärmungsvorgang auch in größerer Höhe kennenzulernen; denn er bleibt bei der Umschichtung der instabil gelagerten Luftmassen nicht ohne Rückwirkung auf die bodennahe Luftschicht.

H. G. Koch (*133*) ließ durch ein Gespann von Pilotballonen ein strahlungsgeschütztes Widerstandsthermometer bis in 100 m Höhe emportragen und bestimmte die Temperaturschichtung innerhalb dieser Luftschicht. Er konnte dabei die große Temperaturunruhe infolge des Erwärmungsvorgangs nachweisen, die „Temperaturböigkeit“, wie er sie nennt. Um unsere Betrachtung über den Erwärmungsvorgang auch noch bis in diese höheren Schichten hinauf auszudehnen, ist in der Abb. 26 ein hübsches Beispiel aus der Kochschen Arbeit über das Aufsteigen erhitzter Bodenluft wiedergegeben. Die obere Zustandskurve der Temperatur I zeigt den normalen Einstrahlungstypus (3. August 1935, 10^h 50^m). Kurz darauf erfolgt

ein Umsturz der Schichtung. Oben ist es wärmer, in der bodennahen Luftschicht wesentlich kälter geworden. Zunächst aber ist die Mischung noch unvollkommen; daher zeigt die Zustandskurve II noch eine blättrige Struktur der Luftschicht an. Erst nach einigen weiteren Minuten (Kurve III) ist der Ausgleich vollzogen und die Temperatur nimmt gleichmäßig mit der Höhe ab.

Der gezeigte Vorgang des Umsturzes trat auf in Verbindung mit einer Beschattung der Meßstelle durch eine Haufenwolke. 7 Minuten nach Vorüberzug der Wolke war der Einstrahlungstypus I wiederhergestellt.

Zum Schluß sollen die theoretischen Arbeiten von S. L. Malurkar und L. A. Ramdas (134) noch kurz Erwähnung finden, deren Ziel es war, die Temperaturschichtung über erhitzten Bodenoberflächen aus dem Wärmehaushalt zu errechnen und die Rechnungen durch Beobachtungen zu prüfen.

Die Annahmen, die vor Ansatz jeder theoretischen Rechnung gemacht werden müssen, sind im vorliegenden Falle so wenige und entsprechen so sehr den natürlich gegebenen Bedingungen, daß hierdurch die theoretische Arbeit in enge Verbindung zur Praxis mikroklimatischer Messungen treten kann.

Es ist angenommen: 1. daß der Wärmehaushalt, der durch Strahlungs- und Austauschvorgänge bestimmt ist, ins Gleichgewicht gekommen ist, die Temperaturen mithin zeitlich konstant sind, was für die Mittagsstunden zutrifft; 2. daß in der bodennahen Schicht bis etwa 20 cm der Wasserdampfgehalt gleichförmig ist. Dies wurde durch Messungen mit einem Assmannschen Psychrometer nachgeprüft und am Meßort, einem toten Asphaltboden, erfüllt gefunden; 3. daß die Temperatur der über der bodennahen Schicht liegenden Luftmassen als einheitlich angesehen werden kann; und endlich 4. daß kein horizontaler Lufttransport die Ausgleichung des Wärmehaushalts stört.

Die mathematische Behandlung berücksichtigt die langwellige Temperaturstrahlung der erhitzten Bodenoberfläche und aller in Betracht kommenden Luftschichten und die Austauschvorgänge unter der bekannten Annahme, daß der Wärmetransport proportional dem vertikalen Temperaturgefälle ist.

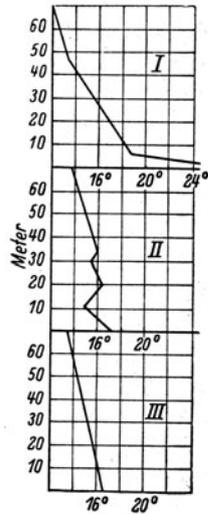


Abb. 26. Abkühlung der bodennahen Luftschicht durch Umschichtung (Nach H. G. Koch)

Die Durchrechnung führt zu folgendem Ergebnis: Es ist (unter Anwendung der hyperbolischen Sinusfunktion)

$$\Phi = \Phi_0 \cdot \frac{\text{Sin } \alpha (h - z)}{\text{Sin } \alpha \cdot h}$$

Hierin ist z die Höhe über der Bodenoberfläche in cm, h die Höhe der betrachteten bodennahen Schicht bis etwa 20 cm, Φ_0 ist eine Konstante, Φ ist der variable Anteil der Temperatur. Da für $z = h$ die Größe $\Phi = 0$ wird, so ist Φ der Überschuß der Temperatur in

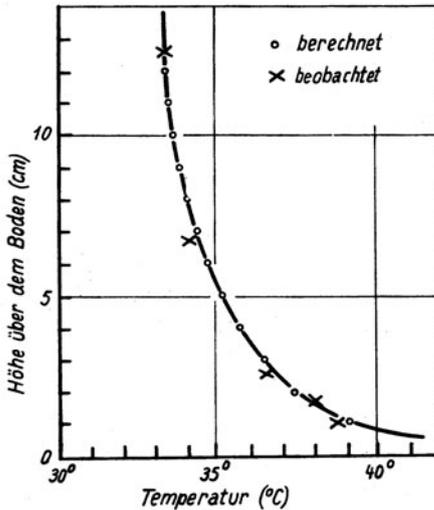


Abb. 27. Theoretisch berechnete und beobachtete Temperaturschichtung über einer Asphaltstraße
(Nach S. L. Malurkar und L. A. Ramdas)

der bodennahen Schicht über den Temperaturwert, der oberhalb der bodennahen Schicht als konstant angenommen wurde (s. oben), und dem sich die Temperaturkurve mit wachsendem z asymptotisch nähert. α ist ein Koeffizient, in dem der Absorptionskoeffizient des Wasserdampfes für langwellige Strahlung, die Stefan-Boltzmannsche Konstante, die absolute Temperatur und der Austauschkoefizient enthalten sind. Der Wert von α ist nun verschieden. In der obersten Schicht, die von etwa 1 cm über dem Boden bis etwa 30 cm reicht, beträgt er 0,25. In der zweiten Schicht, die etwa von 1 bis 10 mm Höhe reicht, ist er aber $\alpha = 4,2$. Der Übergang ist sprunghaft. Unter 1 mm liegt wohl eine Schicht mit nochmals sprunghaft vergrößertem α .

Die Abb. 27 zeigt, durch Kreuze gekennzeichnet, die Temperaturwerte, welche die Verfasser am 22. Oktober 1931 um 14 Uhr mittels eines Assmannschen Aspirationspsychrometers über einer Asphaltstraße nächst dem Meteorological Office in Poona gemessen haben. Der Wasserdampfgehalt der Luft betrug 10 mm. Dazu ist eingetragen eine Zustandskurve, die nach der obigen Gleichung errechnet wurde. Die Übereinstimmung von Theorie und Beobachtung ist sehr gut.

7. Kapitel

Der Abkühlungsvorgang

Die nächtliche Abkühlung der bodennahen Luftschicht erfolgt durch die im 2. Kapitel besprochene Ausstrahlung der Bodenoberfläche. Schon beträchtliche Zeit vor Sonnenuntergang ist der Strahlungshaushalt des Bodens negativ, das heißt die Ausstrahlung überwiegt die Einstrahlung. Die nächtliche Abkühlung setzt also schon vor Eintritt der Nacht ein und reicht ebenso noch über die Zeit des Sonnenaufgangs hinaus, worauf E. G. Meyer (149a) jüngst erneut hinwies. Die Ausstrahlung nimmt dann zu Beginn der Nacht erheblich zu und erreicht vor Mitternacht ihren höchsten Wert.

Durch die Ausstrahlung erkaltet die Bodenoberfläche. Hand in Hand mit dem Temperaturrückgang der Bodenoberfläche erfolgt die Abkühlung der bodennahen Luftschicht. Durch Strahlungsscheinleitung (5. Kapitel) und durch Wärmescheinleitung (4. Kapitel) gibt sie Wärme an die kältere Bodenoberfläche ab. Die Abgabe ist für die oberflächennächsten Schichten am größten und wird um so geringer, je größer der Bodenabstand ist. So stellt sich der schon in der Abb. 8, S. 27 gezeigte Ausstrahlungstypus ein, bei dem die kalten und darum dichten Luftschichten unter den wärmeren, weniger dichten lagern. Im Gegensatz zum Einstrahlungstypus, der zum Umsturz der Schichtung neigt (S. 14 und 59), herrscht nachts eine vertikal stabile Luftschichtung. Die Stabilität wächst im Laufe der Nacht mit der fortschreitenden Abkühlung. Schon G. Hellmann (59) schilderte diesen Zustand mit den anschaulichen Worten: „Gleichsam fest verankert liegt die Luft am Boden da und setzt allen Kräften, sie zu bewegen, Widerstand entgegen.“ Die Nacht ist daher die Zeit geringster Windgeschwindigkeit am Boden. Flache, durch Stunden unveränderte oder nur langsam in die Höhe wachsende Nebelbänke sind oft der sichtbare Ausdruck dieser stabilen Schichtung.

Die im 4. Kapitel erwähnte Beobachtungstatsache, daß auch bei Nacht noch ein merklicher Massenaustausch vorhanden ist, reimt

sich zunächst schlecht zu dieser Vorstellung von der stabil gelagerten, vom einschlafenden Wind nicht aufgestörten Luftschichtung. Denn einen thermischen Austausch kann es wegen der Stabilität, einen dynamischen wegen der Luftruhe nicht geben. Die Meteorologen haben sich daher über diesen scheinbaren Widerstreit der Tatsachen früher viel den Kopf zerbrochen.

Zunächst fand A. Defant (144) im Jahre 1919 einen annehmbaren Ausweg: Der Staubgehalt der unteren Luftschichten nimmt bei Tage zu, wenn die aufsteigenden Austauschströme den Staub emporführen. Bei Nacht muß ein Rückfluß desselben nach abwärts erfolgen, da sonst der Staubgehalt der Atmosphäre im steten Zunehmen begriffen sein müßte. Dieser Rückfluß ist auch aus thermischen Gründen zu erwarten. Der Staub, der zumeist aus festen Teilchen des zerriebenen Bodens besteht, absorbiert bei Tage insgesamt 5 bis 15% der hereinkommenden Strahlung. Bei Nacht muß er eine ähnliche Rolle spielen; denn die festen Staubteilchen strahlen ebenso wie die feste Erdoberfläche Wärme aus und kühlen sich daher rasch unter die Temperatur der sie umgebenden Luft ab. Dies hat eine zweifache Wirkung. Einmal wird durch sie die unmittelbar anliegende Luft abgekühlt. Weil unter normalen Bedingungen der Staubgehalt in der bodennahen Luftschicht angereichert ist und nach Zehntausenden von Staubteilchen im ccm zählt, ist diese Abkühlung nicht unbedeutend. Zweitens muß jedes Staubteilchen samt seiner abgekühlten umgebenden Lufthülle — die kleine „Gaskugel“ — wegen der tieferen Temperatur abzusinken beginnen. Durch die Millionen Staubteilchen entsteht so ein ganz feiner Strom kleinster Luftfäden, von A. Schmauß (153) „Rückkehrkonvektion“ oder „Kältekonvektion“ genannt. Es gibt also auch bei Nacht einen thermisch bedingten Austausch. Er unterscheidet sich aber von demjenigen am Tage durch die geringen Dimensionen der den Austausch vermittelnden Luftteile. Darum vollzieht er sich auch gleichsam unbemerkt in der stabil gelagerten bodennahen Luftschicht.

Seit aber die große Rolle der Strahlungsscheinleitung, wie im 5. Kapitel gezeigt, für die Abkühlung der bodennahen Luftschichten erkannt wurde, ist unser Interesse am nächtlichen Massenaustausch überhaupt geringer geworden. Man kann heute nach den sorgsamsten Messungen von E. Niederdorfer (380) und von F. Krügler (148) über einer winterlichen Schneedecke in den Jahren 1932/33 annehmen, daß der Massenaustausch zahlenmäßig nur mit einem kleinen Anteil am nächtlichen Wärmeumsatz beteiligt ist. Diesen kleinen Anteil zu erklären, genügt der Hinweis auf die besprochene Kältekonvektion und auf den doch noch vorhandenen dynamischen Anteil des Austauschs vollkommen.

Die Abkühlung der bodennahen Luftschicht denken wir uns also in überwiegendem Maße durch die Strahlungsvorgänge verursacht, die im 2. und 5. Kapitel bereits besprochen sind. Diese Vorstellung läßt uns auch eine andere Erscheinung verständlich werden, die zwar auch jetzt noch überrascht, aber doch wenigstens einer Deutung näher zu bringen ist.

Im Jahre 1932 machten L. A. Ramdas und S. Atmanathan (152) darauf aufmerksam, daß in Indien bei Nacht die tiefste Temperatur in vielen Fällen nicht an der Bodenoberfläche selbst, sondern in einiger Höhe darüber angetroffen wird. Bisweilen ist es eine Höhe von nur wenigen Zentimetern, in welcher das Minimum angetroffen wird; in einzelnen Fällen kann der Wert aber auch 1 m und mehr betragen. Messungen an verschiedenen Orten Indiens haben diese Tatsache so vielfach bestätigt, daß an ihr kaum zu zweifeln ist. Es ist mir aber kein Fall bekannt, daß in unserem Klimagebiet, besonders in Deutschland, eine gleiche Beobachtung sich als stichhaltig erwiesen hätte. Die Nachprüfung von Messungen, die zu ähnlichen Zustandskurven führten, ist unerläßlich, da die geringste Bedeckung des Bodens mit Pflanzen selbstverständlich das Minimum in die Höhe rückt, und da auch über nacktem Boden Einflüsse der Umgebung, z. B. einer benachbarten Pflanzenoberfläche, dieselbe Erscheinung hervorrufen können. Auch aus instrumententechnischen Gründen können in nächster Bodennähe ähnliche Zustände vorgetäuscht werden.

L. A. Ramdas, R. J. Kalamkar und K. M. Gadre (191 und 192) und später L. A. Ramdas (151) haben nähere Angaben über Minima oberhalb der Bodenoberfläche gemacht. In der Abb. 28 ist ein Beispiel aus einer neuen Arbeit von K. R. Ramanathan und L. A. Ramdas (150) wiedergegeben. Die Messungen wurden in der Nähe von Poona in einer Januarnacht des Jahres 1933 ausgeführt. Die Temperatur der Bodenoberfläche selbst ist in der Abbildung durch einen kleinen von unten kommenden Pfeil gekennzeichnet. Der kleine Kreis in der Höhe Null gibt die unmittelbar an der Bodenoberfläche gemessene Lufttemperatur; sie ist erheblich niedriger als die Oberflächentemperatur. Und von hier an nimmt mit der Höhe die Temperatur zunächst noch weiter ab bis in eine Höhe von 10 bis 20 cm über dem Boden. Erst darüber beginnt der normale nächtliche Ausstrahlungstypus, die Temperaturumkehr.

Im indischen Klimagebiet ist die Erwärmung des Bodens bei Tage so außerordentlich hoch, daß bei Nacht ein sehr kräftiger Wärmefluß gegen die Bodenoberfläche vorhanden ist. Aber auch bei einem extremen Fall derartiger Wärmezufuhr kann das Minimum nur dann über dem Boden liegen, wenn die Strahlungsvorgänge, vielleicht in Verbindung mit der Schichtung des Wasserdampfes, die maximale

Zone der Ausstrahlung von der Bodenoberfläche in die darüber befindliche Luftschicht verlegen. Die Arbeit von K. R. Ramanathan und L. A. Ramdas enthält bereits den theoretischen Versuch zu einer Lösung der Frage. (Näheres siehe dort.)

Es bleibt hier nunmehr unsere Aufgabe, zu zeigen, wie der Vorgang der nächtlichen Abkühlung allmählich zu jener Temperaturverteilung führt, die wir als den normalen Ausstrahlungstypus bereits kennen. Über den Bereich der bodennahen Luftschicht hinausgreifend, haben wir an Hand der Abb. 20 (s. S. 52) bereits

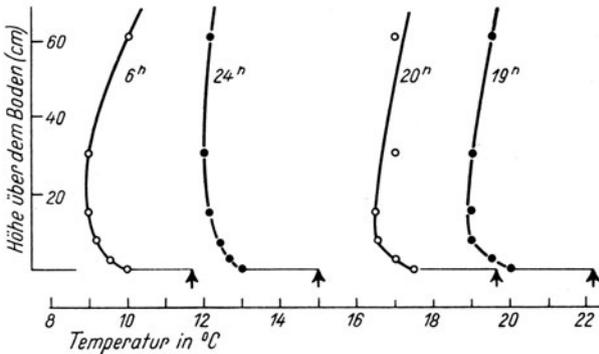


Abb. 28. Temperaturänderung mit der Höhe in der Nacht vom 5. auf 6. Januar 1933 bei Poona
(Nach K. R. Ramanathan und L. A. Ramdas)

das Anwachsen der nächtlichen Temperaturumkehr in immer größere Höhen hinauf gezeigt. Im folgenden beschränken wir uns auf den Bereich der Bodennähe.

Ein umfangreiches Beobachtungsmaterial sammelte S. Siegel in Hamburg (155). Im Gelände des meteorologischen Universitätsinstituts waren an einem Beobachtungsmast 23 Meßstellen in Höhen zwischen der Bodenoberfläche und 4 m über dem Boden eingerichtet. An ihnen wurden mit strahlungsgeschützten Thermoelementen die nächtlichen Temperaturen verfolgt. Die Abb. 29 zeigt zunächst einige Typen der nächtlichen Temperaturverteilung mit der Höhe. Vorausgesetzt ist eine windschwache strahlungsstarke Nacht.

Die Zustandskurve 1, welche S. Siegel den „Abendwindtypus“ nennt, tritt zum Beginn der Nacht ein, wenn die nächtliche Windruhe noch nicht eingetreten ist. In der Schicht nächst dem Boden macht sich die Ausstrahlung schon bemerkbar. Darüber aber herrscht nahezu Isothermie infolge der noch gleichmäßigen Durchmischung der Luft. Erst wenn der Wind er stirbt, schiebt sich der Zwischentyp 2 ein. Die Kaltluft wächst von unten her an. Eine

ziemlich gleichmäßige Temperaturabnahme herrscht bis in die Höhe von 1,50 m. Weiter oberhalb ist die Temperaturverteilung dieselbe wie beim Abendwindtypus 1.

Bei längerer Dauer der Luftruhe (20 bis 40 Minuten) entsteht aus dem Typus 2 der Typus 3 mit einem nächtlichen sekundären Minimum. Dieses ist ein Zeichen, daß auch bei Nacht die bodennahe Luftschicht eine blättrige Struktur hat. Das sekundäre Minimum entspricht daher dem sekundären Maximum bei Tage. Wenn nachts plötzlich Wind aufkommt, so stellt sich ganz rasch wieder eine Durch-

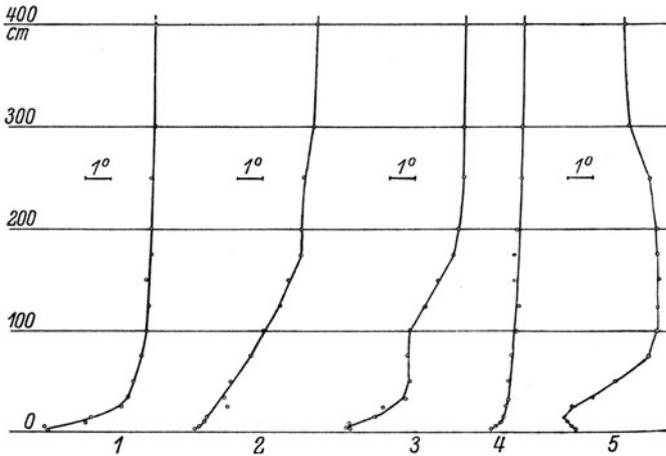


Abb. 29. Typen der nächtlichen Temperaturverteilung über dem Boden
(Nach S. Siegel)

mischung der Luftschicht ein und damit ein Ausgleich der Temperaturen (Der Wind verhindert den Frost!). Es entsteht dann der „Austauschtypus“ 4.

In der Abb. 29 ist als 5. Typus der sogenannte „Wiesennebeltypus“ angeführt. Er tritt dann auf, wenn sich über den Wiesen eine dünne Nebelschicht von etwa 1 bis 2 m Mächtigkeit lagert. In der Höhe dieser Schicht wird eine gleichmäßige Erwärmung erkennbar, die S. Siegel auf die Kondensation zurückführt. Diese Erwärmung überlagert sich dem Ausstrahlungstypus und erzeugt so die Kurve 5. Am Flughafen Aspern bei Wien hat W. Kühnert (149) mit einer ähnlichen Versuchsanordnung die Temperaturgradienten über dem Boden während des langsamen Emporwachsens einer Nebelbank untersucht. Man kann an ihnen gut die zeitlichen und örtlichen Schwankungen des Gradienten im Zusammenhang mit der Bodennebelbildung studieren.

Die Abb. 30 zeigt in Isoplethendarstellung den Idealfall der Temperaturschichtung im Laufe der Nacht. Am oberen Rande der Abbildung ist der Gang der Windgeschwindigkeit idealisiert wieder-

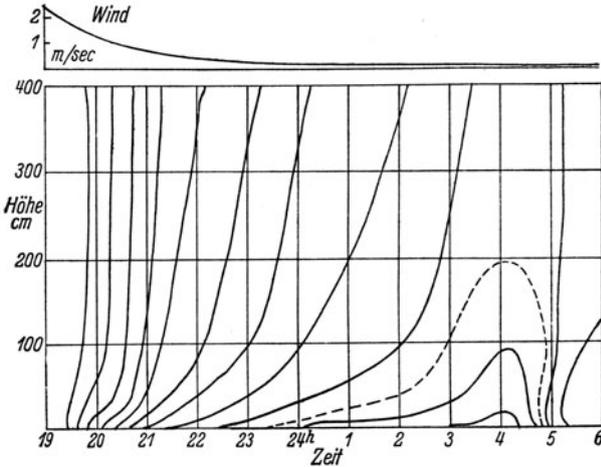


Abb. 30. Idealfall der nächtlichen Temperaturschichtung über dem Boden (Nach S. Siegel)

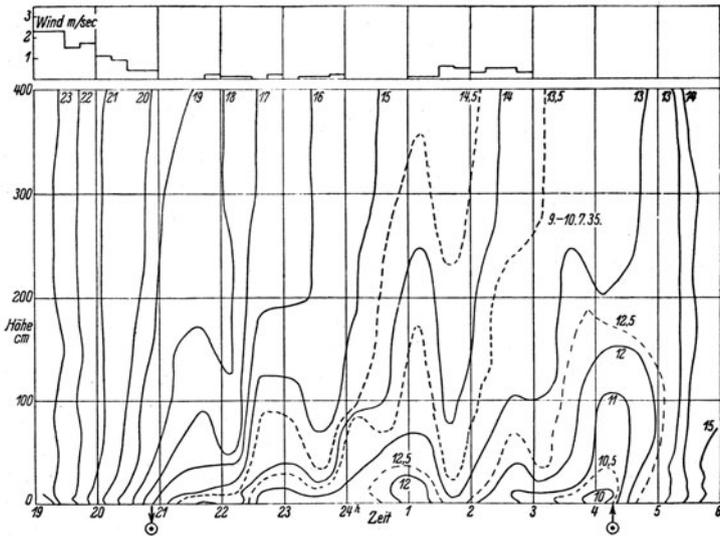


Abb. 31. Temperaturverlauf in einer windschwachen Sommernacht bei Hamburg. (Nach thermoelektrischen Messungen aus 23 Höhen über dem Boden von S. Siegel)

gegeben. Das Einschlagen des Windes am Abend macht die Abkühlung vom Boden her immer stärker wirksam. Es baut sich im Laufe der Nacht die Kaltlufthaut am Boden auf. Sie ist kurz vor Sonnenaufgang am deutlichsten ausgeprägt und verschwindet mit Sonnenaufgang meist ganz plötzlich. Wie im einzelnen Falle die wirkliche Temperaturschichtung in einer solchen Nacht aussieht, kann endlich noch die Abb. 31 recht anschaulich zeigen. In ihren großen Zügen läßt sie das gleiche Bild erkennen wie die Abb. 30, aber der Verlauf der Isothermen ist viel unruhiger. Vergleicht man sie mit dem am oberen Rande der Abbildung gezeichneten Verlauf der Windgeschwindigkeit in jener Nacht, so findet man, daß jedesmal, wenn der Wind abflaut, die Kaltlufthaut aufgebaut wird; und jedesmal, wenn der Wind etwas an Stärke zunimmt, wird die Schichtung zerstört. Daraus folgt, daß die Unruhe, die wir als Kennzeichen der Temperaturverhältnisse im Mikroklima erwähnt haben (s. S. 59), auch bei Nacht, wenn auch in abgeschwächtem Maße, vorhanden ist.

8. Kapitel

Der tägliche und jährliche Gang der Temperatur in der bodennahen Luftschicht

Die bisherigen Betrachtungen waren vorwiegend darauf gerichtet, die physikalischen Gesetzmäßigkeiten in der mikroklimatischen Wärmeschichtung über dem Boden zu erkennen. In welcher Weise der Wärmeumsatz bei Tag und Nacht erfolgt, wie die Wärmebewegung von der Grenzfläche Boden—Luft nach oben und unten hin fortschreitet, welche gegensätzlichen Temperaturverteilungen als Einstrahlungs- und Ausstrahlungstypus sich daraus ergeben, das ist Gegenstand unserer Betrachtungen gewesen.

Jetzt aber müssen wir uns der klimatologischen Seite zuwenden. Zwischen den genannten beiden Grenzfällen der Temperaturverteilung bestehen mannigfache Übergänge. Der Übergang wird geschaffen durch den zeitlichen Wechsel von einem Typus zum anderen, wie etwa in den Morgenstunden; er wird aber auch durch den Wechsel der Witterung erzeugt, welche die Strahlung verstärkt oder auch herabsetzt, ja gegenüber anderen Faktoren (z. B. Niederschlag oder Wind) in der Wirkung ganz zurücktreten läßt.

Wer sich für die Temperaturverhältnisse im Bereiche des Mikroklimas interessiert, sucht aber nicht nur Erkenntnis der meteorologi-

schen Vorgänge, sondern auch eine Beschreibung der tatsächlichen durchschnittlichen Zustände. Diese darzulegen, sei jetzt unsere Aufgabe.

Dafür sind möglichst langjährige Beobachtungsreihen erwünscht. Solche sind leider noch recht selten. Soweit vorhanden, gliedern sie sich in zwei getrennte Gruppen, und zwar unter dem Gesichtspunkt der Beobachtungsmethode.

Zunächst erstrebt man die Beobachtung einer „wahren Lufttemperatur“. In der Großklimatologie wird unter der wahren Lufttemperatur diejenige Temperatur verstanden, welche ein Meßgerät (z. B. das Thermometer) anzeigt, das in guter leitender Verbindung mit der zur Messung bestimmten Luft steht, während alle Strahlungseinflüsse ausgeschaltet sind. In der Praxis des klimatologischen Dienstes wird die Messung in der normierten Hütte oder mit dem Aspirationsthermometer ausgeführt. Der Strahlungsschutz wird bei der Hütte durch die weißgestrichene Wandung und das doppelte Dach, beim Aspirationsthermometer durch doppelte Metallschutzzyylinder, welche außen hochglanzvernickelt, innen aber geschwärzt sind, erreicht. Die Ventilation wird bei der Hütte durch die vielfache Durchbrechung der Wandungen und die Öffnungen im Boden und Dach ziemlich gut bewirkt, beim Aspirationsthermometer durch die künstliche Belüftung mittels des Federuhrwerks. Bei dem Schleuderthermometer wird nicht die Luft am Thermometer vorbei, sondern das Instrument gegenüber der Luft bewegt. Ist es strahlungsgeschützt, so liefert es auch gute Werte, wenigstens solange kein Niederschlag fällt.

Messungen der „wahren Lufttemperatur“ in diesem Sinne sind auch in Bodennähe als Dauerregistrierung auszuführen. Für Untersuchungen in größeren Raumverhältnissen kann man noch Beobachtungshütten benutzen, die in verschiedenen Höhen aufgestellt und mit Thermographen beschickt werden. Die im 9. Kapitel mitgeteilten Messungen von K. Knoch (185) können dafür als Beispiel dienen. Sobald man zu kleineren und kleinsten Räumen übergeht, muß man zu elektrischen Thermometern greifen, seien es Widerstandsthermometer oder Thermoelemente. Hierbei kann man entweder den Thermometern künstlichen Strahlungsschutz geben und sie künstlich belüften. Vorbildlich in Genauigkeit und Großzügigkeit der Meßanordnung sind darin die Untersuchungen von N. K. Johnson (182) und W. D. Flower (178), von denen später ausführlich gesprochen wird. Oder aber man verzichtet ganz auf Strahlungsschutz und Belüftung und benutzt Widerstandsthermometer von so geringem Querschnitt, daß der Strahlungsfehler vernachlässigt werden kann. So entstand das Einfadenwiderstandsthermometer von F. Albrecht (157). An Hand der Abb. 22 und 23 hatten wir bereits

gezeigt, welch schöne Ergebnisse Haude mit diesem Meßgerät gewinnen konnte.

Die Albrechtsche Methode hat den Vorzug, daß das Thermometer durch seine geringe Ausdehnung und Masse die natürliche Temperaturschichtung kaum stört, und daß die künstliche Belüftung ganz wegfällt. Der Nachteil der Empfindlichkeit des 0,015 mm starken Platindrahts gegen mechanische Beanspruchung kann durch Anbringen eines Schutzkorbes behoben werden. A. Mäde (174) beschrieb einen solchen, der auf die Temperaturangaben praktisch ohne Einfluß bleibt. Leider aber besitzen wir noch keine mehrjährigen Registrierungungen mit diesem Gerät aus der pflanzenfreien bodennahen Luftschicht.

Wir benutzen daher in der folgenden Darstellung des täglichen und jährlichen Temperaturgangs vorwiegend die Messungen von N. K. Johnson und W. D. Flower. Sie gehen nicht weiter als 1,2 m an die Bodenoberfläche heran, so daß die künstliche Belüftung ohne Nachteil für die Vergleiche mit den höheren Luftschichten ist. A. C. Best (176) erweiterte mit der gleichen Methode diese Versuche durch Messungen auch in 30,0 und 2,5 cm Bodenabstand. Obgleich die künstliche Belüftung in diesen geringen Höhen zwangsläufig zur Vermischung ungleich warmer Luftschichten führen muß, obgleich also die Meßhöhe nicht als streng definiert anzusehen ist, werden wir öfter auch auf diese Messungen zurückgreifen.

Zusammenfassend sei daher zunächst festgestellt, daß wir uns in diesem und dem folgenden Kapitel mit Messungen der wahren Lufttemperatur befassen. Doch muß schon hier ein grundsätzliches Bedenken dagegen angemeldet werden.

Die „wahre Lufttemperatur“, deren Definition für die Großklimatologie eine richtige und notwendige Maßnahme war, verliert ihre zweckvolle Bedeutung in dem Maße, wie man sich der Bodenoberfläche nähert. Die Bodennähe ist nach allem bisher Gesagten in ihrer Wirkung auf das Mikroklima gekennzeichnet durch die rasche Abnahme der natürlichen Belüftung und die starke Zunahme der Strahlungseinflüsse. Wenn man durch die Definition des Temperaturbegriffs die Strahlung ausschaltet und eine starke Belüftung fordert, so widerspricht man dem Wesen des bodennahen Klimaraums.

Während daher die physikalisch gerichtete Meteorologie weiterhin auch aus der bodennahen Luftschicht „wahre Lufttemperaturen“ haben muß, schauen die biologisch gerichteten Interessenten nach Beobachtungsgrößen aus, die eine nähere Beziehung zu den biologischen Vorgängen haben. Pflanze und Tier, soweit sie im bodennahen Raum leben, unterstehen ja den besonderen Bedingungen der hohen Strahlung und mangelnden Belüftung. Für biologische Zwecke benutzt man daher gern Versuchskörper. Ihre Temperatur soll

durch die besonderen Strahlungs- und Windverhältnisse in gleichartiger, wenn auch nicht quantitativ gleicher Weise geregelt werden, wie das bei Pflanze und Tier der Fall ist. Die Anwendung bodennaher Temperaturen für gärtnerische, landwirtschaftliche oder forstliche Zwecke hat zum Versuchskörper geführt, wie die Anwendung der großklimatischen Temperaturmessungen für Hygiene und Biologie zum Frigorimeter bzw. Frigorigraph führte, die im Grunde genommen auch nichts anderes als Versuchskörper sind.

Es ist eine Frage der wissenschaftlichen Einstellung, wie man beide Wege beurteilt. Dem exakten Physiker wird es immer ein Greuel sein, den Versuchskörper zu benutzen, bei dem eine Unzahl einzelner Faktoren gleichzeitig und in nicht entwirrbarem Zusammenspiel zur Wirkung kommt. Der anwendende Botaniker aber kann nicht verstehen, warum man eine Lufttemperatur mißt, deren Definition die Meßergebnisse weit ab von den tatsächlichen Naturvorgängen führt. Der Mikroklimatologe, der zwischen beiden Lagern steht, wird es vielleicht als Ziel ansehen, alle beteiligten Faktoren einzeln und zugleich zu messen, also wahre Lufttemperatur, Feuchte, Wind, Ein- und Ausstrahlung aller Wellenlängenbereiche, Reflexstrahlung usw. Ehe dies ferne Ziel zu erreichen ist, wird man aber die Versuchskörpermethode nicht ganz von der Hand weisen dürfen.

J. Bartels und M. Köhn (162) berichten davon, daß schon J. Schubert den Thermographen als Versuchskörper benutzte. Die Messungen von P. Vujevic (197) sind bei fehlendem Strahlungsschutz solche Versuchskörpermessungen gewesen. Im oberbayerischen Stationsnetz wurden von R. Geiger (179) Sixthermometer mit wasserheller Füllflüssigkeit verwendet, deren Überwärmung bei Tage vergleichsweise gering war. Für mikroklimatische Dauerregistrierungen hat R. Geiger (167) stabförmige elektrische Thermometer eingeführt, die auch gelegentlich von J. Bartels (161) benutzt wurden. Technische Einwendungen gegen deren Arbeitsweise in Verbindung mit Punktschreibern wurden von G. Gründl (169) und H. Forster (165) gemacht, wogegen F. Linke (172) neuerdings Stellung nahm.

Versuchskörperregistrierungen bringen wir erst im 17. Kapitel. Jetzt wenden wir uns zunächst den Messungen des Tages- und Jahresgangs der wahren Lufttemperatur in verschiedenen Höhen über dem Boden zu.

N. K. Johnson (182) führte in den Jahren 1923 bis 1925 in der Salisbury Plain (Südengland) Messungen in den Höhen von 1,2, 7,1 und 17,1 m über einer beschnittenen Rasenfläche durch. Er benutzte elektrische Widerstandsthermometer, die durch sechs schichtförmig übereinandergelagerte, glasierte Porzellanmäntel gegen Strahlung

vollkommen geschützt waren und durch Motore Tag und Nacht künstlich belüftet wurden. Die Thermometer waren an einem möglichst leicht gebauten Stahlurm aufgehängt, der zur Herabminderung seines Einflusses auf das Temperaturfeld weiß gestrichen war. Die Einzelheiten der als mustergültig anzusehenden Anordnung wolle man aus der Originalarbeit ersehen, die zugleich die Ergebnisse der dreijährigen Registrierungen enthält. A. C. Best (176) hat diese Versuche erweitert, indem er vom 1. August 1931 bis 31. Juli 1933

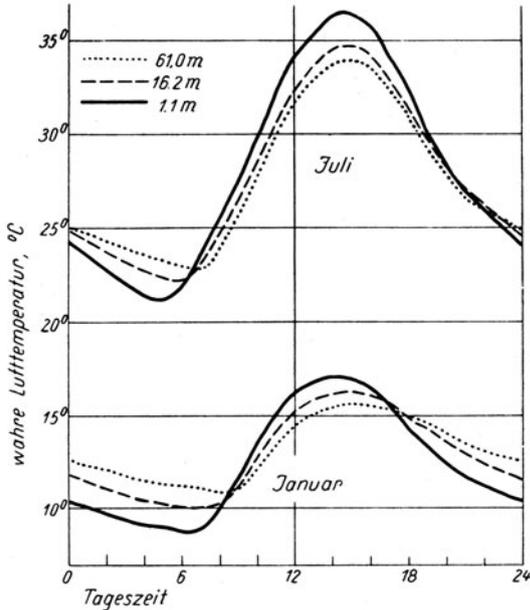


Abb. 32. Tagesgang der Temperatur in Ismailia (Ägypten) in drei verschiedenen Höhen im Januar und Juli 1932 (Nach W. D. Flower)

mit derselben Meßmethode auch in Höhen von 30 cm und 2,5 cm über dem Boden Registrierungen durchführte.

Dieselbe Anordnung benutzte W. D. Flower (178) für Beobachtungen, die er seit 1928 nahe dem Luftschiffankermast in Ismailia in Ägypten (am Suezkanal) ausführte. Ein besonderer Stahlurm war neben dem Ankermast in der wüstengleichen, fast ebenen Landschaft aufgestellt. Registrierungen wurden in 1,1, 16,2, 46,4 und 61,0 m Höhe ausgeführt. Der Jahrgang Oktober 1931 bis Oktober 1932 liegt in eingehender Bearbeitung vor. Flower hatte bei dem stets heiteren Wetter Ägyptens günstigste Versuchsbedingungen, John-

sons und Bests Ergebnisse entsprechen besser unseren Klimaverhältnissen.

Für die beiden gegensätzlichen Monate Januar und Juli ist in der Abb. 32 der Tagesgang der Temperaturen in Ägypten in den Meßhöhen 1,1 m (ausgezogene Linie), 16,2 m (gestrichelt) und 61,0 m (punktirt) dargestellt. Im Sommer nimmt der Einstrahlungstypus,

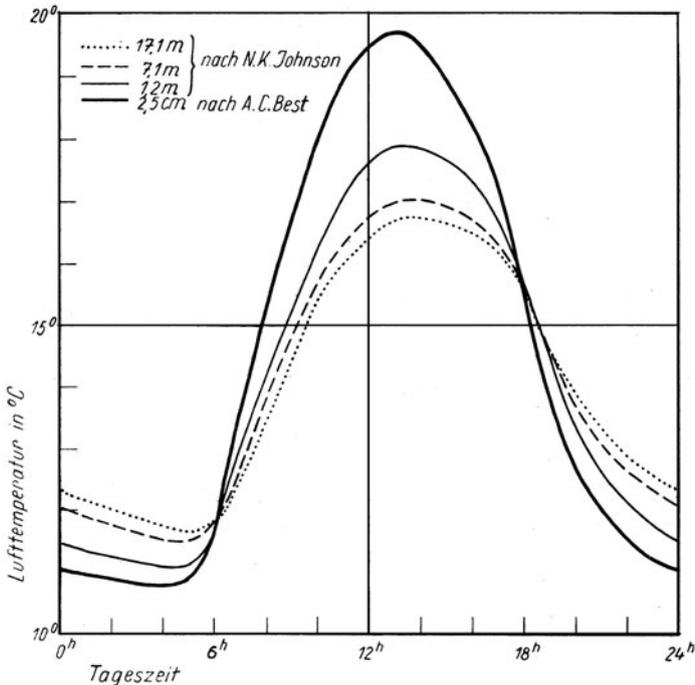


Abb. 33. Tagesgang der Temperatur im August, 1923—1925
(Nach N. K. Johnson und A. C. Best)

im Winter der Ausstrahlungstypus den größeren Zeitraum des Tages ein. In der Sommernacht ist der Temperaturunterschied zwischen den einzelnen Höhenschichten noch bis Sonnenaufgang im Zunehmen begriffen; die drei Kurven streben auseinander. Im Winter dagegen hat sich schon etwa um Mitternacht ein Temperaturgradient eingestellt, der erhalten bleibt, auch wenn die Temperaturen weiter absinken.

Sommers wie winters erfolgt der Temperaturanstieg am Ende der Nacht in den drei verschiedenen Höhen zu ganz verschiedenen

Zeiten. Im Juli beispielsweise ist das Minimum in 1,1 m Höhe um 5 Uhr, in 16,2 m Höhe kurz vor 6 Uhr, in 61,0 m Höhe erst um 7 Uhr. Wie sich der Beginn der Erwärmung mit der Höhe verzögert, so tritt auch die höchste Temperatur um so später ein, je höher die Meßstelle über dem Boden liegt. In der Abb. 32 zeigt sich das am besten bei den Januarcurven.

Während der Wechsel von Nacht zu Tag immer die markante und regelmäßige Verzögerung mit der Höhe aufweist, ist der Über-

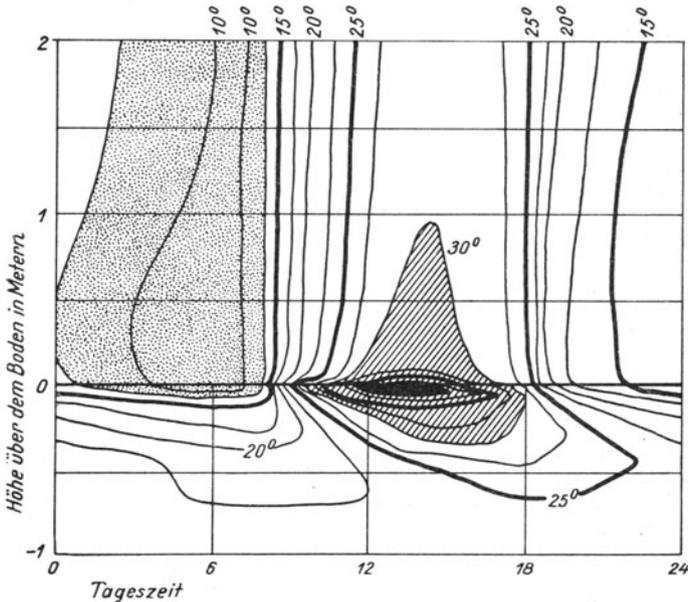


Abb. 34. Temperaturschichtung beiderseits der Bodenoberfläche im Laufe des Tages

(Nach Messungen von L. A. Ramdas und M. S. Katti)

gang vom Tag zur Nacht ganz anders gestaltet. Dies gilt nicht etwa nur für die von Ägypten gezeigten Temperaturmessungen, sondern ganz allgemein. Der Übergang zur nächtlichen Temperaturschichtung geht im wesentlichen in allen Höhen, die hier betrachtet werden, fast gleichzeitig vor sich. In welcher Weise sich die Temperaturlinien überschneiden, gehört mehr dem Zufall als einer strengen Gesetzmäßigkeit an.

Aus dem Temperaturmaßstab der Abb. 32 ersieht man, daß es sich um Messungen in einem subtropischen Klima handelt. Die Abb. 33 zeigt zum Vergleich den Temperaturgang in einem Sommer-

monat in England. Entsprechend dem strahlungsärmeren Klima und den geringeren Meßhöhen über dem Boden sind die Temperaturunterschiede in den verschiedenen Schichten durchweg geringer (beachte den verschiedenen Maßstab in beiden Abbildungen!). Die allgemeinen Züge der Abb. 33 entsprechen aber denen der Abb. 32.

Ein Beispiel, das uns in die Temperaturschichtung näher dem Boden einführen kann, ist nach einer Veröffentlichung von L. A. Ramdas und M. S. Katti (210) in der Abb. 34 dargestellt. Aus Messungen mit einem Assmannschen Aspirationspsychrometer sind die Mittelwerte der stündlichen Beobachtungen vom 4. bis 8. Januar 1933 in Form von IsoPLEthen in Abständen von $2\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$ dargestellt. Die zugehörige Feuchtigkeitsverteilung werden wir später bei den Abb. 46 und 48 (s. S. 94 und 96) kennenlernen.

Soweit die Darstellung die Temperaturschichtung innerhalb des Bodens wiedergibt, kann sie uns an die Abb. 10 (s. S. 32) erinnern. Die dort gefundenen Gesetzmäßigkeiten treten auch hier wieder auf, nämlich Abnahme der Temperaturschwankung und Verzögerung der Extreme mit der Tiefe. Ein ganz ähnliches Bild nun liefern die IsoPLEthen oberhalb der Bodenoberfläche, jedoch sind sie im Gegensatz zum Bodeninnern stark in die Höhe gestreckt. Darin kommt die Wirkung des Massenaustauschs zum Ausdruck; die Luft verhält sich wie ein Boden von extrem hoher Leitfähigkeit. In den Morgenstunden trifft man eine Kaltluftthaube, in den Mittagsstunden eine Warmluftthaube über dem Boden an. In den Stunden nach Mittag erreichen die Temperaturen unmittelbar am Boden fast 50° . In der Abb. 34 konnte das maßstäblich nicht mehr zur Darstellung kommen; daher ist der zeitliche und örtliche Bereich, der diesen hohen Temperaturen entspricht, als schwarze Fläche gekennzeichnet.

Aus dem geschilderten Tagestemperaturgang folgt, daß die Tagesschwankung der Temperatur mit der Annäherung an die Bodenoberfläche rasch zunimmt. An der Beobachtungsstation Schleißheim war selbst im Mittel über die Monate Mai bis September 1926 nach R. Geiger (179) die Tagestemperaturschwankung

in der Höhe	1,5	1,0	0,5	0,05 m
Tagesschwankung	14,3	14,7	15,4	19,5 °C

A. C. Best (176) errechnete aus seinen und N. K. Johnsons Registrierungen als Mittel aus zwei Jahren folgende Werte der Tagestemperaturschwankung in Abhängigkeit von der Höhe, Jahreszeit und Witterung:

Höhe über dem Boden	17,1	7,1	1,2	0,3	0,025 m
Monatsmittel Dezember . . .	2,4	2,7	3,1	3,3	3,7 °C
Monatsmittel Juni	7,7	8,3	9,4	10,2	11,8 °C
8 sonnige Junitage	10,9	11,9	14,0	15,3	18,0 °C

Daß das Mikroklima, je näher dem Boden, desto extremer wird, gehört zu seinen besonderen Kennzeichen. Wirkungen davon kann man überall wahrnehmen. Die Abb. 35 zeigt das Gelände einer Sandsteintreppe am Stadthaus in Winterthur in der Schweiz, das F. de Quervain und M. Gschwind (190) veröffentlichten. Die Zerstörungen, denen das weiche Gestein unterlag, wachsen mit der Annäherung an den Boden. Die große Temperaturschwankung wird in ihrer Wirkung hierbei unterstützt durch das Wasser. Erstens wird der Stein bei spritzendem Regen und bei Schnee unten öfter dem Wechsel von trocken und feucht ausgesetzt sein als in der Höhe — auch ein Kennzeichen des bodennahen Mikroklimas! —. Sodann kann in den Übergangsjahreszeiten der Frost durch Auftauen und Wiedergefrieren, je näher dem Boden, um so häufiger seine Sprengwirkung ausüben.



Abb. 35. Verwitterungsbild des Bernersandsteins am Stadthaus in Winterthur
(Nach F. de Quervain und M. Gschwind)

E. Heyer (181) hat für den Boden und für die Luft im Großklimabereiche die Frostwechselzahlen berechnet, das ist die Anzahl der Durchgänge der Temperatur durch den Gefrierpunkt. Die Zahl der Frostwechsel ist größer als die Zahl der Frostwechseltage, da an einem Tage die Temperatur mehrmals durch den Nullpunkt

gehen kann. Kommt man aus der Tiefe des Bodens zur Oberfläche, so nimmt die Zahl der Frostwechsel rasch zu. Für Potsdam errechnete beispielsweise Heyer die folgenden mittleren Jahressummen der vorkommenden Frostwechsel:

Bodentiefe (in m) . . .	1,0	0,5	0,1	0,05	0,02	0,0
Frostwechselsumme. . .	0,3	3,5	24,1	47,2	78,1	119,4

In 1,9 m Höhe stieg die Zahl auf 131 und ging auf dem Turm in 34 m Höhe wieder auf 95 zurück. Es wäre sehr erwünscht, solche Zahlen auch aus dem bodennahen Klimaraum zu bekommen.

Die Zunahme der Tagestemperaturschwankung mit der Annäherung an den Boden findet man in allen Großklimagebieten der Erde. Für die Tropen ist das nicht überraschend. Aber es gilt auch für die polaren Klimate. Schon die vorzüglichen Beobachtungen Alfred Wegeners in Grönland haben die Selbständigkeit polarer Mikroklimare am Boden erwiesen. In neuerer Zeit hat H. Slanar (195) in der Polarwüste von Zentralisland im Juli 1931 Temperaturmessungen über einem Basaltboden ausgeführt. Im Mittel von fünf

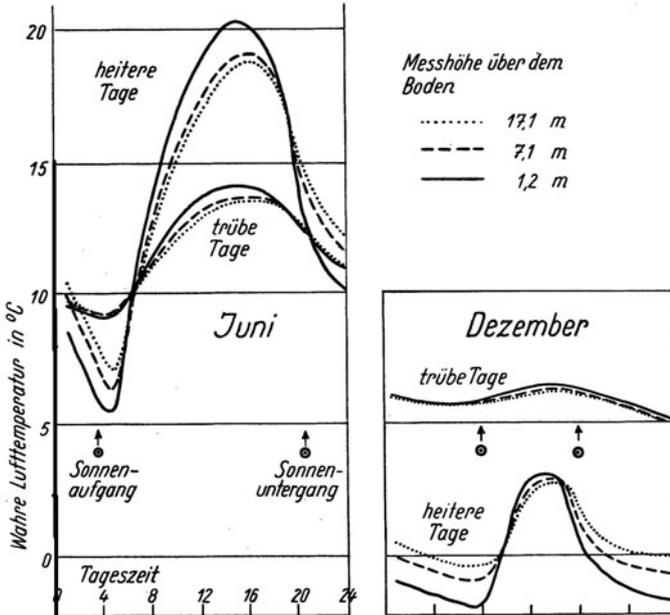


Abb. 36. Der Tagesgang der Temperatur in Abhängigkeit von der Bewölkung (Nach N. K. Johnson)

heiteren Tagen ergab sich eine Temperaturschwankung für 1 m Höhe von 11°C , an der Bodenoberfläche von mindestens 26°C ; in 20 cm Bodentiefe war die Schwankung auf 5° zurückgegangen.

Nunmehr soll der Einfluß der Bewölkung auf den Tages-temperaturgang in der bodennahen Luftschicht aufgezeigt werden. Der Einfluß des Windes wird uns später (s. S. 107 ff.) beschäftigen.

Recht anschaulich zeigen die Beobachtungen von N. K. Johnsons (182), die wir in der Abb. 36 wiedergeben, den Einfluß des wechselnden Wetters auf die Temperaturschichtung über dem Boden. Der sommerliche Juni und der winterliche Dezember sind unter Benutzung der gleichen Temperaturskala nebeneinander gestellt. Die

Zeiten des Sonnenaufgangs und -untergangs sind durch das bekannte Sonnenzeichen und einen kleinen Pfeil gekennzeichnet. Trübes Wetter bringt im Sommer eine starke Abflachung der Temperaturkurve. Die Mitteltemperatur ist aber nur mäßig herabgesetzt. Die vertikale Temperaturschichtung ist zwar geringer, aber bei Tage immer noch deutlich ausgeprägt. Die Verschiebung der Eintrittszeit der Temperaturextreme mit der Höhe ist bei trübem Wetter noch größer als bei heiterem Strahlungswetter.

Im Dezember bringt trübes Wetter eine starke Hebung des ganzen Temperaturniveaus mit sich. Heiteres Wetter aber bringt Frost. Während an heiteren Tagen der Ausstrahlungstypus infolge der langen Nacht die größte Zeit des Tages beherrscht, tritt bei trübem Wetter nachts praktisch Isothermie ein. Ein besonderes Mikroklima über dem Boden gibt es in schwacher Ausprägung nur noch bei Tage. Man beachte aber, daß die Abb. 36 nichts aussagt über die Temperaturverhältnisse unterhalb der Höhe von 1,20 m. Mehrfache Beobachtungen legen nahe, daß auch bei Schlechtwetter dort noch beträchtliche Temperaturunterschiede auftreten. Leider fehlt es noch an entsprechenden Beobachtungen.

Den Jahresgang der Temperatur hat W. D. Flower harmonisch analysiert, und zwar für die Beobachtungshöhen von 1,1, 16,2, 46,4 und 61,0 m über dem Boden. Aus den Temperaturgängen folgte, daß in den genannten vier Höhen der Scheitelwert der Jahrestemperaturkurve auf den 10. Juli, 29. Juli, 30. Juli bzw. 31. Juli fiel. Bei der harmonischen Analyse des Tagesganges waren die entsprechenden Zeiten für den Eintritt des Temperaturmaximums: 14,42, 15,17, 15,34 bzw. 15,40 Uhr. Das Weiterwandern der Temperaturwelle von der Bodenoberfläche aus im Tages- und Jahresgang ist mithin in der Luft ebenso zu finden und durch gute Messungen zu verfolgen wie im Boden. Daß es im bodennahen Klimaraum so schön nachzuweisen war, ist freilich ein unerwarteter Genuß.

9. Kapitel

Der Temperaturgradient in der bodennahen Luftschicht

In der freien Atmosphäre ist die Temperaturabnahme mit der Höhe die Regel. Die Temperaturverhältnisse des bodennahen Luft-raumes aber sind gekennzeichnet durch den Wechsel des Temperaturgradienten nach Vorzeichen und Größe. Auf S. 13 war an Hand von Zahlen gezeigt worden, welche hohe Werte der Temperaturgradient um die Mittagszeit annehmen kann. W. D. Flower (178) hat bei der Bearbeitung der ägyptischen Beobachtungen ebenso wie

N. K. Johnsons (182) vor ihm dem zeitlichen Verlauf des Temperaturgradienten ein besonderes Augenmerk gewidmet. Seine Ergebnisse sollen uns im folgenden über die wichtigsten Tatsachen unterrichten.

Die Abb. 37 zeigt zunächst die Häufigkeitsverteilung der überhaupt vorkommenden Gradienten. Als Abszisse ist aufgetragen der Gradient, umgerechnet auf 100 m Höhenunterschied; negative Werte bedeuten die normale Temperaturabnahme mit der

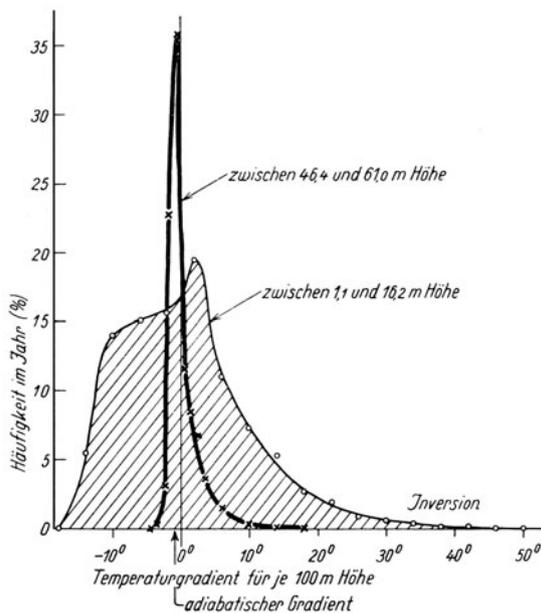


Abb. 37. Häufigkeitsverteilung der vorkommenden Temperaturgradienten in Ismailia (Nach W. D. Flower)

Höhe, positive Temperaturumkehr (Inversion). Auf der Ordinate ist die prozentuale Häufigkeit im Jahr aufgetragen, errechnet als Mittel aus stündlichen Werten. Die Begrenzungskurve der schraffierten Fläche bezieht sich auf den Temperaturgradienten zwischen 1,1 und 16,2 m Höhe über dem Boden, die starke Kurve auf diejenigen zwischen 46,4 und 61,0 m Höhe.

Die schraffierte Fläche liegt unsymmetrisch zum Gradient 0. Am häufigsten sind in dieser Bodennähe geringe Inversionen. Nach rechts fällt die Kurve allmählich ab; denn sehr große Inversionen sind zwar unwahrscheinlich, aber wegen der stabilen Schichtung doch möglich, und zwar bis zu Beträgen von fast 50°/100 m. Der

adiabatische Gradient (s. S. 12) ist in der Abb. 37 unten durch den Pfeil gekennzeichnet. Weit über dessen Wert hinaus kommen überadiabatische Gradienten in der Schicht zwischen 1 und 16 m Höhe vor. Ist aber einmal rund der zehnfache Wert des adiabatischen Gradienten erreicht, so wird selbst in dieser unbeweglichen boden-

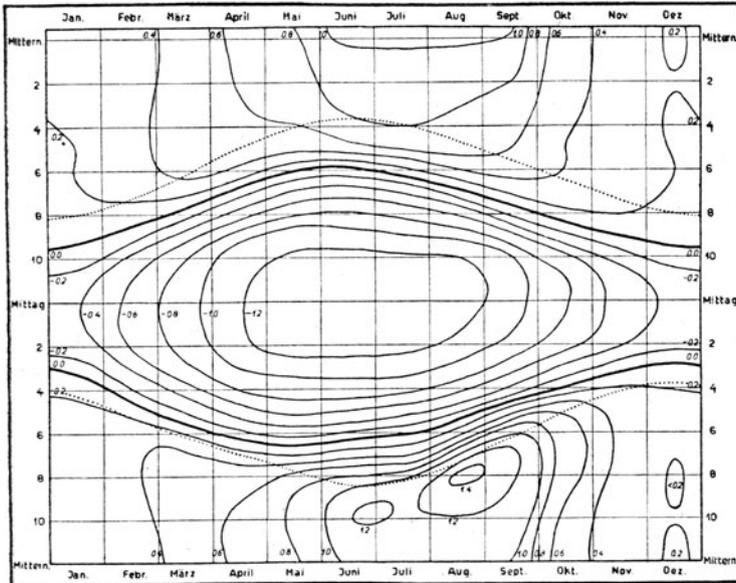


Abb. 38. Unterschied der Lufttemperatur in 2 und 34 m Höhe in Potsdam 1893–1904
(Nach K. Knoch)

nahen Schicht der Umsturz erzwungen. Die Häufigkeitskurve fällt von -10° ab nach links steil ab.

In der leichter durchmischbaren Luftschicht zwischen 46 und 61 m Höhe ist weitaus am häufigsten ein Temperaturgradient, der zwischen der Isothermie und dem adiabatischen Wert liegt. Sehr steil stürzt die Häufigkeitskurve nach links ab, da Überwärmung von unten her rasch zum Ausgleich kommt, mithin zum adiabatischen Gradienten zurückführt. Nur Inversionen kommen noch in größerem Betrage vor.

Den Gang des Temperaturgradienten im Tages- und Jahresablauf soll zunächst die Abb. 38 erkennen lassen.

Von 1893 bis 1904 wurden am Meteorologischen Observatorium in Potsdam Temperatur und Feuchtigkeit gleichzeitig in 2 m Höhe über einer Wiese und auf einem 34 m hohen Turm registriert. K. Knoch (185) hat die Ergebnisse bearbeitet. Danach ist in der

Abb. 38 der Temperaturunterschied beider Meßstellen in Isolethendarstellung gegeben.

Als Abszisse ist die Jahreszeit, als Ordinate die Tageszeit gewählt. Die ausgezogenen Linien verbinden Punkte gleichen Temperaturunterschieds zwischen 2 und 34 m Höhe. Diese Unterschiede sind gering, da beide Registrierungen in der Hütte erfolgten, die alle Extreme abschleift. Negative Zahlen bedeuten wieder eine normale Temperaturabnahme mit der Höhe, positive eine Temperaturumkehr. Die zwei stark ausgezogenen 0°-Linien kennzeichnen somit den

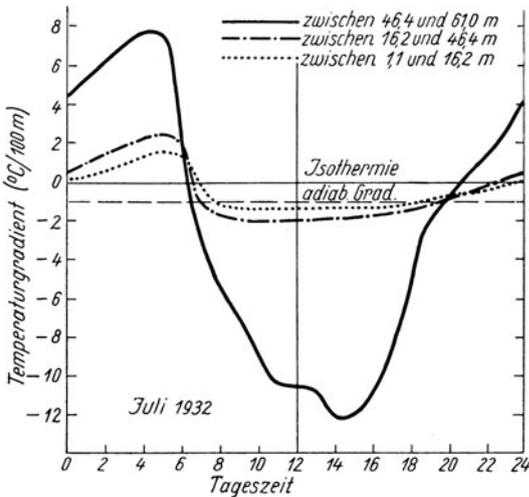


Abb. 39. Tagesgang des Temperaturgradienten in Ismailia

Zustand der Isothermie oder, wie man auch wohl sagen kann, den Übergang vom Einstrahlungs- zum Ausstrahlungstypus in der betrachteten Luftsäule und umgekehrt. Die punktierten Linien entsprechen den Zeiten des Sonnenaufgangs und Sonnenuntergangs.

Wie bereits S. 63 erwähnt wurde, greift der Ausstrahlungstypus noch 1 bis 2 Stunden über die Zeit des Sonnenaufgangs hinaus und setzt um ebensoviel vor Sonnenuntergang wieder ein. Nach Abb. 38 ist der Zeitunterschied von der Jahreszeit ziemlich unabhängig, da die stark ausgezogenen Nulllinien und die punktierten Linien annähernd parallel laufen. In unseren Breiten überwiegt zeitlich der Ausstrahlungstypus; im Winter drängt er den Einstrahlungstypus auf wenige Mittagsstunden zusammen.

In der Abb. 38 rücken zur Nachtzeit die Isolethen weit auseinander und stehen senkrecht. Im Tagesgang ändert sich also bei

nächtlich stabiler Schichtung der Temperaturunterschied zwischen oben und unten kaum; bei Tag ist das unter der aktiven Einwirkung der Sonne gerade umgekehrt; die waagrecht liegenden Isoplethen reihen sich dicht aneinander. Bemerkenswert ist nun aber, daß das Umbiegen der Kurven ziemlich genau längs der punktierten Linien erfolgt. Sonnenaufgang und Sonnenuntergang also sind es, welche die Umgestaltung des Wärmehaushalts bringen, trotzdem der Wechsel zwischen Einstrahlungs- und Ausstrahlungstypus in eine andere Tageszeit fällt. Daß der Übergang gerade im bodennächsten Klima durchaus nicht immer so vor sich geht, werden wir an Hand der Abb. 41 später kennenlernen.

Nach den Beobachtungen von W. D. Flower zeigt die Abb. 39 den Tagesgang des Temperaturgradienten in drei verschiedenen, übereinanderliegenden Luftschichten. In der obersten Luftschicht zwischen 46,4 und 61,0 m Höhe (punktierte Linie) trifft man im Juli vor Sonnenaufgang eine Temperaturumkehr von $1\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$ an (umgerechnet auf 100 m). Rasch nach Sonnenaufgang fällt die Gradientkurve ab,

Mittlere Temperaturgradienten in der bodennahen Luftschicht nach Messungen von N. K. Johnson und A. C. Best (umgerechnet auf $^{\circ}\text{C}$ je 100 m)

Luftschicht	Tageszeit											
	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
Januar												
17,1-7,1 m	2,4	2,2	2,4	2,0	0,3	1,0	—	0,6	2,8	2,2	2,4	1,6
7,1-1,2 m	6,6	5,5	5,7	5,3	1,4	4,5	3,2	3,2	8,4	8,5	7,2	7,3
1,2-0,3 m	24,7	33,4	21,0	17,3	1,9	7,4	22,1	22,1	34,6	30,9	33,3	25,9
0,3-0,025 m	95	89	69	59	46	-103	103	103	143	121	115	109
Juli												
17,1-7,1 m	3,1	2,4	0,6	—	2,2	3,1	—	2,8	1,3	3,8	2,6	2,8
7,1-1,2 m	9,9	8,5	3,4	—	10,5	15,1	—	12,5	5,7	4,3	10,5	9,4
1,2-0,3 m	23,4	17,9	1,9	—	25,9	38,3	—	28,4	5,6	21,0	25,9	25,3
0,3-0,025 m	55	30	71	-362	-453	-503	-421	-244	-28	105	109	83

erleidet dann aber etwa um 8 Uhr eine scharfe Umbiegung zur Horizontalen. In dieser schon frei beweglichen Luftschicht kann nämlich, wie uns Abb. 37 schon lehrte, der Temperaturgradient nicht mehr wesentlich über den Wert des adiabatischen Gradienten hinausgehen. Auch in der darunterliegenden Schicht bis herab zu 16,2 m ist der ausgleichende Einfluß des Massenaustauschs noch gut zu erkennen.

Völlig anders dagegen verhält sich die Luftschicht zwischen 1 und 16 m Höhe (ausgezogene Kurve). Zwar fällt der Wechsel zwischen positivem und negativem

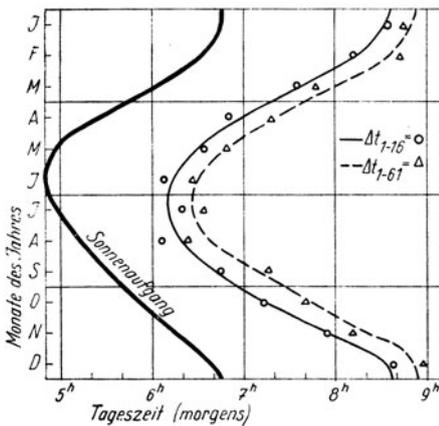


Abb. 40. Eintrittszeit der Isothermie am Morgen
(Nach den Beobachtungen von W. D. Flower)

positivem und negativem Temperaturgradienten in dieselbe Tageszeit wie bei den höheren Schichten. Aber die Beweglichkeit der Luft, die dort mäßig auf die Gradienten einwirkte, fehlt hier. Die Gradienten werden nach beiden Richtungen hin exzessiv.

Geht man noch näher an den Boden, so erreichen die auf 100 m Höhe umgerechneten Gradienten bereits Werte von weit über 500^o/100 m. Wenn bei so dünnen Luftschichten die Um-

rechnung auf 100 m naturgemäß ihren Sinn verliert, ist sie doch nötig, um unabhängig von der Höhererstreckung der ins Auge gefaßten Luftschicht die Temperaturgradienten untereinander vergleichen zu können. Nach den Messungen von Johnson (182) und Best (176) in England geben wir in umstehender Tabelle eine Übersicht der Gradienten in den verschiedenen Höhenschichten und für die verschiedenen Tageszeiten im Januar und im Juli. Die Tabelle ist ein Auszug einer Zusammenstellung von F. Steinhäuser (196), in der man für alle Monate und Tagesstunden die Zahlen finden kann.

Unser besonderes Augenmerk wenden wir nun dem Zeitpunkt zu, in dem der Übergang zwischen Einstrahlungs- und Ausstrahlungstypus vor sich geht. Wir greifen hierfür nochmals auf die Beobachtungen von W. D. Flower (178) in Ägypten zurück.

In der Abb. 40 zeigt die stark ausgezogene Linie den Zeitpunkt des Sonnenaufgangs nach Tages- und Jahreszeit für Ismailia an.

Ganz regelmäßig wird im Laufe des Jahres etwa 3 Stunden nach Sonnenaufgang durch die Erwärmung von unten her in 1 m Höhe dieselbe Temperatur erreicht, die infolge der nächtlichen Inversion in 16 m Höhe herrscht. Ebenfalls mit großer Regelmäßigkeit zeigen rund 20 Minuten später die Messungen in 1 und 61 m die gleiche Temperatur.

Bei Sonnenuntergang aber liegen die Verhältnisse ganz anders. Aus der Abb. 41 ist zu entnehmen, daß zur Winterszeit bereits gegen Abend die Ausstrahlung so wirksam ist, daß der Temperaturgradient 0 schon eine Stunde vor Sonnenuntergang für die untere Luftschicht

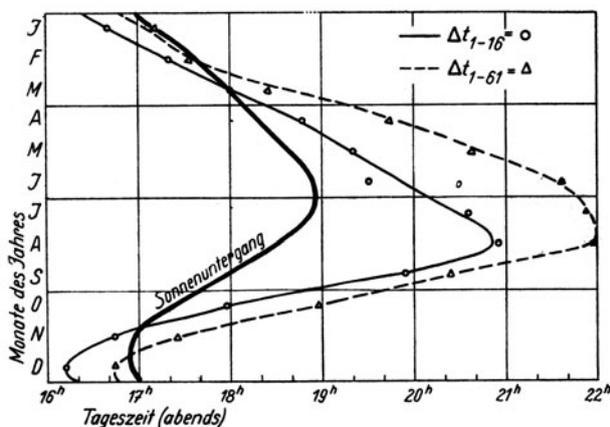


Abb. 41. Eintrittszeit der Isothermie am Abend

erreicht ist. Im Sommer dagegen ist im Laufe des langen Tages eine so beträchtliche Wärmemenge im Boden und in der anliegenden Luftschicht aufgespeichert worden, daß erst beträchtliche Zeit nach Sonnenuntergang die längst wirksame Ausstrahlung sich auch im Temperaturgradienten bemerkbar macht. Die beiden Kurven, die den beiden Luftschichten entsprechen, treten vor allem in den Monaten Mai bis August weit auseinander.

Die Ursache dieses verschiedenen Verhaltens am Morgen und am Abend kann man im folgenden sehen: Um Sonnenaufgang lagert die Luftschicht mit großer Stabilität am Boden (s. S. 63). Durch die zugestrahlte Sonnenenergie wird die Luft vom Boden her revolutioniert. Wenn man die vergeblichen Versuche kennt, auf technischen Wege durch große Gebläseanlagen die nächtliche Inversion zwecks Frostverhütung zu zerstören, dann wird einem klar, welch ungeheuerliche Arbeit die Sonne an jedem Morgen leistet. Der Umsturz der

Schichtung schreitet genau entsprechend der zunehmenden Sonnenwärme rasch und stetig von unten nach oben fort.

Wenn aber die Sonne untergeht, befindet sich die Atmosphäre zunächst noch in verhältnismäßig labiler Schichtung. Der Massenaustausch verliert nun mit fortschreitender Zeit an Bedeutung. An seine Stelle tritt die Strahlungsscheinleitung. Der Boden gibt seine tagsüber gespeicherte Wärme zurück. Nicht wie bei dem kraftvollen Einsatz einer einzigen, alles regelnden Energie, wie es bei Sonnenaufgang der Fall ist, wird die Wandlung in der Temperaturschichtung erzwungen. Es sind vielmehr die Luftschichten

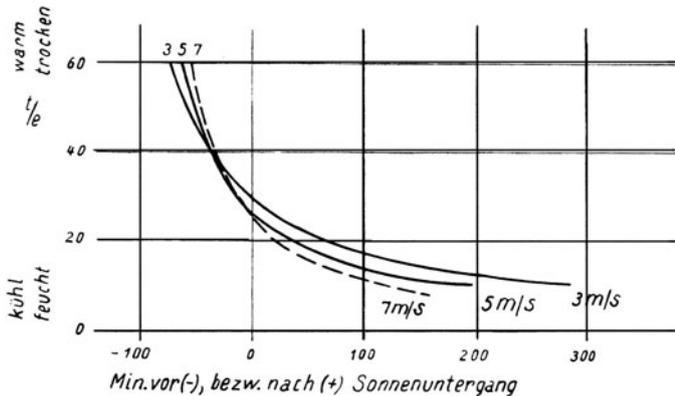


Abb. 42. Eintrittszeit der abendlichen Isothermie in ihrer Abhängigkeit von Temperatur, Feuchtigkeit und Wind für die Schicht von 1–16 m Höhe

dem Wechselspiel vieler Faktoren überlassen, und es hängt von den zufälligen Bedingungen der Jahreszeit ab, welche Gesamtwirkung das Zusammenspiel der einzelnen Kräfte hat. Darum konnte der Wärmeverrat des ägyptischen Bodens im Sommer die Isothermie abends so lange hinausschieben, während nach Abb. 38 im Hügel- und Wiesengelände des Potsdamer Observatoriums die Verhältnisse ganz anders lagen.

An Hand der Abb. 42 betrachten wir noch, in welcher Weise der Zeitpunkt, an dem abends die Isothermie eintritt, von der Feuchtigkeit und der Windgeschwindigkeit abhängt. Es sind wiederum die Messungen von W. D. Flower (178) zugrunde gelegt, und zwar diejenigen für die Luftschicht zwischen 1 und 16 m Höhe an klaren Abenden.

Die Abszisse der Darstellung gibt die Zeit in Minuten, zu der die Isothermie vor bzw. nach dem Sonnenuntergang auftritt. Als Ordinate ist die Größe t/e gewählt, in der sowohl der Einfluß der

Temperatur (t), als auch derjenige des Wasserdampfdrucks der Luft (e) enthalten ist. Große Luftfeuchtigkeit verringert, da e im Nenner steht, den Wert, so daß einem kleinen Ordinatenwert eine kühle Temperatur und ein hoher Feuchtigkeitsgehalt der Luft entspricht. Die drei Kurvenzüge, die wir zunächst in ihrer Gesamtheit betrachten, zeigen die Tatsache, daß sich die Isothermie, je trockener die Luft ist, um so früher am Abend einstellt. Weil trockene Luft mit starker Ausstrahlung verbunden ist, ist das ohne weiteres verständlich. Mit zunehmendem Feuchtigkeitsgehalt dauert es in zu-

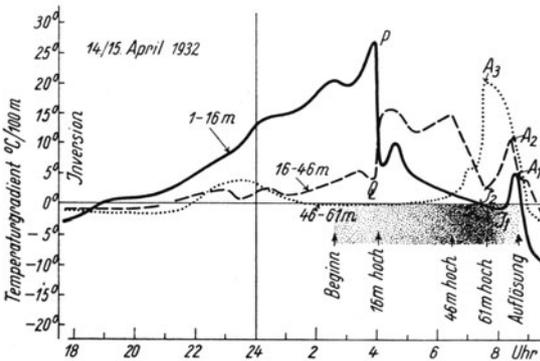


Abb. 43. Gang der Temperaturgradienten bei Morgennebel in Ismailia (Nach den Beobachtungen von W. D. Flower)

nehmendem Maße länger, bis die Isothermie nach Sonnenuntergang erreicht ist.

Der Einfluß des Windes hierbei wird aus dem Verhältnis der drei Kurvenzüge zueinander deutlich. Hohe Windgeschwindigkeit (7 m/sec) richtet die Kurve steiler auf. Das bedeutet, daß der Einfluß von Temperatur und Dampfdruck zurücktritt, wenn die Windbewegung lebhaft ist. Herrscht jedoch nur schwacher Wind (3 m/sec), so kann sich der Einfluß von Temperatur und Feuchtigkeit stärker auswirken.

Ein besonders hübsches Beispiel für den Zusammenhang zwischen dem Temperaturgradienten und der Wetterlage kann uns die nächtliche Registrierung in Ismailia vom 14. bis 15. April 1932 geben (Abb. 43). Es ist der zeitliche Gang des Temperaturgradienten im Laufe der Nacht dargestellt. Kurz vor 3 Uhr morgens setzte Nebelbildung ein; der Nebel wuchs bis gegen 8 Uhr morgens an Mächtigkeit und löste sich dann mit Sonnenaufgang rasch auf. Betrachten wir zunächst den Gang des Temperaturgradienten zwischen 1 und 16 m (stark ausgezogene Kurve).

Entsprechend dem normalen nächtlichen Temperaturabfall wächst der Gradient ständig an bis 4 Uhr morgens. Der Beginn der Nebelbildung ändert daran zunächst nichts. Als aber um 4 Uhr der Nebel eine Mächtigkeit von 16 m erreicht, gelangt die obere Meßstelle in den Nebel hinein. Der Temperaturgradient verringert sich schlagartig (Punkt P), während zur selben Zeit der Temperaturgradient zwischen 16 und 46 m Höhe zunimmt (Punkt Q). Das bedeutet, daß es am Beobachtungspunkt in 16 m Höhe unter dem Einfluß der Nebeldecke plötzlich kalt wird; er gehört von jetzt ab mit hinein in die kalte Bodenschicht, und innerhalb derselben nimmt der Gradient weiterhin ab bis zum Punkt J_1 der Abb. 43.

Als etwa um $1/27$ Uhr der Nebel bis in 46 m Höhe hinauf gelangt, wiederholt sich dasselbe Spiel: Die gestrichelte Kurve fällt steil ab, die punktierte Kurve steigt an. Unter dem Schutze des Nebels findet man auch in der Schicht von 16 bis 46 m gegen Ende der Nacht ein Minimum des Temperaturgradienten (J_2).

Die weitere Entwicklung wird durch den Sonnenaufgang gestört. Die Sonne scheint zunächst oben auf das Nebelmeer und wendet die oberste Gradientkurve bei A_3 plötzlich um. Die fortschreitende Auflösung des Nebels macht sich bei der gestrichelten und ausgezogenen Kurve in einer nochmaligen kurzen Zunahme der Inversion bemerkbar (Erwärmung oben!). Erst dann wenden auch sie um (Punkte A_2 und A_1) und gehen zum Einstrahlungstypus über.

Über den Zusammenhang des Temperaturgradienten mit dem Windgradienten und der Windgeschwindigkeit folgen im 11. Kapitel, in dem die Windverhältnisse in der bodennahen Luftschicht behandelt sind, weitere Angaben (S. 112).

III. Abschnitt

Die anderen meteorologischen Elemente in der bodennahen Luftschicht

10. Kapitel

Die Feuchtigkeitsverhältnisse

Überblickt man den gesamten Wasserhaushalt der Atmosphäre, so findet man, daß die Lieferung des Wasserdampfes an die Luft nur durch die verdunstenden Oberflächen des festen Bodens und des Wassers erfolgt. Darin liegt die große Bedeutung der bodennahen bzw. wassernahen Luftschicht für den Wasserhaushalt der Atmosphäre. Sie ist Erzeugungs- und erste Durchgangsstelle für den

Wasserdampf der Luft. Wenn die höheren Luftschichten auf diese Weise hinreichend mit Wasserdampf gesättigt sind, gelangt der kondensierende Teil als Niederschlag zu der Bodenoberfläche zurück und steht erneut zur Verfügung.

Durch die Verdunstung an der Oberfläche erfolgt unmittelbar an dieser eine Anreicherung der Luft mit Wasserdampf. Die Weiterleitung in der bodennahen Luftschicht nach oben erfolgt durch den Massenaustausch (4. Kapitel); denn wie für den Wärmetransport nicht die echte oder molekulare Wärmeleitung maßgebend ist, sondern der Austausch, so ist auch für den Wasserdampftransport nicht der molekularphysikalische Vorgang der Diffusion maßgebend, sondern eben derselbe Austausch.

Der Wasserdampf der bodennahen Luftschicht kommt also immer von unten her. Dies gilt für einen bestimmten Beobachtungsort freilich nur so lange, als nicht ortsfremde Einflüsse hinzutreten, mithin — nach der von R. Geiger (3a) eingeführten Bezeichnung — nur so lange, wie das Klima selbständig ist. Gerade in den kleinen Räumen, mit denen in der Mikroklimatologie zu rechnen ist, kommt es häufig vor, daß aus der Nachbarschaft feuchtere Luft, also zusätzlicher Wasserdampf herangeschafft wird. In solchen unselbständigen Klimaten spielt also auch die „Advektion“ (d. i. die Heranschaffung des Wasserdampfes) eine Rolle. Von diesem praktisch wohl zu beachtenden Fall sehen wir im folgenden ab.

Die Wasserabgabe des Bodens bestimmt somit die Feuchteverhältnisse der bodennahen Luftschicht; ebenso wie ihr Wärmehaushalt von der Bodenoberfläche her bestimmt wurde. Während aber die Wärme einen halben Tag lang vom Boden in die Luft hinaufgeschafft wird und die andere Hälfte des Tages von der Luft zur Erdoberfläche zurückkehrt, ist es bezüglich der Luftfeuchtigkeit anders. Der Wasserdampf wandert immer nur von unten nach oben; seine Rückkehr zum Boden geschieht durch einen andersartigen Vorgang, nämlich in flüssiger oder fester Form als Niederschlag.

Der Fall, daß Wasserdampf abwärts zum Boden geführt wird, kommt zwar gerade in der bodennächsten Schicht, und sogar nur in dieser vor, nämlich unter besonderen Umständen bei der Taubildung. Aber dieser Vorgang ist beschränkt auf kurze Nachtstunden, und die Wirksamkeit bezüglich der umgesetzten Wasserdampfmenge tritt völlig zurück gegenüber dem normalen Fall, daß der Wasserdampfstrom von der Erdoberfläche aufwärts in die Luft geht.

Während daher die Temperatur bald ein Maximum, bald ein Minimum an der Erdoberfläche zeigt, nimmt der Wasserdampfgehalt der Luft, wenn wir zunächst einmal die großen Züge ins Auge fassen, mit der Höhe über dem Boden stets ab. Dies Grundgesetz gilt, ob man den Dampfdruck betrachtet, der in mm Quecksilbersäule be-

stimmt wird, oder die relative Feuchtigkeit, welche das Verhältnis des herrschenden Dampfdrucks zu demjenigen, der bei der gegebenen Temperatur maximal möglich ist (dem sogenannten Sättigungsdruck), in Prozent ausdrückt. Die Abb. 44 zeigt die Änderung beider Größen mit der Höhe für die untersten 2 m der Atmosphäre. Benutzt sind hierfür die Tagesmittel der Beobachtungen vom 10. bis 16. Juli 1930 zu Lauttakylä (Finnland), die V. Rossi (211) mit Thermoelementpsychrometern gewonnen hat. Beide Kurven zeigen die rasche Zunahme beider Feuchtigkeitsgrößen mit der Annäherung an den Boden; sie erinnern lebhaft an den Einstrahlungstypus,

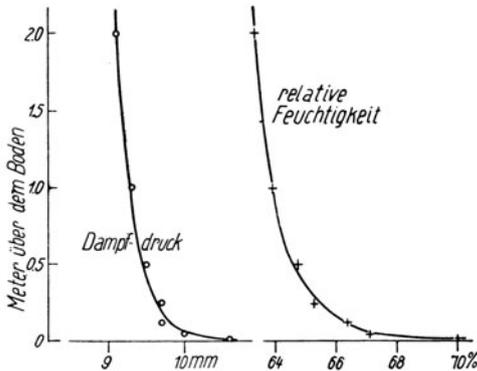


Abb. 44. Tagesmittel der Feuchtigkeitsgrößen in ihrer Abhängigkeit von der Höhe (Nach V. Rossi)

wenn Wärme im Überfluß von der Erdoberfläche geliefert wird. Hier, wo Wasserdampf von unten her herangeschafft wird, wollen wir von einem Naßtyp der vertikalen Feuchtigkeitsverteilung sprechen.

Die gezeigten beiden Naßtypkurven gründen sich, wie erwähnt, auf die Tagesmittel. Sie sind daher nur das Ergebnis einer Durchschnittsberechnung. Wenn man die Verhältnisse aller einzelnen Tageszeiten betrachtet, findet man, daß neben dem Naßtyp auch der Trockentyp auftritt. Dabei wollen wir unter Trockentyp eine Verteilung der Feuchtigkeit mit der Höhe über dem Boden verstehen, bei der es in Bodennähe trocken und darüber feucht ist. Die Bezeichnung Trockentyp soll dabei ebenso wie die Bezeichnung Naßtyp auf beide Bestimmungsstücke: den Dampfdruck und die relative Feuchtigkeit, Anwendung finden können.

Zu welchen Zeiten und unter welchen Umständen der Trockentyp auftritt, ist nun verschieden, je nachdem wir die absolute oder die relative Feuchtigkeit betrachten.

1. Änderung des Dampfdrucks mit der Höhe im Tagesgang

Die Größe der Verdunstung hängt nach einem Gesetz von Dalton in erster Linie von der Temperatur der verdunstenden Oberfläche ab. Der Tagesgang der Verdunstungsgröße folgt also gleichsinnig dem Tagesgang der Temperatur. Die hohe Temperatur der Bodenoberfläche bei Tage schafft so viel Wasserdampf von den bodennahen Schichten mit ihrem extremen Temperaturgang in die anliegende Luftschicht mit ihrem schon gemäßigten Temperaturgang, daß mir kein Fall bekannt ist, in dem nicht tagsüber der Naßtyp vorherrschte.

Nachts dagegen liegen die Verhältnisse anders. Der Tau oder Reif, der sich am Boden bildet, stammt mindestens zum großen Teil aus dem Wasserdampfgehalt der anliegenden Luftschichten. Aber selbst wenn es nachts nicht zur Taubildung kommt, so nimmt der Boden doch Feuchtigkeit auf; denn an Stelle des trockenen Bodens am Abend findet man regelmäßig am Morgen eine feuchtere Bodenoberfläche vor.

Etwa zu Beginn der Nacht findet deshalb in der Dampfdruckverteilung der bodennahen Luftschicht der Übergang vom Naßtyp zum Trockentyp statt. Schon Beobachtungen von H. E. Hamberg (203) im Sommer 1875 anlässlich seiner Taustudien haben diese Austrocknung der bodennächsten Luftschicht gezeigt. Im Mittel von vier Julinächten fand er in Abhängigkeit von der Höhe über dem Boden und von der Tageszeit folgende Werte der absoluten Feuchtigkeit in Millimetern:

Höhe	Nachtstunde								
	20 ^{1/2}	21	22	23	24	1	4	5	6
In 3 m	7,7	7,9	7,6	7,7	7,5	7,3	6,8	8,3	9,0
In 12 m	7,8	8,0	7,8	7,7	7,3	7,1	6,6	8,0	9,1
In 0,3 m	7,8	8,2	7,8	7,6	7,2	7,0	6,5	7,8	9,3
Am Boden	8,3	8,4	7,8	7,5	7,1	7,0	6,4	7,5	9,5

Die örtlichen Maxima zur betreffenden Zeit sind durch fetten Druck hervorgehoben. Man sieht, wie am Abend das Maximum noch unmittelbar am Boden liegt, mit beginnendem Taufall aber rasch aufwärts wandert. Nach Mitternacht bleibt es kaum in 3 m Höhe liegen, sondern geht wahrscheinlich noch höher, weil auch in 3 m die Feuchtigkeit noch bis 4 Uhr weiter abnimmt; nur fehlen Beobachtungen aus größerer Höhe. Sobald aber am Morgen an Stelle der Kondensation die Verdunstung tritt, erzeugt der Wasserdampfnachschub am Boden wieder den Naßtyp, der die Verhältnisse bei Tag kennzeichnet.

Ebenfalls finnische Messungen, und zwar aus neuerer Zeit, verdanken wir M. Franssila (377). In der unteren Hälfte der Abb. 45, die wir zunächst allein betrachten, ist der Tagesgang des Dampfdrucks für drei verschiedene Höhen über dem Boden wiedergegeben. Der Beobachtungsort lag im Kirchspiel Pälkäne in Finnland; die in der Abbildung gezeigten Werte sind gemittelt über drei Augusttage des Jahres 1934. Wir beachten zunächst, daß tagsüber, vor allem in den Mittagsstunden, der Naßtyp ein sehr starkes Gefälle aufweist.

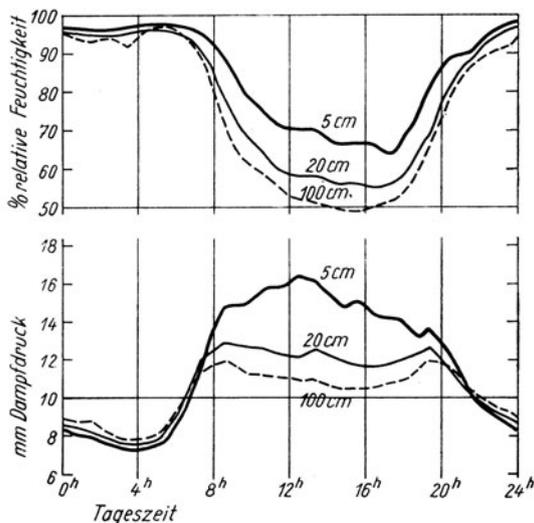


Abb. 45. Tagesgang der relativen und absoluten Feuchtigkeit in Finnland
(Nach M. Franssila)

In den Nachtstunden zwischen 22 und 7 Uhr aber herrscht schwach ausgeprägt der Trockentyp vor.

Die Abb. 45 unten läßt noch eine weitere Gesetzmäßigkeit erschließen. Die gestrichelte Kurve, die für eine Meßhöhe von 1 m über dem Boden gilt, zeigt die bekannte Doppelwelle des Dampfdrucks. Das Hauptminimum fällt zusammen mit dem Temperaturminimum am Morgen. Ein zweites schwächeres Minimum fällt auf den frühen Nachmittag. Es ist bekanntlich dadurch veranlaßt, daß der lebhafte Austausch um Mittag die bodennahe feuchte Luft nach oben hinaufschafft und die trockenere Luft nach unten fördert. Im sogenannten „kontinentalen Typ“ oder „Wüstentyp“ wird dieses mittägliche Minimum zum Hauptminimum.

Im Bereiche des Mikroklimas jedoch, das ist unmittelbar über dem Boden (5 cm), ist der Tagesgang des Dampfdrucks nur noch

ein einfacher. An Stelle des zweiten Minimums tritt um Mittag ein Maximum auf. Die Ursache hierfür liegt ohne Zweifel darin, daß der geringe Austausch in nächster Nähe des Bodens nicht ausreicht, um den in großer Menge nachgelieferten Wasserdampf nach aufwärts wegzuführen. Daher bleibt das Maximum, das dem Maximum der Temperatur und damit zugleich dem Maximum der Verdunstung entspricht, erhalten.

L. A. Ramdas (209) hat die Dampfdruckverhältnisse in der bodennahen Luftschicht für den Winter der Jahre 1933 bis 1937 für Poona (Vorderindien) mitgeteilt. Aus diesen Messungen habe ich das Mittel für die Monate November bis Februar gebildet; in diesen herrscht das strahlungsreiche, heitere und ungestörte „Winter“-Wetter Indiens, ohne durch den Einfluß des im Frühjahr aufkommenden Seewinds gestört zu sein. Für neun verschiedene Meßhöhen ergeben sich die folgenden Werte:

Höhe über dem Boden in cm:		305	122	91	61	30	15	7,5	2,5	0,8
Dampfdruck in mm	bei Sonnen- aufgang	8,8	8,2	8,0	7,8	7,6	7,5	7,4	7,4	7,5
	um Mittag	8,3	8,5	8,6	8,7	8,9	9,0	9,4	9,6	10,0

In 3 m Höhe ist der Unterschied zwischen dem Dampfdruck bei Sonnenaufgang und dem Dampfdruck um Mittag nur 0,5 mm. Der geringe Unterschied ist zugleich ein Anzeichen dafür, daß ein und dieselbe Luftmasse zu jener Jahreszeit über dem Lande liegt. Unmittelbar am Boden geht der Unterschied zwischen Tag und Nacht auf den fünffachen Betrag (2,5 mm) hinauf. Und zwar ist es bei Tag am Boden wesentlich feuchter, bei Nacht dagegen etwas trockener als in der höheren Luftschicht.

Auch die Messungen von H. Berg (98) zeigen den Trockentyp bei Nacht. Ein Fall ist von S. Petterssen (68) mitgeteilt, bei dem in der untersten $3\frac{1}{2}$ m hohen Luftschicht eine Dampfdruckzunahme von 5,9 mm (unten) auf 10,4 mm (oben) erfolgte!

Endlich gibt die Abb. 46 den Tagesgang des Dampfdrucks nach den Beobachtungen von L. A. Ramdas und M. S. Katti (216) in Isoplethendarstellung wieder. Die zugehörige Temperaturverteilung ist bereits in der Abb. 34 (S. 75) gezeigt worden. Die Dampfdrucklinie von 9 mm wölbt sich um die Mittagszeit über dem Boden auf. Die größte Höhe fällt nicht mit dem Temperaturmaximum (Abb. 34), sondern mit dem Strahlungsmaximum zusammen. Bei Nacht zeigt die 2 m hohe Luftschicht den Trockentyp, dessen Ausprägung gegen Sonnenaufgang immer stärker wird. Mit Sonnenaufgang aber setzt im Wasserdampfgehalt der Luft eine ebenso plötzliche Um-

änderung ein, wie wir sie nach den Messungen von S. Siegel bei dem Abbau der nächtlichen Inversion fanden (s. Abb. 30, S. 68).

Messungen aus größeren Höhen findet man in den alten Beobachtungen von S. A. Hill (204). Es ist dort der Tagesgang des Dampfdrucks in Allahabad für die Höhen von 1,2, 14, 32 und 50 m in Stundenwerten mitgeteilt.

In der späteren Abb. 49 (S. 97), in welcher der Tagesgang der Feuchtigkeit in der bodennahen Luftschicht in Typen zur Darstellung

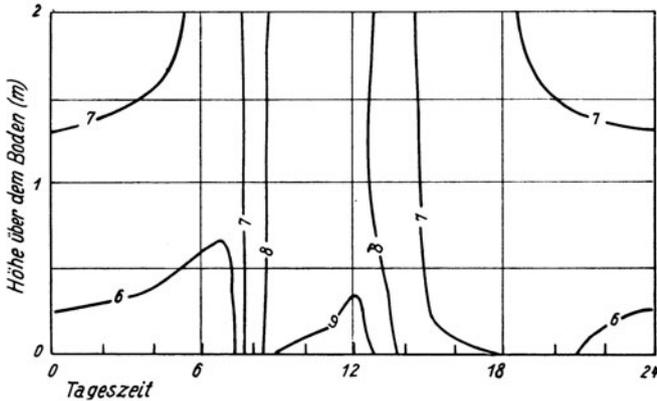


Abb. 46. Tagesgang des Dampfdrucks in Indien
(Nach L. A. Ramdas und M. S. Katti)

kommt, ist beim Dampfdruck nur ein einziger Typ, der Normaltyp gezeigt. Ganz anders aber wird es nun, wenn wir die Verhältnisse bezüglich der relativen Feuchtigkeit ins Auge fassen.

2. Änderung der relativen Feuchtigkeit mit der Höhe im Tagesgang

Die relative Feuchtigkeit ist sowohl durch die absolute Feuchtigkeit als auch durch die Temperatur beeinflusst. Denken wir uns den Wasserdampfgehalt der Luft unverändert, so verläuft der Tagesgang der relativen Feuchtigkeit spiegelbildlich zum Tagesgang der Temperatur. Für die bodennahe Luftschicht ist der Temperaturgang je näher dem Boden, desto extremer. Daher herrscht der Naßtyp bei Nacht, der Trockentyp bei Tage vor. Der Einfluß der Temperatur auf die relative Feuchtigkeit ist so beherrschend, daß dieser Gang der relativen Luftfeuchtigkeit den Normaltyp darstellt.

Als Beispiel hierfür benutzen wir zunächst wieder die Potsdamer 12jährigen Beobachtungen in 2 und 34 m Höhe, die K. Knoch (185)

bearbeitet hat. In der Abb. 47 findet man die Isolethendarstellung für alle Monate und alle Tagesstunden für die relative Feuchtigkeit, ebenso wie die Abb. 38, S. 81, die Temperaturunterschiede zwischen beiden Höhen gezeigt hatte. Der größte Teil der Fläche ist von negativen Werten eingenommen; der Naßtyp herrscht somit vor. Aber um die Mittagsstunden ist in schwacher Ausprägung der Trockentyp anzutreffen, am stärksten in den bekannt trockenen Frühjahrsmonaten. Während jedoch im Naßtyp ein Unterschied von -9%

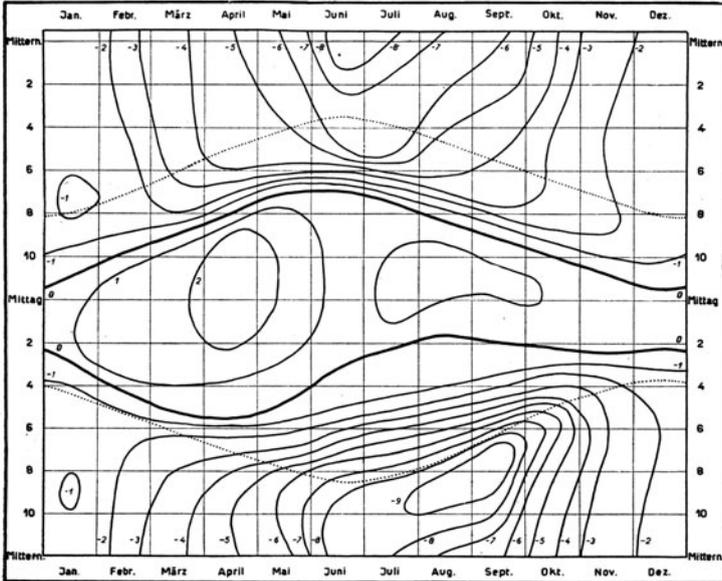


Abb. 47. Unterschied der relativen Feuchtigkeit in 2 und 34 m Höhe zu Potsdam (Nach K. Knoch)

erreicht ist, überschreitet er im Trockentyp nur im März und April $+2\%$. Das ist also ganz anders, als bei den Temperaturunterschieden der Abb. 38, die sich bei Tag und Nacht nach beiden Seiten gleich weit erstreckten. Im übrigen zeigt sich das nahe Aneinanderdrängen der Kurven, wie bei der Temperatur, um die Zeit des Sonnenaufgangs und des Sonnenuntergangs und das rechtwinklige Abbiegen der Linien gleichen Feuchtigkeitsunterschiedes um die Zeit des Wechsels von Tag und Nacht.

Gegenüber diesem Tagesgang der relativen Feuchtigkeit im Mikroklima; der in der Abb. 49, S. 97, als Normaltyp gezeichnet ist, gibt es zwei Ausnahmen. Sie sind veranlaßt durch die Einwirkung des Dampfdrucks auf die relative Feuchtigkeit.

In Klimagebieten mit niedrigen Temperaturen oder hohen Feuchtigkeiten (nordische Klimagebiete, feuchte Klimate) findet sich unter Umständen auch tagsüber, ja selbst in den Mittagsstunden, der Naßtyp. Wir kehren zur Abb. 45, S. 92, zurück und sehen in dem Tagesgang der relativen Feuchtigkeit zu Pälkäne in Finnland ein Beispiel hierfür. In 5 cm über dem Boden ist die Feuchtigkeit auch mittags noch 20% höher als in 1 m über dem Boden. Hierbei kann mitwirken, daß die dort gezeigten Messungen über kurzem Rasen ausgeführt wurden. Etwas Ähnliches fand D. Szymkiewicz (213) bei seinen Beobachtungen 1929 über einer Moorwiese im Torfmoor Czermé. Als Mittel der relativen Feuchtigkeit fand er mittags 14^h 30^m in den drei Sommermonaten folgende Werte:

Höhe über dem Boden in cm	Relative Luftfeuchtigkeit		
	Juli	August	September
200	55	57	51
50	57	58	54
5	70	69	67

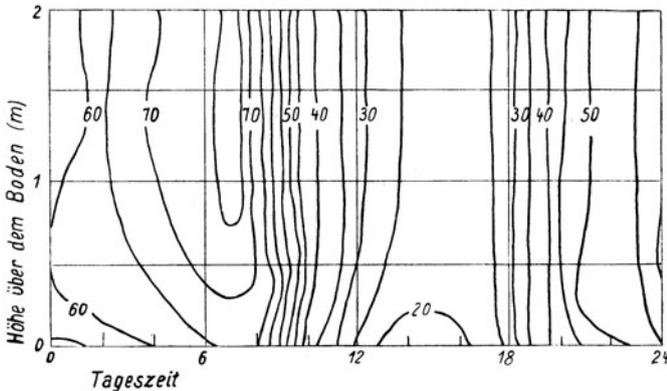


Abb. 48. Tagesgang der relativen Feuchtigkeit in Indien (Trockenklimateyp)

Die zweite Ausnahme trifft man in Klimaten mit hoher Temperatur und geringer Feuchtigkeit (subtropische Trockengebiete und Tropengebiete). Hierfür können uns die indischen Beobachtungen von L. A. Ramdas und M. S. Katti (210) wieder als Beispiel dienen. L. A. Ramdas (209) hat darauf hingewiesen, daß die Böden Indiens, vor allem der schwarze Baumwollboden, eine außergewöhnliche Fähigkeit besitzt, Wasserdampf zu absorbieren. Bei den enorm hohen Mittagstemperaturen trocknet der Boden stark aus; aber er vermag

bei Nacht der anliegenden Luftschicht den Wasserdampf mit großer Kraft wieder zu entziehen. Bei täglichen Messungen des Feuchtigkeitsgehalts der Oberflächenschicht des Bodens in der Zeit von Januar bis März 1935 fand L. A. Ramdas, daß am Nachmittag durchschnittlich 3,8%, am Morgen aber 7,8% Wassergehalt im Boden angetroffen wurde.

In der Abb. 48 ist der Tagesgang für die relative Luftfeuchtigkeit in der 2 m hohen Luftschicht über dem Boden ebenso wiedergegeben wie die Temperatur in der Abb. 34 (S. 75) und der Dampfdruck in der Abb. 46 (S. 94). Bei Tag findet man den Trockentyp, der auch in unserem Klima vorherrschend ist. Aber auch bei Nacht macht sich die austrocknende Wirkung des Bodens im Bereiche der untersten Luftschicht so stark bemerkbar, daß selbst die relative Feuchtigkeit am Boden etwas niedriger ist als in der Höhe von 2 m. Mittelwerte über die Monate November bis Februar ergaben sogar einen Unterschied der relativen Feuchtigkeit von 6% zwischen 8 mm über dem Boden und 3 m Höhe. Man kann wohl annehmen, daß dieser Fall sehr selten vorkommt.

Faßt man die Ergebnisse zusammen, so findet man eine Verteilung der Luftfeuchtigkeit im bodennahen Klimaraum, die in der Abb. 49 schematisch in Typen gezeigt ist. Bei dem Dampfdruck gibt es nur den Normaltyp. Er ist ein Mischtyp aus dem Naßtyp bei Tage und dem Trockentyp bei Nacht. Bei der relativen Feuchtigkeit ist der Normaltyp ebenfalls ein Mischtyp mit dem Trockentyp bei Tag und dem Naßtyp bei Nacht. Dagegen findet man hier zwei Ausnahmen. Der Tagesgang der Feuchteverteilung, bei dem immer der Naßtyp vorherrscht, erhält am zweckmäßigsten die Bezeichnung Naßklimatyp des Tagesgangs. Er ist, wie wir sahen, auf feuchte und (oder) kalte Örtlichkeiten beschränkt. In entsprechender Weise bezeichnen wir den Ausnahmetyp, bei dem den ganzen Tag der Trockentyp der vertikalen Feuchteverteilung anzutreffen ist, als Trockenklimatyp. Er ist bisher nur in Vorderindien beobachtet worden.

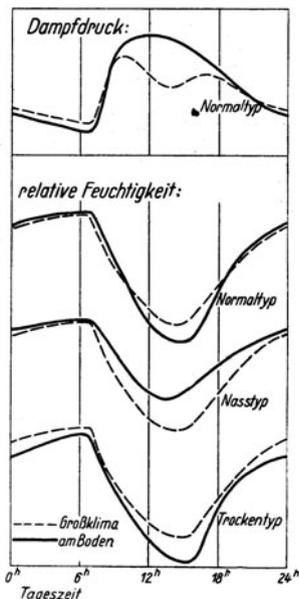


Abb. 49. Typen der Feuchteverteilung in der bodennahen Luftschicht

Bei Besprechung der Temperaturverhältnisse (s. S. 59) hatten wir die große Schwankung und Unruhe der Temperatur als ein Hauptkennzeichen für das bodennahe Mikroklima bezeichnet. Diese Unruhe, die durch den mangelhaften Austausch trotz großer Gradienten verursacht war, ist in gleicher Weise auch bei den Feuchtigkeitsgrößen anzutreffen. Messungen, die A. Büdel und R. Geiger (199) in der Nähe Münchens durchführten, zeigten kurzfristige heftige Schwankungen der relativen Feuchtigkeit. Trotzdem die benutzten Hygrometer durch die Länge des Haares über eine verhältnismäßig große Luftschicht mittelten, war die rasche Folge feuchter Luftquanten, die von unten kamen, und trockener Luftquanten, die von oben absanken, an den ruckweisen Bewegungen des Hygrometerzeigers eindrucksvoll zu erkennen.

Über die Tagesschwankung der Feuchtigkeitsgrößen in Abhängigkeit von der Höhe können die nachfolgenden Zahlen Auskunft geben, die wiederum Messungen von L. A. Ramdas (209) in Poona entnommen sind.

Höhe über dem Boden in cm	Tagesmittelwert (6. Januar 1933)		Tagesschwankung in % des Mittelwertes	
	des Dampfdrucks in mm	der relativen Feuchtigkeit in %	Dampfdruck	relative Feuchtigkeit
305	7,0	48	9	54
92	7,1	48	12	55
7,5	6,8	43	20	56
0,8	7,1	40	21	63

Wie die Tagesschwankung der Temperatur mit der Annäherung an den Boden rasch zunahm, ebenso ist es bei der Schwankung des Dampfdrucks und der relativen Luftfeuchtigkeit.

Anhangsweise sei auf die vielfachen Bemühungen hingewiesen, die Technik der Luftfeuchtigkeitsmessung den Bedürfnissen der Mikroklimatologie anzupassen. Die normalen Haarhygrometer versagen in der bodennahen Luftschicht wegen ihrer großen Dimension, die Psychrometer wegen der erforderlichen Belüftung. Bei der Feuchtigkeitsmessung entstehen also aus ganz denselben Gründen ähnliche meßtechnische Schwierigkeiten wie bei der Temperaturmessung (vgl. S. 70 f.). Vor allem die Biologen haben oft den Wunsch, in kleinsten Räumen, z. B. in Glasschalen, in denen Raupen bestimmten Versuchsbedingungen unterworfen sind,

die Luftfeuchtigkeit zu messen. Die Veröffentlichung von P. A. Buxton und K. Mellanby (201) gibt einen anschaulichen Überblick über die Bedürfnisse, welche gerade die Biologen in dieser Hinsicht haben. Es gibt heute schon eine Reihe von Lösungen dieses Problems, deren keine allerdings sich als vollbefriedigend hätte durchsetzen können.

Das Haarhygrometer paßte A. Büdel (199) durch liegende Anordnung des Haares an die bodennahe Messung an. Beobachtungen damit, die eine außergewöhnlich starke Feuchteschichtung an einem Sommerabend zeigen, veröffentlichte R. Geiger (4). D. E. Howell und R. Craig (205) beschrieben (nach einem Referat in den Bioklimatischen Beiblättern 1940) ein Haarhygrometer, dessen wesentlichster Teil die Unruhe einer Armbanduhr ist. Die Ausmaße des Instruments von $6 \times 8 \times 0,5$ cm erlauben Messungen in kleinen Räumen. Thermoelemente als Psychrometer benutzte V. Rossi (211). 1932 entwickelte H. Wald (213a) in München Theorie und Technik der elektrischen Psychrometer ohne künstliche Belüftung. Auch W. Koch (206) beschreibt eine derartige Anordnung. Bei völliger Luftruhe nimmt nämlich die Psychrometerdifferenz mit abnehmendem Durchmesser der benutzten Thermoelemente zu. Bei Einbringung des „feuchten“ Thermoelements in ein poröses Tonröhrchen von nur 1 mm Durchmesser (besser als Stoffhülle) hatte die Psychrometerdifferenz schon den oberen Grenzwert erreicht, der sich durch einsetzende Belüftung weiter nicht änderte. Diese von Koch im Laboratorium erprobte Methode ist meines Wissens in der Mikroklimatologie noch nicht benutzt worden.

In jüngster Zeit legten E. T. Nielsen und H. M. Thamdrup (208) eine neue Methode vor. Wenn verdünnte Schwefelsäure in Berührung mit Luft ist, deren Wasserdampfdruck größer ist als der Sättigungsdruck der betreffenden Säure, wird die Luft so lange Wasser an die Säure abgeben, bis Gleichgewicht erreicht ist, und umgekehrt. Die Verfasser verwendeten 3 bis 5 mm lange Kapillarröhrchen, die mit verschiedenen Schwefelsäurekonzentrationen entsprechend einer von 5 zu 5% fortschreitenden Feuchtigkeitsskala gefüllt werden. Diese Röhrchen konnten in kleinste Versuchsobjekte (Glasschalen, Insektenester) eingebracht werden. Nach 10 Minuten kann man mit der Lupe sehen, ob die genau mit dem Kapillarende abschließende Flüssigkeitsfüllung zu- oder abgenommen hat. Daraus ergibt sich die relative Luftfeuchtigkeit. Der Temperaturfehler ist verschwindend klein. Es würde ein großer Gewinn für die Mikroklimatologie sein, wenn diese neue Methode sich bewähren sollte.

11. Kapitel

Die Windverhältnisse

Der meist lebhafteste Wind in der freien Atmosphäre wird durch die Bodenoberfläche abgebremst. Unmittelbar an der Oberfläche ist die Luft in Ruhe oder doch in fast vollkommener Ruhe. Durch den Massenaustausch wird die bremsende Wirkung des Bodens nach oben hin übertragen; denn jedes Luftquantum, das sich nach oben bewegt, nimmt die geringere horizontale Bewegung, die es besitzt, mit und kommt in lebhafter bewegte Schichten, die es durch seine Trägheit bremst. Umgekehrt bringt jedes absteigende Luftquantum die lebhaftere Bewegung der Höhenströmung nach unten mit. Wie durch den Massenaustausch der Wärmegehalt, der Wasserdampfgehalt, der Staubgehalt usw. der Luft zwischen oben und unten einem Ausgleich zustrebt, so ist es auch mit der Bewegungsenergie der Luft.

Je näher dem Boden, desto mehr ist jede Bewegung gehindert. In der „Zerreißung“ der Austauschkörper am Boden (s. S. 42) haben wir schon ein Beispiel dafür kennengelernt. M. Franssila (377) hat in 5, 20 und 100 cm über dem Boden sowohl mit einem Abmannschen aspirierten Thermometer wie auch mit elektrischen Widerstandsthermometern die Lufttemperaturen bestimmt. Der Vergleich ergibt, daß die vom Abmann eingesogene Luft bei Tage im Mittel aus einer 4 cm höheren Luftschicht stammt, als der Höhe des Ansaugrohres entspricht. Die höhere, leichter bewegliche Luft strömt also leichter in das Rohr ein als die tieferliegende, schwerer bewegliche Luft; das Ansaugen geschieht unsymmetrisch. Wenn bei Nacht, wie wir bereits erläuterten (s. S. 63), infolge der Temperaturschichtung die Luft in Ruhe ist und besonders zäh am Boden klebt, stammt die vom Saugrohr hereingeholte Luft sogar aus einer 10 cm höheren Schicht¹⁾. Auch diese hübsche Messung Franssilas kann den bremsenden Einfluß der Bodenoberfläche auf die Luftbewegung gut veranschaulichen.

Die bodennahe Luftschicht ist daher derjenige Bereich der Atmosphäre, in welchem die Windgeschwindigkeit eine starke Zunahme mit der Höhe aufweist. Ein Blick auf das Rauhfrostbild der Abb. 50 läßt dies sofort erkennen. Rauhfrost entsteht bekanntlich durch die Anlagerung unterkühlter Wassertropfen, die im treibenden Nebel schweben und vom Wind mitgeführt werden, an einen festen Gegenstand. Die Mächtigkeit der gegen den Wind wachsenden

¹⁾ J. Bartels (160) schlug daher vor, mit dem Abmann langsam vorwärts zu gehen, während die Mündung des Ansaugrohres ständig in der gewünschten Meßhöhe gehalten wird.

Rauhrostfahnen ist um so größer, je mehr Tropfen in der Zeiteinheit anfrieren. Das hängt aber wiederum von der Windgeschwindigkeit ab. An Telegraphenstangen pflegen daher, wie auch Abb. 50 zeigt, die Fahnen mit der Höhe über dem Boden zu wachsen. Der Rauhrostansatz kann als eine Windgeschwindigkeitsregistrierung angesehen werden, welche die Natur selbst vornahm.

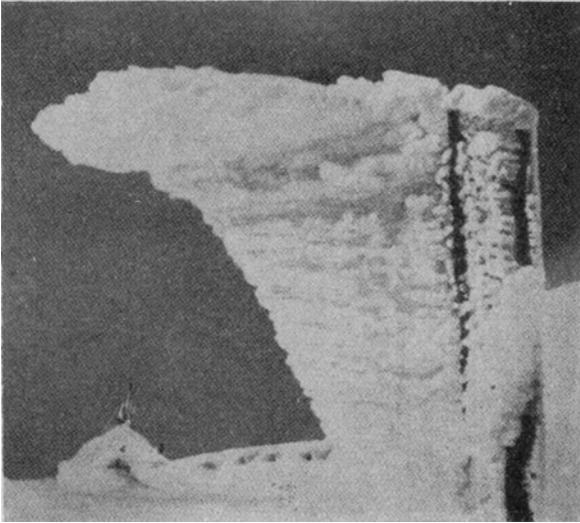


Abb. 50. Rauhrostfahne, welche die Windzunahme mit der Höhe über dem Boden widerspiegelt
(Aufnahme vom Mount Washington)

Für alle praktischen Zwecke kann die Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe durch die einfache Gleichung dargestellt werden:

$$v_z = v_1 \cdot z^\alpha.$$

Hierin bedeutet v_z die Windgeschwindigkeit in m/sec in der Höhe von z Metern und v_1 die Windgeschwindigkeit in 1 m Höhe. α ist ein Exponent, dessen Wert aus Beobachtungen über den tatsächlichen Verlauf der Windänderung mit der Höhe gefunden werden muß.

G. Hellmann (216) hat wohl als erster systematische Messungen der Windgeschwindigkeit in der bodennahen Luftschicht durchgeführt. Auf den Nuthe-Wiesen bei Potsdam stellte er selbstschreibende Windmesser in den Höhen von 5, 25, 50, 100 und 200 cm Höhe auf. Die Windmesser hatten mindestens je 4 m horizontalen Abstand voneinander, um eine gegenseitige Störung zu vermeiden.

Der Versuch lief vom Juli bis zum Oktober 1918; zur Bearbeitung standen 1488 Registrierstunden zur Verfügung.

Die Abb. 51 veranschaulicht die Ergebnisse. Logarithmiert man obige Gleichung, so folgt

$$\log v_z - \log v_1 = \alpha \cdot \log z.$$

Im logarithmischen Koordinatensystem, wie es für die Abb. 51 gewählt ist, erscheint also die Zustandskurve als Gerade. Umgekehrt

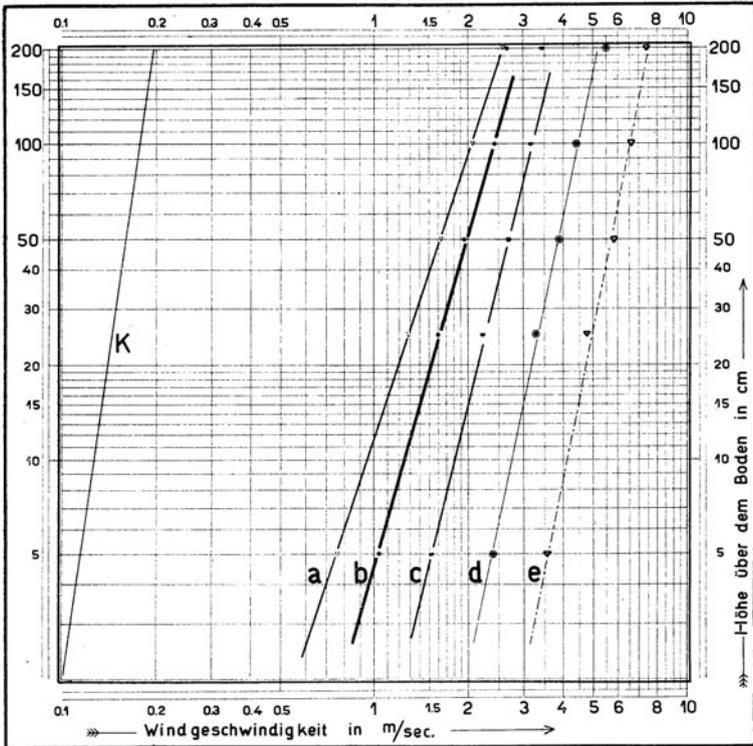


Abb. 51. Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe

müssen, wenn das Gesetz wirklich erfüllt ist, alle Beobachtungswerte auf Geraden liegen. Wir sehen, daß diese Forderung durch die Beobachtungen hinreichend erfüllt ist. Die Gerade *b* gibt den Mittelwert aus den 1488 Stunden, *a* und *c* geben dieselben Werte getrennt für die windschwächeren Nachtstunden und die windstärkeren Tagesstunden. Die Beobachtungen des windstärksten Tages sind durch die Gerade *d*, diejenigen der windstärksten Stunde (30. IX. 1918, 22 bis 23 Uhr) durch die Gerade *e* wiedergegeben.

Der Wert des Exponenten α ist gleich der Tangente des Neigungswinkels der Geraden gegen die Ordinate. Aus der Abb. 51 folgt $\alpha = 0,3$. Die Neigung der Geraden K entspricht dem Wert $\alpha = 1/7$; das ist der niedrigste Wert, der bisher beobachtet wurde.

Der Wert von α ist, wie schon hieraus hervorgeht, nicht konstant. Er ist zunächst abhängig von der Höhe; denn mit zunehmender Höhe nimmt der Einfluß der Bodenreibung ab, und dadurch wird α kleiner. Für die bodennahe Luftschicht aber zeigte schon G. Hellmann (217), daß wenigstens innerhalb der untersten $1\frac{1}{2}$ m α als unverändert angesehen werden kann.

O. G. Sutton (231) hat mit Nachdruck auf die Abhängigkeit des Exponenten α von dem Temperaturgradienten hingewiesen. Aus den Beobachtungen von G. S. P. Heywood (218) errechnete er den täglichen Gang des Exponenten. Benutzt wurden Windmessungen zu Leaffield in den Höhen von 12,7 und 94,5 m über dem Boden. Hieraus ergab sich für den Sommer (April bis September) eine Änderung des Exponenten vom Mittag zur Mitternacht von 0,07 auf 0,17. Für den Winter (Oktober bis März) waren die entsprechenden Werte 0,08 und 0,13. Diese Schwankung scheint gering. Einen starken Tagesgang fand B. Ali (215) aus den Beobachtungen zu Agra in Indien. A. C. Best (176) hat in einer neuen großen Untersuchung über die Windänderung mit der Höhe und die Windstruktur in Bodennähe ebenfalls die Windzunahme in Abhängigkeit vom gleichzeitig vorhandenen Temperaturgradienten bestimmt. Da die Untersuchung in den eigentlichen Bereich des Mikroklimas führt, hat sie für uns besonderes Interesse. Die nachfolgenden Zahlen geben für die unterste 2 m hohe Luftschicht die mittleren Windgeschwindigkeiten, und zwar ausgedrückt in % der Windgeschwindigkeit in 1 m Höhe. Bei starker Temperaturabnahme mit der Höhe (1. Zeile)

Temperaturgradient	Höhe über dem Boden in cm						
	2,5	5	10	25	50	100	200
	Windgeschwindigkeit (in % der Windgeschwindigkeit in 1 m Höhe)						
- 3° F/m (Temperaturabnahme)	43	52	67	81	90	100	107
0 (Isothermie)	36	49	63	79	90	100	112
+ 1° F/m (Inversion)	34	48	60	77	89	100	114

ist die Windänderung mit der Höhe geringer als im Falle der Inversion (3. Zeile). A. C. Best weist wohl mit Recht darauf hin, daß es gar nicht möglich ist, Temperaturgradient und Windgradient in ihrer Wirkung voneinander zu trennen; denn sie beeinflussen

und bestimmen sich wechselseitig. Wir kommen später an Hand der Abb. 59 nochmals auf diese Fragen zurück.

Neben den oben schon genannten Untersuchungen von G. Hellmann besitzen wir ältere Messungen von Th. Stevenson (230), die durch die Bearbeitung von W. Schmidt (228) allgemein zugänglich geworden sind. Auch A. Peppler (225) hat die Windänderung mit der Höhe durch Beobachtungen am Eilveser Funkturm bestimmt. Die neuesten und sorgfältigsten Untersuchungen aus der bodennahen Luftschicht verdanken wir W. Paeschke (224); er hat vor allem die Abhängigkeit des Exponenten α von der Unterlage auf Grund aller bisher vorhandenen Messungen verglichen. Es ergibt sich, daß α im allgemeinen zwischen den Werten $\frac{1}{5}$ und $\frac{1}{3}$ gelegen ist. Der Wert $\frac{1}{5}$ ist über einer Schneefläche zu finden, die dem Wind die geringste Reibung bietet. Die obere Grenze von $\frac{1}{3}$ war über einem Rübenacker gemessen worden. Wir kommen im 28. Kapitel darauf zurück. Der größte Wert für α , der mir in der Literatur bekannt ist, ist von B. Ali (215) mit 0,46 angegeben; der geringste (0,14) wurde oben schon genannt (s. S. 103).

Die Zahlenwerte von α ermöglichen es, die Windgeschwindigkeit, die in irgendeiner Höhe gemessen worden ist, auf eine andere Höhe innerhalb der bodennahen Luftschicht umzurechnen. Zweckmäßigerweise benutzt man eine graphische Darstellung nach Art der Abb. 51. Es sei aber darauf hingewiesen, daß sich für mikroklimatische Messungen eine Beobachtungshöhe von 1,0 m über dem Boden als Normalwert eingeführt hat. Es empfiehlt sich, bei Untersuchungen aller Art, von vornherein den Windmesser in dieser Höhe aufzustellen, damit Umrechnungen möglichst vermieden werden.

Im übrigen muß mit Nachdruck betont werden, daß das besprochene Gesetz der Windänderung mit der Höhe nur ein statistisches Gesetz ist. Es gilt für eine längere Beobachtungsreihe, nicht aber für den einzelnen Fall. Schon G. Hellmann (217) machte darauf aufmerksam, daß „Stromfäden schneller bewegter Luft manchmal unter solchen mit geringer Geschwindigkeit fließen“. Die starke Einzelstreuung im Wert des Exponenten α zeigte P. Michaelis (343 a) an Windgeschwindigkeitsmessungen über einer Schneefläche im kleinen Walsertal (Allgäuer Alpen). Die Abb. 52 zeigt Beispiele, die W. Schmidt (817) veröffentlicht hat. Die obere Hälfte der Abb. 52 (a) enthält die Windänderung mit der Höhe in der Nacht vom 10. auf den 11. Mai 1928 in der Nähe von Wien. In der bodennahen, 2 m hohen Luftschicht herrscht eine geringe Windgeschwindigkeit, die keine gesetzmäßige Änderung mit der Höhe aufweist. Darüber aber bläst ein kräftiger Wind. Die untere Hälfte der Abb. 52 zeigt vier Beispiele aus der darauf folgenden Nacht, die eine Frostnacht war. Gegen 20 Uhr (b) herrschte noch eine fast

lineare Zunahme der Windgeschwindigkeit von 0,6 m/sec am Boden bis 1,8 m/sec in 7 m Höhe. Eine halbe Stunde später (c) war in 7 m Höhe Windstille, und die Schicht in 2 m über dem Boden war die bewegteste. So wechselt das Bild der Windgeschwindigkeitsverteilung rasch mit der Zeit. Auch hierin offenbart sich eindrucksvoll die „blättrige Struktur“ (vgl. S. 42) der bodennahen Luftschicht.

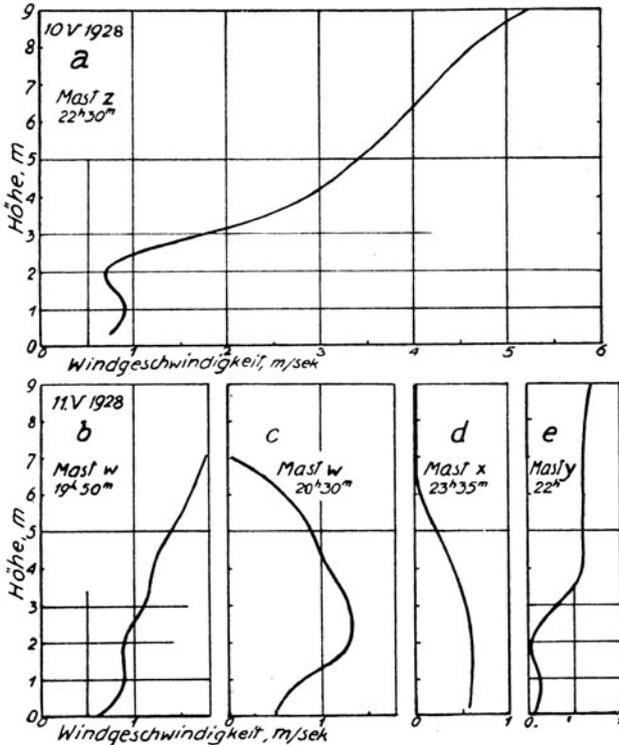


Abb. 52. Unregelmäßige Windschichtung über dem Boden
(Messungen von Wilh. Schmidt)

Es ist für die Mikroklimatologie von großer Bedeutung, daß F. Albrecht (214) einen Hitzdrahtwindmesser gebaut hat, der für den meteorologischen Feldgebrauch äußerst handlich und zweckmäßig hergerichtet ist. Es ist dadurch möglich, gerade die kleinsten Windgeschwindigkeiten mit großer Genauigkeit zu erfassen. W. Viereck (233) hat ein registrierendes Windgerät, das auf der Hitzdrahtmethode beruht, beschrieben; über seine weitere Bewährung fehlen aber nähere Angaben.

Wir wenden uns nunmehr dem Tagesgang der Windgeschwindigkeit in den bodennahen Luftschichten zu.

Es ist bekannt, daß in Bodennähe ein Maximum der Windgeschwindigkeit um die Mittagsstunden angetroffen wird, während nachts die Windstärke abzunehmen pflegt. A. Wagner (234) hat gezeigt, daß an diesem Tagesgang, der demjenigen in den höheren Luftschichten genau entgegengesetzt ist, nicht der Austausch schuld hat, der um Mittag verstärkt ist; denn verstärkter Austausch bedeutet nur verstärkte Bremswirkung. Er ist vielmehr verursacht durch die größere Zunahme des Austauschwertes mit der Höhe um die Mittagszeit gegenüber der geringeren Zunahme bei Nacht.

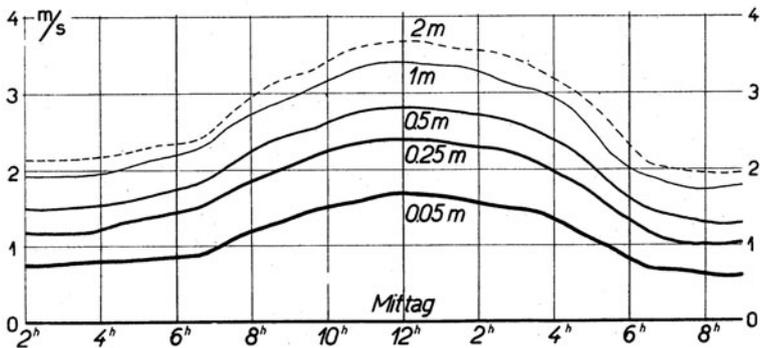


Abb. 53. Täglicher Gang der Windgeschwindigkeit in verschiedenen Höhen
(Nach G. Hellmann)

Die Abb. 53 gibt eine graphische Darstellung der schon erwähnten Messungen von G. Hellmann (217) über den Tagesgang der Windgeschwindigkeit in verschiedenen Höhen über dem Boden. Sie läßt das Mittagmaximum und die nächtliche Luftruhe in allen Schichten gut erkennen. Für praktische, vor allem pflanzenphysiologische Fragen, ist beachtenswert, daß der Zeitraum, in dem windstille Stunden vorkommen, mit der Annäherung an die Erdoberfläche immer größer wird. Für die Abb. 54 ist die Anzahl der windstillen Stunden nach den Hellmannschen Beobachtungen in Prozent aller registrierten Stunden berechnet und in ihrer Abhängigkeit von der Höhe und der Tageszeit dargestellt. Die Windstillen sind um so häufiger, je dunkler die Schraffur ist. Man ersieht deutlich, wie das mittägliche Anwachsen der Windgeschwindigkeit nur unvollkommen bis in die Bodennähe heruntergreifen kann. Schon in den Stunden des Übergangs vom Morgen und zum Abend erstreckt sich die nächtliche Luftruhe unmittelbar über dem Boden auch auf die Tagesstunden.

Es ist hier wohl der Ort, auf eine Besonderheit der bodennahen Luftschicht hinzuweisen. Starker Wind hat die Fähigkeit, lockere Bodenteile wie Sand und Löß oder Schnee vom Boden aufzuheben und in den untersten Schichten mit sich zu führen. Es entsteht das Sandtreiben bzw. das Schneefegen. Die Menge des in der Luft mitgeführten Materials nimmt so außerordentlich rasch mit der Höhe ab, daß die Erscheinung als Mikroklimaerscheinung gewertet werden muß.

In Zentral-Island hat H. Slanar (195) zur Bestimmung des feinen Basaltstaubs, der vom Nordostwind mitgeführt wurde, Schachteln mit einer 25 qcm großen Öffnung an einer Stange in verschiedenen Höhen über dem Boden befestigt und gegen den treibenden

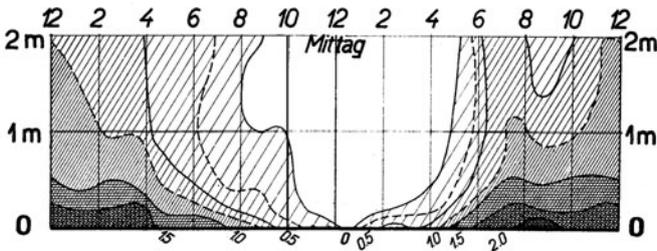


Abb. 54. Häufigkeit windstillen Stunden in der bodennahen Luftschicht

Wind gehalten. Er fand in der Zeit vom 21. bis 27. Juli 1930 folgende Mengen an Basaltstaub in ccm in Abhängigkeit von der Höhe:

am Boden	10 cm	30 cm	50 cm
13	2 $\frac{1}{2}$	1 $\frac{1}{2}$	nur Spuren.

In der Abb. 55 ist ein Lichtbild von P. Michaelis (344) wiedergegeben. Die gezeigte Fichte ist an der Baumgrenze in den Allgäuer Alpen gewachsen. Die punktierte Linie zeigt den Verlauf der Schneedeckenoberfläche im Winter. Der Baum läßt in seinem Wuchs die zweifache Oberfläche erkennen. Dicht über der winterlichen Oberfläche zeigt sich rechts durch das gänzliche Fehlen der unteren Äste die Wirkung des Windschliffs, hervorgerufen durch das Schneefegen. Am Stamm fehlt der sonst üppige Flechtenbesatz; nicht selten hat die Rinde tiefe Wunden. Diese Seite ist die Nordseite. Auf der Südseite aber, links in der Abb. 55, sind die Äste abgestorben, aber zum Teil noch als totes Holz vorhanden und mit Flechten bewachsen. An diesem Schaden ist die sehr große Temperaturschwankung über der stark reflektierenden Schneedecke schuld.

Zum Schlusse wird es unsere Aufgabe sein, den Einfluß des Windes auf die Temperaturverhältnisse der bodennahen Luftschicht aufzuzeigen.

Höhere Windgeschwindigkeit bedingt, wie wir schon sahen (s. S. 43/44), einen vermehrten (dynamischen) Austausch. Die Erhöhung des Austausches hat eine Verringerung des Temperaturgradienten zur Folge. Bei Tage ergibt sich daraus am Boden eine Temperaturerniedrigung, bei Nacht eine Temperaturerhöhung. Die Wirkung bei Nacht ist es, welcher eine große praktische Bedeutung

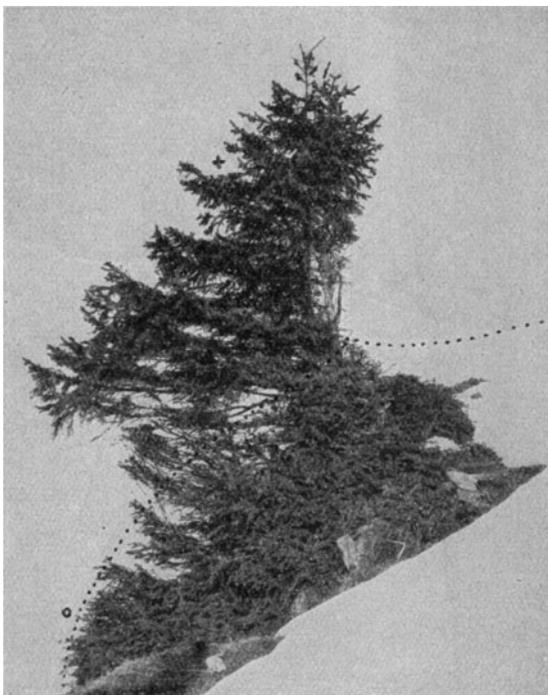


Abb. 55. Die Mikroklimaschäden an dieser alpinen Fichte zeigen sich über der winterlichen (punktierten) Schneeoberfläche (Aufnahme von P. Michaelis im Allgäu)

zukommt. Der Landwirt fürchtet keinen Frost, wenn lebhafter Wind weht, wohl aber, wenn der Wind sich abends legt.

F. Katheder (219) berichtet von folgender Beobachtung: Auf dem Nürnberger Flughafen bildete sich am 23. September 1936 kurz nach 18 Uhr bei Windstille eine seichte Bodennebeldecke von 1 bis 1½ m Höhe. Darüber herrschte noch ausgezeichnete Sicht. Die relative Luftfeuchtigkeit in der Instrumentenhütte (2 m Höhe) betrug 86%, die Lufttemperatur 15,2°, die Erdbodentemperatur

etwa 12^o. Um 18^h 40 startete die dreimotorige Junkersmaschine zum planmäßigen Nachtflug nach München. „Während des Starts entstand längs der Startbahn im Rücken der Maschine eine vollständig nebelfreie Rinne in der Bodennebelschicht. Nach Ablauf von 4 bis 5 Minuten verwischten sich die scharfen Grenzflächen zwischen Nebel und nebelfreien Stellen längs der Rinne und nach kurzer Zeit stellte sich der frühere Zustand wieder her. Die Breite dieser nebelfreien Rinne maß etwa die Spannweite der Junkersmaschine“. Die Durchwirbelung der bodennahen Luftschicht durch die drei Luftschrauben des Flugzeugs brachte im vorliegenden Falle wärmere und trockenere Luft aus der Höhe in Bodennähe. Vielleicht unter Mitwirkung der heißen Auspuffgase kam es dadurch zur vorübergehenden Nebel-

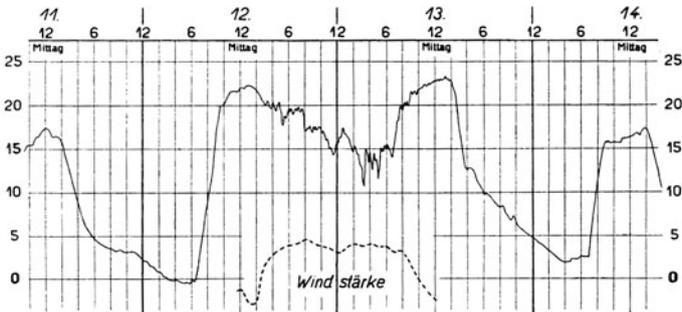


Abb. 56. Nachttemperaturen zu Kentfield in Kalifornien vom 11.—14. Dezember 1911
(Nach A. G. Mc A die)

auflösung. Das besprochene Gesetz wurde in dem Falle dem Auge sichtbar.

Die temperaturerhöhende Wirkung des Windes ist nicht auf die bodennahe Luftschicht beschränkt. Wir geben zunächst ein Beispiel aus dem viel umfangreicheren Beobachtungsmaterial in normaler Beobachtungshöhe. Die Registrierung nach A. G. Mc A die (222), die in Abb. 56 wiedergegeben ist, umfaßt drei Nächte mit gleicher Wetterlage. Zwischen die windstillen Nächte vom 11./12. und 13./14. Dezember 1911 ist eine Nacht mit lebhaftem Wind eingeschaltet. Die Windmessungen der nächsten Höhenstation sind am unteren Rande der Abbildung wiedergegeben und zeigen die Zunahme der Windstärke von 2 Uhr nachmittags am 12. bis gegen Mittag des nächsten Tages. Während nun in der vorangegangenen Nacht 0^o C unterschritten, in der folgenden fast erreicht wird, hält der Wind vom 12. auf 13., dessen Schwankungen unmittelbar in der Temperaturkurve sichtbar sind, die Temperatur auf über 10^o C.

Die Abb. 57 führt in den Obstgardendistrikt von Los Angeles in Kalifornien. Das Land ist im Norden durch das St. Gabriel- und das St. Bernhardgebirge begrenzt, zwischen denen der Cajonsattel liegt. Die Nacht vom 19. auf 20. Januar 1922 brachte schweren Schadenfrost im ganzen Gebiet. F. D. Young (235) hat die beobachteten Temperaturminima aus zahlreichen Orangengärten mitgeteilt; die Werte schwanken naturgemäß sehr mit der Ortslage. Faßt man sie aber in kleinen Gruppen zusammen, um die lokalen Einflüsse auszuschalten, so kommt man zu einem einheitlichen Bilde. In der Abb. 57 sind die nächtlichen Mitteltemperaturen (in $^{\circ}\text{C}$) mit schrägen

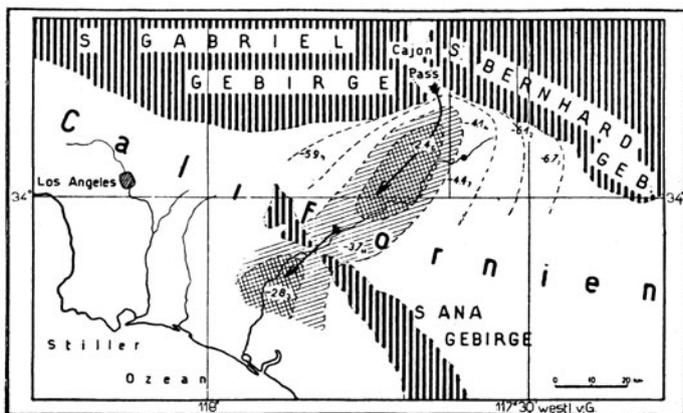


Abb. 57. Temperaturverteilung in der Frostnacht vom 19. auf 20. Januar 1922 in Los Angeles

Ziffern angeführt; die beigefügten kleinen Zahlen geben an, aus wieviel Beobachtungen der betreffende Wert gemittelt ist.

Zeichnet man die Isothermen (gestrichelt), so zeigt sich deutlich, daß in den Gegenden, wo der durch den Cajonpaß hereinwehende Wind (Pfeil) zur Wirkung kam, die Temperaturen durchweg höher waren (die schraffierten Gebiete) als in den anliegenden, unberührten Gebieten. Die Inversionszerstörende Wirkung des Windes, hier wohl unterstützt durch föhnige Erwärmung, ist also unmittelbar erkennbar.

Die Erwärmung durch den Nachtwind hängt von der Windgeschwindigkeit ab. Bei dem Übergang von der Windstille zu eben einsetzendem Wind ist die Temperaturwirkung sehr groß; sie nimmt dann ab, wenn die Windgeschwindigkeit weiter zunimmt. Schließlich tritt ein Grenzwert auf, von dem ab eine weitere Verstärkung des Windes gar keine Temperaturwirkung mehr hat. Dies

ist dann der Fall, wenn eine völlige Durchmischung der verschiedenen warmen Luftschichten bereits erreicht ist.

Man kann dies Gesetz am besten an der Änderung der Temperaturgradienten mit zunehmender Windgeschwindigkeit studieren. Bleiben wir zunächst noch im Bereich der großklimatischen Beobachtungen. A. Ångström (46) hat den Temperaturunterschied zwischen der schwedischen Station Wassijaure in 519 m und dem Wassitjakkogebirge in 1372 m Seehöhe untersucht. Die Abb. 58 zeigt das Ergebnis in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit, die als Abszisse gewählt

ist. Auf der Ordinate ist der Temperaturunterschied zwischen beiden Stationen aufgetragen, und zwar positiv, wenn es an der unteren Station wärmer war. Herrscht Windstille, so stellt sich eine starke Temperaturumkehr von 0,6° C ein. Bei 1½ m/sec Windgeschwindigkeit ist die tiefere kältere Luftschicht schon so weit aufgerührt, daß oben und unten dieselbe Nachttemperatur angetroffen wird. Sind etwa 6 m/sec erreicht, so ändert die weitere Zunahme des Windes nichts mehr an dem Temperaturunterschied. Er entspricht dann annähernd dem adiabatischen Wert der Temperaturabnahme¹⁾ mit der Höhe.

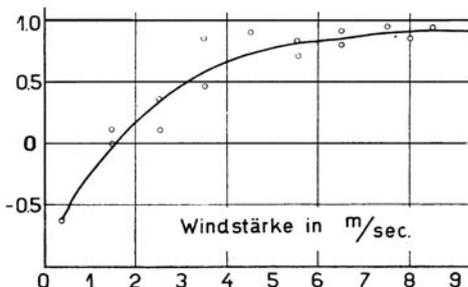


Abb. 58. Erwärmende Wirkung des Windes, erkennbar an großklimatischen Temperaturunterschieden
(Nach A. Ångström)

Für die bodennahe Luftschicht hat S. Siegel (155) bei seinen schon angeführten Messungen (S. 66) aus 77 Einzelmessungen in vier windigen Nächten entnommen, daß zwischen dem Betrag der Temperaturumkehr innerhalb der Schicht von 6 bis 220 cm über dem Boden und der Windgeschwindigkeit (gemessen in 225 cm Höhe) die folgende Beziehung bestand:

Windgeschwindigkeit	0,3	1	2	3	4	m/sec
Betrag der Temperaturumkehr . .	3,1	2,2	1,6	1,2	0,9	°C

Eine Beobachtungsreihe über einer Schneedecke nach A. Nyberg (345) findet man im Auszug in der Tabelle auf S. 161.

Einen vollkommeneren Einblick in den Zusammenhang zwischen Windbewegung und Temperaturschichtung erhält man, wenn der

¹⁾ In der Abb. 58 hat der Temperaturgradient das entgegengesetzte Vorzeichen wie sonst im Buch (Abb. 37—39, 43, 59).

Wind nicht nur an einer Stelle gemessen wird, sondern wenn man auch die Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe berücksichtigt. Denn dieser Windgradient steht mit dem Temperaturgradient in enger Wechselwirkung, wie schon oben gezeigt (S. 111). Eine starke Inversion muß offenbar mit einer starken Windänderung verbunden sein; doch hängt dies auch vom absoluten Betrag der Windgeschwindigkeit in der Höhe ab.

Die Messungen von W. D. Flower (178) in Ägypten, die S. 73 ff. ausführlich besprochen wurden, geben uns einen guten Einblick in

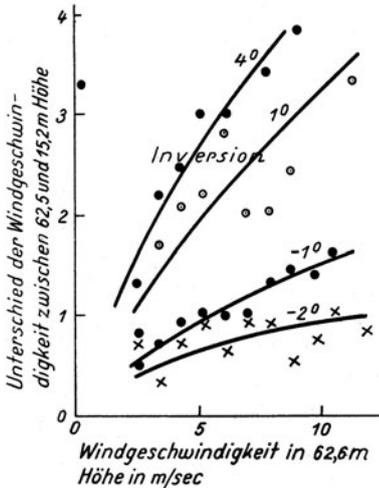


Abb. 59. Beziehung zwischen der Windgeschwindigkeit, der Windänderung mit der Höhe und dem Temperaturgradienten (Nach W. D. Flower 1937)

den Zusammenhang der besprochenen Größen. Die Ergebnisse der Beobachtungen im Winter 1931/32 sind in der Abb. 59 zur Darstellung gebracht. Sie beziehen sich nicht nur auf Nachtbeobachtungen, sondern umfassen alle stündlichen Messungen.

Abszisse ist die Windgeschwindigkeit an der oberen Meßstelle in 62,6 m Höhe über dem Boden. Als Ordinate ist die Windzunahme von 15,2 m zu 62,6 m Höhe gewählt. Die Temperaturgradienten (negativ: Temperaturabnahme mit der Höhe) beziehen sich auf die Luftschicht zwischen 16,2 und 61,0 m Höhe. Sie sind umgerechnet auf $^{\circ}\text{C}$ je 100 m.

Nach vier Werten dieses Temperaturgradienten sind die Beobachtungen gruppiert und in Abb. 59 eingetragen. Die verbindenden vier Kurven sind mit dem zugehörigen Wert des Temperaturgradienten beschriftet.

Die vier Kurven scheinen links dem Nullpunkt zuzustreben. Das muß sein; denn wenn in 63 m Höhe Windstille ist, so herrscht auch in der Luftschicht darunter normalerweise Ruhe; es ist also keine Windzunahme vorhanden. Ist der Temperaturgradient negativ, ist also die mittägliche Temperaturabnahme mit der Höhe vorhanden (-20), so ist die Änderung des Windes mit der Höhe gering, und ein Anwachsen der Windgeschwindigkeit ändert daran nicht viel; denn die vertikale Durchmischung ist gut.

Im Falle der nächtlichen Inversion aber (+ 40) ist die Windzunahme mit der Höhe sehr stark; denn die Kaltluft bleibt unten ruhig und zäh liegen. Frischt der Wind auf, so scheint sich das nur oben bemerkbar zu machen. Darum steigt mit zunehmender Windgeschwindigkeit die Windänderung rasch an und erreicht bei starkem Höhenwind die größten Werte, die überhaupt vorkommen.

Der normale Fall der nächtlichen Temperaturerhöhung durch den Wind darf, wie hier anhangsweise erwähnt werden möge, nicht verwechselt werden mit dem seltenen anormalen Fall, daß zunehmender Wind advektiv Kälte heranzführt. Dies braucht sich nämlich keineswegs als großer Witterungsvorgang abzuspielen, wie z. B. bei uns der Einbruch östlicher Winde aus einem winterlichen russischen Hochdruckgebiet. Es tritt dies auch im kleinen ein, durch kurzdauernde Windstöße, wenn z. B. Luft aus einer kalten Mulde wegweht wird, oder durch „Luftlawinen“, wie sie A. Schmauß (414) für Alpentäler nachwies und nach ihm auch H. Scaëtta (412, 413) in den zentralafrikanischen Gebirgen fand. C. Hallenbeck (395) gibt ein gutes Beispiel, wie im Roswell-Obstdistrikt (Vereinigte Staaten) die Temperatur kurz nach Sonnenaufgang plötzlich um mehrere Grade fiel, als einige Windstöße aus Nordost Luft aus kälteren Teilen der Umgebung heranzführten. (Siehe die dort veröffentlichte Temperaturkurve vom 22. April 1917.)

In allen bisherigen Erörterungen stand die Änderung der Windgeschwindigkeit innerhalb der bodennahen Luftschicht im Vordergrund. Es muß hier noch ein mikroklimatisches Grundgesetz genannt werden, das mit dem absoluten Betrag der Windgeschwindigkeit zusammenhängt.

Die Rolle, welche die Bodenoberfläche für den Strahlungs-, Wärme- und Wasserhaushalt spielt, ist schuld an den Temperatur- und Luftfeuchtigkeitsgegensätzen, die innerhalb der bodennahen Luftschicht auftreten. Diese Gegensätze müssen sich aber auch an Ort und Stelle halten können. Dazu ist Luftruhe nötig. Herrscht Sturm, so werden alle Unterschiede verwischt, das Mikroklima der bodennahen Luftschicht wird beseitigt (unbeschadet der Tatsache, daß die Windänderung mit der Höhe als ihr Kennzeichen auch dann erhalten bleibt). Stark windige oder stürmische Tage sind daher ungeeignet für Mikroklimabeobachtungen, bei denen es darauf ankommt, noch unbekannte Gegensätze zu erkennen. Freilich reizt es den Kundigen dann um so mehr, festzustellen, mit welcher Zähigkeit bei aufkommendem Wind die bodennahe Luftschicht ihre Eigentümlichkeiten festzuhalten sucht und festzuhalten vermag.

12. Kapitel

Optische, akustische und andere Erscheinungen

W. Köppen (247) hat gelegentlich der Gliederung derjenigen Luftschicht, die aerologisch betrachtet als „unterste“ anzusprechen ist, folgendes gesagt: „Sie zerfällt in charakteristische Teilschichten: 1. die bodennahe Schicht bis 1 oder $1\frac{1}{2}$ m Höhe, in der unsere meisten Kulturpflanzen wachsen, und in der durch Berührung mit warmem Wasser oder erhitztem Boden die „Luftspiegelung nach unten“ entstehen; 2. . . .“ Hier ist das Wesen der bodennahen Luftschicht durch eine optische Erscheinung gekennzeichnet. Es ist daher gut und notwendig, daß wir die Optik nicht ganz außer acht lassen, wie es noch in der 1. Auflage dieses Buches geschehen ist. Wir werden dabei Gelegenheit nehmen, auch andere Vorgänge, wie akustische, elektrische und radioaktive, zu erwähnen, soweit darüber heute überhaupt etwas für den Bereich des Mikroklimas bekannt ist.

Die starke Änderung von Temperatur, Wasserdampfgehalt und Windgeschwindigkeit mit der Höhe ist Veranlassung für eine große Inhomogenität der untersten Luftschicht. H. Goldschmidt (243) ließ den Lichtkegel eines Scheinwerfers parallel dem Boden laufen und bestimmte aus der Abnahme der Lichtstärke mit der Entfernung vom Scheinwerfer die Trübung der Atmosphäre. Er fand dabei, daß der Trübungsfaktor in dieser bodennahen Luftschicht um mindestens eine Zehnerpotenz größer war als der Trübungsfaktor der Luftschicht, die über dem Beobachtungsort gelegen ist, und deren Trübungsfaktor aus der Schwächung der Sonnenstrahlung bestimmt wird. F. H. Bielich (239) machte die Flugmeteorologen darauf aufmerksam, daß die am Boden bestimmte Sichtweite ungeeignet ist, um die für den Flugzeugführer maßgebende Sichtweite (schräge Sicht) zu bestimmen. Er begründet es mit den Worten: „weil die ausgeprägtesten Inhomogenitäten der Luft in der Nähe des Erdbodens entstehen, wo Wald, Wiese, Sumpf, offenes Gewässer ihre eigenen Kleinklimate erzeugen“.

Luftmassen verschiedener Temperatur haben verschiedene Dichte. Wo ein Dichtesprung vorhanden ist, wird der Lichtstrahl zum dichteren Medium hin gebrochen. Wenn daher ein Lichtstrahl eine inhomogene Luftmasse, die teils aus warmen, teils aus kalten Luftquanten besteht, durchsetzt, so wird er vielfach von seiner Bahn abgelenkt. Diese Inhomogenität ist in der bodennahen Luftschicht besonders um die Mittagszeit gegeben. Die sehr lebhaft Wärmezufuhr vom Boden wird nicht rasch und regelmäßig genug nach oben weggeführt. Blickt man daher über eine erhitzte Landstraße, über eine Sandfläche, über ein sonnenbeschienenes Getreidefeld hinweg, so erscheinen die

dahinterliegenden Gegenstände in beständiger Unruhe zu sein. Mit den vom Boden sich immerfort ablösenden Tropfen Warmluft wechselt auch die Inhomogenität rasch mit der Zeit, so daß das unruhige Flimmern entsteht. Feste Linien, etwa die Kanten von Häusern, scheinen in unregelmäßig wellenförmiger Bewegung zu sein. Man nennt diese Erscheinung Schlierenbildung (oder auch terrestrische Szintillation). Je mehr der Blick des Beobachters streifend über die große Fläche geht, desto besser ist sie zu beobachten. Man versäume daher nicht, sich bei guter Sichtbarkeit der Erscheinung auf den Boden zu legen, um sie noch vervielfacht schöner zu sehen.

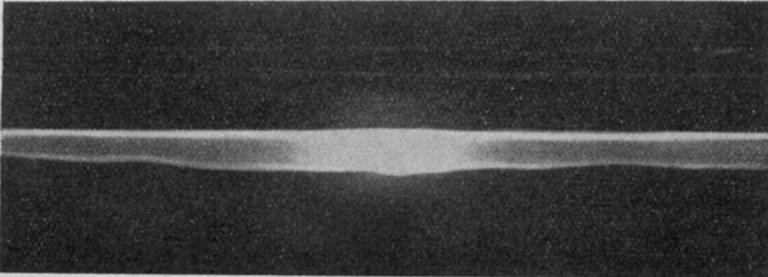


Abb. 60. Leuchtende Linie (oben) mit Spiegelbild (unten), das durch Schlierenbildung in wellenförmiger Bewegung erscheint
(Aufnahme von L. A. Ramdas und S. L. Malurkar)

Die Abb. 60 zeigt ein Lichtbild der Erscheinung, das auf folgende Weise von L. A. Ramdas und S. L. Malurkar (137) erhalten wurde: Eine Eisenplatte in waagerechter Lage, 135 zu 45 cm groß, konnte von unten her erhitzt werden. Ein langer Glasstab lag in 4 bis 5 m Entfernung horizontal am hellen Fenster und erzeugte eine helle Lichtlinie. Das Bild dieser Linie wurde über die Eisenplatte hinweg streifend aufgenommen. Bei erhitzter Platte zeigte sich bei $\frac{1}{10}$ Sekunde Belichtungszeit das in der Abb. 60 wiedergegebene Bild. Die helle Linie oben ist das direkte Bild der Lichtlinie. Darunter erscheint ihr Spiegelbild an der Platte, das einen wellenförmigen Verlauf hat. Die Wellenlänge betrug im vorliegenden Falle 2 cm.

Eine andere wichtige, ausschließlich der bodennahen Luftschicht eigene optische Erscheinung ist die schon genannte Luftspiegelung nach unten.

An Hand der Abb. 61 zeigen wir zunächst, warum sie Luftspiegelung „nach unten“ heißt. In der linken Hälfte der Abbildung ist schematisch der Fall gezeigt, in dem warme, also dünne Luft über dichter, also kalter Luft liegt (Fall der Temperaturumkehr). Da der Sehstrahl zum dichteren Medium hin gebrochen wird, nimmt

er den Verlauf der Kurve PA . Befindet sich in A das Auge des Beobachters, so erscheint ihm der Punkt P zur Höhe P' gehoben. Es ist die Luftspiegelung nach oben.

Im rechten Teil der Abb. 61 ist die umgekehrte Schichtung vorausgesetzt: überhitzte Bodenschicht, darüber kühlere Luft. Die Krümmung des Sehstrahles ist daher umgekehrt, so wie die Kurve AQ zeigt. Je mehr man den Punkt Q nach rechts verschiebt, in desto spitzerem Winkel trifft der Sehstrahl den Boden. Schließlich kommt

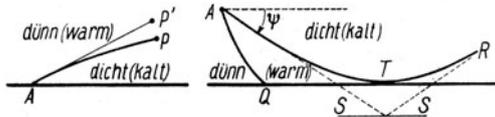


Abb. 61. Schematischer Strahlengang für die Luftspiegelung nach oben (links) und nach unten (rechts)

der Grenzfall (Punkt T), bei dem der Sehstrahl von der Oberfläche aus zurückgebogen wird. Den kleinen Winkel, bei dem erstmals dieser Fall eintritt, wollen wir ψ nennen. Denken wir uns jetzt das Auge des Beobachters in A , so sieht er den Punkt R nicht nur direkt,

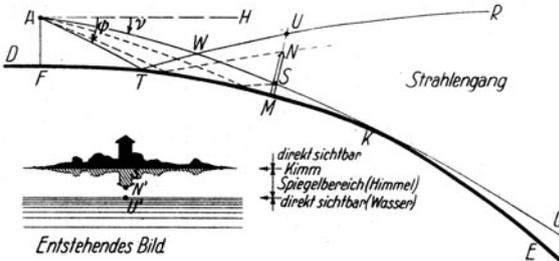


Abb. 62. Entstehung der Luftspiegelung nach unten

sondern auch mittels des Strahlenganges RTA so, als ob R an SS gespiegelt wäre. Neben dem wirklichen Bild von R erscheint also noch ein Spiegelbild, das tiefer liegt als R . Deshalb spricht man von einer Spiegelung nach unten.

Den Vorgang kann man im einzelnen der Abb. 62 entnehmen. DE ist die gekrümmte Erdoberfläche. Wir nehmen dabei an, es handle sich um eine Beobachtung auf See, weil gerade an der Küste diese Luftspiegelung sehr häufig vorkommt, und weil an diesem Beispiel die Gesetzmäßigkeiten am einfachsten zu zeigen sind.

Das Auge des Beobachters A sei um die Höhe AF über der Bodenoberfläche. Ist der Winkel FAH ein rechter, so geht die Richtung AH zum Horizont. Das am weitesten entfernte Stück des Meeres, das

von A aus noch zu erblicken ist, liegt dort, wo der gekrümmte Sehstrahl AG die Meeresoberfläche berührt. Es ist der Punkt K . In K befindet sich die „Kimm“. Die Kimmtiefe ist durch den Winkel ν gekennzeichnet. Der größte Winkel, unter dem eben noch die Spiegelung nach unten eintritt, sei wie in der Abb. 61 wiederum ψ . Dann entspricht TK der Breite des spiegelnden Streifens. Was sieht nun der Beobachter in A von dem Turm MN ?

Alles, was im Raum GKE liegt, bleibt unsichtbar. Alles, was oberhalb $AWSKG$ liegt, ist direkt sichtbar, ebenso alles im Raum ATD . Was im Raum RWG liegt, sieht der Beobachter nicht nur direkt, sondern noch ein zweites Mal im Spiegelbild.

So ergibt sich das in der Abb. 62 links unten schematisch gezeigte Bild. Von dem Turm sieht der Beobachter direkt nur das Stück NS . In dem Punkt S , der in Höhe der Kimm liegt, beginnt das Spiegelbild nach unten. Es ist, wie man aus dem Verlauf der Sehstrahlen leicht entnehmen kann, in der Höherstreckung etwas geschrumpft. Der Spitze des Turms N entspricht der Spiegelpunkt N' . Darunter erscheint das Spiegelbild des Himmels bis in die Höhe von U' , dem Spiegelbild des Punktes U . Was darunter gelegen ist, ist die direkt sichtbare Wasseroberfläche.

Die eingehende Theorie der Erscheinung, die in erster Linie auf A. Wegener zurückgeht, findet man bei J. M. Pernter und F. M. Exner (254). Eine Zusammenstellung der neuesten Literatur verdanken wir W. E. Schiele (257). Die von ihm veröffentlichten Temperaturzustandskurven, das Ergebnis aller bisherigen Messungen beim Auftreten von Luftspiegelungen, entsprechen vollkommen dem Einstrahlungstypus (a. a. O., Fig. 8). Er zeigt weiterhin, daß die überhitzte Luftschicht, die den Spiegelungsvorgang eigentlich hervorruft, nur wenige Zentimeter hoch ist. Daraus erklärt sich auch, warum die Erscheinung nicht durch den Wind oder den Straßenverkehr zerstört wird. Sehr häufig tritt sie nämlich über Asphaltstraßen um Mittag auf und wird dann Straßenspiegelung genannt. Das Spiegelbild des Himmels macht in diesem Falle den Eindruck einer großen Wasserpfütze. Ein ausgezeichnetes Lichtbild einer derartigen Straßenspiegelung haben L. A. Ramdas und S. L. Malurkar (256) veröffentlicht. W. Findeisen (241) hat mit Hilfe einer Flugzeugkamera aus 6 bis 12 km Entfernung Aufnahmen an der Küste bei Cuxhaven gemacht. Die Abb. 63 gibt ein Beispiel hierfür. Im oberen Teil ist ein Küstenstück bei Cuxhaven bei optisch ungestörten Verhältnissen wiedergegeben, aufgenommen aus 12,2 km Entfernung. Links in der Abbildung sieht man die 30 m hohe Kugelbake (Seezeichen). Darunter ist die Aufnahme vom gleichen Standpunkt aus wiedergegeben bei einer Luftspiegelung nach unten. Sowohl an der Kugelbake, wie an den Umrissen der Küste rechts ist

die Spiegelung, wie in der Abb. 62 gezeigt, gut zu erkennen. Die dunklen Streifen unterhalb der Spiegelung entsprechen in ihrer oberen Grenze dem scheinbaren Horizont, entsprechend dem Punkte T in der Abb. 62.

Um einen ungefähren Anhalt über die Werte der benutzten Größen zu geben, nennen wir ein Zahlenbeispiel von A. Wegener. Bei einer Höhe von 10 m über See (Schiffsverdeck), einem Temperatur-

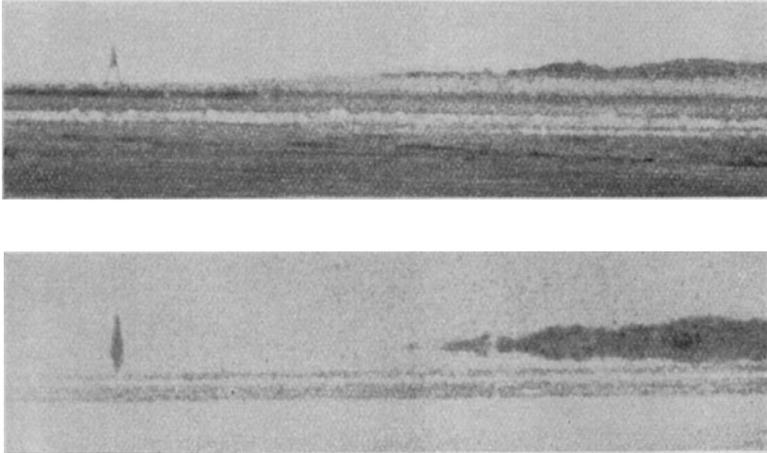


Abb. 63. Oben: Küste bei Cuxhaven aus 12,2 km Entfernung
Unten: Dieselbe Küste bei Luftspiegelung nach unten
(Aufnahmen: W. Findeisen)

sprung von 5° an der Oberfläche und einer Kimmtiefe $\nu = 5,6'$ betrug der maximale Winkel ψ $12,2'$ und die Breite des spiegelnden Streifens 12 km.

Daß es sich bei dieser Spiegelung um eine Erscheinung in der erhitzten Lufthaut am Boden handelt, geht am besten daraus hervor, daß die Erscheinung auch an einer sonnigen Wand auftritt. J. M. Pernter und F. M. Exner (254) veröffentlichten ein Lichtbild, auf dem ein an einer erhitzten Mauer stehender Knabe direkt und doppelt gespiegelt sichtbar ist. Das Objektiv des Apparates war in diesem Falle nur 16 cm von der Mauer entfernt. Der Blickstrahl lief also streifend an der Mauer entlang und konnte daher zur Spiegelung Veranlassung geben, wie der über den Boden hingleitende Blick.

Unter der Bezeichnung „Fata Morgana“ versteht man Luftspiegelungen, die neben der Luftspiegelung nach unten noch andere Erscheinungen zeigen, insbesondere eine Vervielfachung der ge-

spiegelten Bilder. Das für die bodennahe Luftschicht Wesentliche daran ist im obigen schon mitgeteilt. Weiteres ersehe man aus J. M. Pernter und F. M. Exner.

Über die elektrischen Verhältnisse in den untersten 2 m der Atmosphäre, über das Potentialgefälle, über den Gehalt an Ionen aller Art und dergleichen mehr, ist mir keine besondere Untersuchung bekannt. Die Annahme, daß das elektrische Feld über dem Boden für das Pflanzenwachstum von Bedeutung ist, richtet neuerdings das Interesse auf diesen Gegenstand. Einiges hierüber findet man in den Arbeiten von J. O. Musso (252).

Mit der Verteilung der radioaktiven Stoffe unmittelbar über dem Boden haben sich verschiedene Autoren befaßt. Eine kurze Zusammenfassung hierüber hat J. Priebisch (255) gegeben, dessen Ausführungen ich zunächst folge.

Nur vom Boden her gelangen die gasförmigen radioaktiven Stoffe in die Atmosphäre. Durch den Austausch spielt die bodennahe Luftschicht auch für diese Emanationen dieselbe Mittlerrolle wie für den Wasserdampf (s. S. 89). Neu kommt aber hinzu, daß die radioaktiven Stoffe zugleich dem Zerfall unterliegen. Je kürzer die Zerfallszeit ist, desto geringer ist die Höhe, bis zu der die radioaktiven Stoffe durch den Austausch hochgebracht werden können. Die langlebige Radiumemanation ist deshalb in einiger Höhe über dem Boden reichlicher anzutreffen als das Thorium B, und dies wiederum reichlicher als die nur ganz kurzlebige Thoriumemanation. Unter der Annahme, daß der Exponent α (s. oben S. 103) den Wert $\frac{1}{3}$ hat, kann man die folgende Verteilung der radioaktiven Stoffe in der untersten Luftschicht annehmen, wenn die in 1 cm Höhe vorhandene Menge gleich 100 gesetzt wird:

Höhe über dem Boden in cm:	1	10	100	1000	10 000
Radiumemanation	100	98	95	87	69
Thoriumemanation	100	82	50	9	0
Thorium B	100	97	91	76	49

Versuche zeigten, daß die tatsächliche Verteilung im wesentlichen diesem Gesetz entspricht.

Weil die Radiumemanation dem Boden entstammt, ist der Zustand des Bodens von großem Einfluß auf den Emanationsgehalt der bodennahen Luftschicht. Man muß daher auch von Ort zu Ort erhebliche Unterschiede erwarten. Wenn der Boden sehr naß oder gefroren ist, so ist der Emanationsgehalt gering; er wird Null, wenn eine Schneedecke von nur wenigen Zentimetern liegt. Bei trockenem Boden hängt es vom Zustand der Witterung und der Bodenart ab,

wieviel Emanation aus den Poren austreten kann. Über oberflächennahe Messungen zur Auffindung von Unstetigkeiten im Untergrund gab H. Israël-Köhler (245) einen zusammenfassenden Bericht.

F. Becker (238) verfolgte den täglichen Gang des Radiumemanationsgehalts. Am Meteorologischen Institut zu Frankfurt a. Main beobachtete er in 1 m und 13 m über dem Boden. Das Ergebnis vom 4./5. April 1934 findet man in der Abb. 64. Die Kurve I gibt den Emanationsgehalt in 1 m über dem Boden. Er ist in dieser oberflächennahen Schicht größer als in 13 m Höhe (II). Im wesentlichen steuert der Massenaustausch den Emanationsgehalt. In den windstillen Nachtstunden ist bei stabiler Temperaturschichtung (s. S. 63) der Unterschied zwischen oben und unten groß. Die nächst-

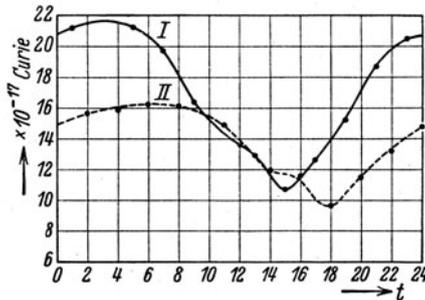


Abb. 64. Tagesgang des Radiumemanationsgehaltes der bodennahen Luft
(Nach F. Becker)

liche Anreicherung mit Emanation, die sich zu dieser Zeit in Bodennähe vollzieht, wandert in den Morgenstunden abgeschwächt und mit dreistündiger Verspätung nach oben. Der starke Austausch um Mittag gleicht die Unterschiede aus. Auch das Minimum des Emanationsgehalts ist oben um 3 Stunden gegen unten verzögert.

In einem Fichtenhochwald in Thüringen hat C. Schmid-Curtius (258) auf einem 20 m hohen, die Baumkronen überragenden Beobachtungsgerüst in verschiedenen Höhen den radioaktiven Niederschlag gemessen. Über seine Messungen, die vorwiegend der Erfassung des Kurortsklimas dienen, sehe man die Originalarbeit nach.

Über die Verteilung des Staubes in der bodennahen Luftschicht sind bereits S. 107 nähere Angaben gemacht worden.

Über die Anreicherung von Bazillen in der bodennahen Luftschicht sehe man eine Bemerkung von O. Meißner (250) nach.

Auch die Schallausbreitung ist durch mikroklimatische Verhältnisse beeinflusst. Aus den Erfahrungen des Weltkrieges über die

wechselnde Hörbarkeit des Geschützdonners weiß jedermann, daß die Schallausbreitung von der Witterung, also vom Zustand der Atmosphäre abhängt. Die geringe Hörweite des Gewitterdonners von höchstens 20 km gegenüber der großen Hörweite des Artilleriekampfes ist nur erklärbar durch die bei Gewittern herrschende außergewöhnliche Temperaturschichtung. Es ist also von vornherein die Möglichkeit gegeben, daß auch die Zustände der Luft im kleinen sich auf die Schallausbreitung im kleinen auswirken.

Schon früher machte mich A. Schmauß auf die außerordentliche Hörbarkeit aufmerksam, die in manchen Nächten in den Großstadtstraßen zu beobachten ist. Den fernsten Schritt eines Wanderers oder flüsternde Menschenstimmen kann man vernehmen. Durch die allgemeine nächtliche Stille allein kann diese gute Hörbarkeit nicht erklärt werden, da sie sonst in jeder stillen Nacht wahrzunehmen sein müßte. Wahrscheinlich spielen auch hier die Temperaturschichtung oder andere mikroklimatische Umstände eine Rolle.

Neuerdings hat L. Aujeszky (237) die Frage näher behandelt. In zwei Fällen wurde man zwangsläufig auf die örtlichen Unterschiede in der Schallausbreitung aufmerksam, einmal im Weltkrieg bei der Auswahl der Horchstellen für die Schallmeßtrupps, sodann in der Bauwirtschaft bei der Auswahl lärmgeschützter Grundstücke. Im ersten Falle galt es, die hörigsten Stellen im Gelände ausfindig zu machen. Dabei wurden die „oft verblüffend großen schallklimatischen Unterschiede, die sich auch zwischen ganz eng benachbarten Punkten auftaten“, untersucht und ausgenutzt. Im zweiten Falle galt es umgekehrt, möglichst lärmgeschützte Orte, z. B. in der Nähe von Großstädten, ausfindig zu machen.

Das örtliche Schallklima ist durchaus nicht bloß vom Zustand der Atmosphäre abhängig, also etwa von dem regelmäßigen Auftreten einer Temperaturumkehr in einem Tal oder von der Begünstigung der Schallfortpflanzung durch einen örtlichen Wind. Vielmehr wirken sich Gestalt, Bepflanzung und Bebauung des Geländes schon aus. Die Schallwellen werden nämlich um die Hindernisse (Häuser, Hügel, Gehölze), die sich ihnen in den Weg stellen, herumgebeugt. Die für die Auswahl der Horchstellen wichtigen tiefen Töne des Geschützdonners umgehen wegen der großen Wellenlänge solche Hindernisse noch verhältnismäßig leicht. Die hohen kurzwelligen Lärmgeräusche aber, die den Menschen quälen, können das nicht. Es entsteht der Schallschatten. Ihn muß man bei der Auswahl lärmfreier Baugrundstücke aufsuchen. L. Aujeszky hat einige Richtlinien hierfür aufgestellt. Man findet in seiner Arbeit auch das einschlägige Schrifttum. Über die akustischen Eigenschaften des Stadtklimas macht B. Hrudicka (777) einige Angaben.

IV. Abschnitt

Der Einfluß der Unterlage auf das bodennahe Klima

13. Kapitel

Die Temperaturen der Bodenoberfläche

Alle bisherigen Betrachtungen über den physikalischen Zustand der bodennahen Luftschicht hatten zur Voraussetzung, daß der Erdboden keine Pflanzendecke trägt, und daß er völlig eben ist. Diese beiden Voraussetzungen sollen auch im folgenden erhalten bleiben.

Neu ins Auge fassen aber wollen wir jetzt den Einfluß der Unterlage auf die Verhältnisse in der bodennahen Luftschicht. Wir hatten bisher angenommen (s. S. 6), daß alle Beobachtungen über einem gleichmäßigen festen Boden, zum Beispiel über feinem Sande, gemacht wurden. Wenn es sich dabei auch nicht immer vermeiden ließ, da oder dort auf den Einfluß hinzuweisen, den die Art des Bodens auf die bodennahe Luftschicht ausübt, so soll doch erst jetzt dieser Einfluß grundsätzlich besprochen werden.

Drei verschiedene Unterlagen findet man in der Natur: den festen Boden, das Wasser und den Schnee. Der feste Boden zeigt unter diesen die größte Mannigfaltigkeit, selbst wenn wir von der verschiedenartigen Pflanzenbedeckung noch völlig absehen. Es gibt eine Fülle verschiedener Bodenarten; die Änderung der Bodenart mit der Tiefe wechselt von Ort zu Ort. Der Bodenzustand wird durch jede Kulturmaßnahme beeinflußt. Außerdem schafft die wechselnde Feuchtigkeit mit der Zeit wechselnde Bodenverhältnisse.

Während beim festen Böden immer nur die alleroberste Schicht, ja nur die Grenzfläche gegenüber der Luft Strahlung aufnimmt und Strahlung abgibt, tritt bei Wasser und Schnee etwas Neues hinzu. Die Sonnenstrahlung kann sowohl in das Wasser wie in die Schneedecke eindringen, und der Wärmeumsatz findet daher nicht nur an der Grenzfläche gegen die Luft statt, sondern verteilt sich vertikal auf einen bestimmten Raum. Auch bei Wasser und Schnee gibt es verschiedene Arten der Unterlage. Das Wasser eines seichten Tümpels beeinflußt die wassernahe Luftschicht ganz anders als tiefes Wasser. Stehendes Wasser wirkt anders als fließendes Wasser, das seine Wärmeverhältnisse mit sich führt. Bei einer Schneedecke ist es vor allem deren Alter, das den physikalischen Zustand der Oberfläche stark verändert und damit auch den Zustand der schneenahen Luftschicht.

Die Verhältnisse über Wasser und über einer Schneedecke werden im 15. und 16. Kapitel besprochen. Der besseren Übersicht wegen muß aber schon jetzt hie und da darauf Bezug genommen werden.

Das vorliegende Kapitel soll zunächst nur den Vorgängen gewidmet sein, die sich an der Oberfläche des festen Bodens abspielen. Wir beginnen damit zu untersuchen, in welcher Weise die Bodenoberfläche auf die Strahlung anspricht.

Unter der Reflexzahl, dem Reflexionsvermögen oder der Albedo versteht man das Verhältnis der reflektierten Strahlung zur Einstrahlung, meist ausgedrückt in Prozent. Eine Reflexzahl von 0,4 oder von 40% bedeutet somit, daß der Boden von der ihn treffenden Strahlung 40% reflektiert und 60% absorbiert. Nach dem Kirchhoffschen Gesetz ist für eine bestimmte Wellenlänge und Temperatur das Verhältnis des Emissionsvermögens zu seinem Absorptionsvermögen eine Konstante. Wenn daher ein Körper für einen bestimmten Wellenlängenbereich ein kleines Absorptionsvermögen und ein hohes Reflexionsvermögen besitzt, so hat er damit zugleich für denselben Wellenlängenbereich ein kleines Emissionsvermögen.

Es empfiehlt sich, drei Spektralbereiche zu unterscheiden: 1. den ultravioletten Spektralbereich (UV) mit Wellenlängen unter 0,36 μ , 2. das sichtbare Spektralgebiet mit Wellenlängen von 0,36 bis 0,76 μ und endlich 3. den langwelligen (infraroten) Bereich, der etwa von 0,76 bis zu 100 μ reicht. Wir beginnen mit der UV-Strahlung.

Nach Messungen von P. Götz (334) und F. Lauscher und O. Eckel (341) beträgt die Reflexzahl einer Schneeoberfläche im UV 80 bis 85%. Alle anderen Oberflächen haben für UV nur ein geringes Reflexionsvermögen. W. Hausmann und F. M. Kuen (273) fanden für Gestein (Kies, Granit, Jurakalk) 22 bis 25%, für Gartenerde 6%. K. Büttner und E. Sutter (307) beobachteten am trockenen Amrumer Dünensand 17%, in der Dünenheide 2%. H. Voigts (283) schätzte aus Vergleichsmessungen in der Lübecker Bucht, daß an heiteren Julitagen die Rückstrahlung des Sandstrandes eine Erhöhung der UV-Werte um 8 bis 9% verursacht.

Für das sichtbare Spektralgebiet besitzen wir die meisten Beobachtungen, z. B. von A. Ångström (260) und K. Büttner (264). Eine Zusammenstellung ist 1930 von J. Bartels (261) gegeben worden. Aus allen Messungen sind die folgenden Zahlen zusammengestellt, die wenigstens einen Anhalt zu geben vermögen:

Reflexzahl (Albedo) verschiedener Oberflächen für den sichtbaren Spektralbereich

Frische Schneedecke	80—88%
Wolkenoberflächen	60—90%
Ältere Schneedecke	42—70%
Felder, Wiesen, Äcker	15—30%
Heide und Sand	10—25%
Wälder	5—18%
Meeresoberfläche	8—10%

Über die Reflexzahl bei Schnee folgen nähere Angaben auf S. 155, über diejenige bei Wasser, insbesondere über die spiegelnde Reflexion bei niederem Sonnenstand, auf S. 146 f.

Wird trockener Sand angefeuchtet, so erscheint er dunkler. Dies ist ein Zeichen, daß die Reflexzahl feuchter Oberflächen geringer ist als diejenige trockener.

A. Ångström (260) beobachtete bei grauem Sandboden im trockenen Zustand eine Reflexzahl von 18%, im feuchten von 9%. Für eine hohe, hellfarbige Grasfläche waren die entsprechenden Werte 32 und 20%. K. Büttner und E. Sutter (307) bestimmten die Reflexzahl von Dünsand in Amrum

	für die Gesamtstrahlung (0,5–3,0 μ)	für die Ultra- violettstrahlung (0,3 μ)
im trockenen Zustand	37 %	17 %
im feuchten Zustand	24 %	9 %

Wir kommen an Hand der Abb. 73 (S. 146) darauf zurück.

Ångström hat auch eine Erklärung für diese Tatsache gegeben: Wenn die Teilchen der Boden- oder Pflanzenoberfläche mit einer Wasserhaut überzogen sind, so können Lichtstrahlen aller Richtungen in die Wasserhaut zwar eindringen; austreten jedoch können nur diejenigen Strahlen, die innerhalb des Grenzwinkels der totalen Reflexion von innen her an die äußere Wasserhautfläche gelangen. Die Wasserhaut hält also einen Teil der Strahlung zurück.

Für den langwelligen Spektralbereich sind Untersuchungen von G. Falckenberg (269) vorhanden. Die meisten Substanzen sind für diesen Spektralbereich nahezu „schwarze Körper“, d. h. sie absorbieren fast alle auftreffende Strahlung. Beispielsweise ergibt sich aus den Falckenbergschen Beobachtungen

für hellen Sand eine Reflexzahl von	11 %
für hellgrauen Kalkstein eine Reflexzahl von	8–9 %
für groben Kies eine Reflexzahl von	8–9 %
für Erdschollen mit Rasen eine Reflexzahl von	2 %
für Schnee eine Reflexzahl von	0,5 %

Insbesondere Schnee verschluckt also praktisch alle Strahlung. Daher das Paradoxon von Falckenberg: Frischgefallener Schnee ist der „schwärzeste Körper“, den wir kennen; eine Ausnahme scheint nur die lebende Pflanzendecke zu bilden, wovon im 26. Kapitel noch die Rede sein wird.

Für tierische Körperoberflächen hat, wie hier erwähnt werden mag, F. Rücker (277) ein Minimum der vorwiegend diffusen Re-

flexion bei Käfern bei 1,9 bis 2,2 μ , bei Schmetterlingen bei 2,6 bis 3,0 μ , bei Schneckenschalen bei 1,7 bis 2,2 μ gefunden. Bei einem Schmetterlingsflügel. (Vorderflügel von *Pieris brassicae*) fand er beispielsweise

für die Wellenlänge (μ) ...	1,1	1,5	1,9	2,2	2,6	3,0	3,5
eine Reflexzahl (%)	69	70	61	55	31	27	35

Das verschiedene Verhalten der einzelnen Bodenarten gegenüber der Strahlung macht sich im Wärmehaushalt der bodennahen Luftschicht bemerkbar. Eine Bodenoberfläche mit einem hohen Reflexionsvermögen erhitzt sich bei Tage viel weniger stark als eine Bodenoberfläche mit hohem Absorptionsvermögen. Über dem dunklen Moorboden findet man z. B. bei Tage sehr hohe Temperaturen, und dies ist mit verantwortlich für die außergewöhnlichen Anforderungen, welche an die Pflanzen in den frostgefährdeten Moor- gebieten gestellt werden.

Es ist schon früher darauf hingewiesen worden (s. S. 9), wie wichtig es für den gesamten Wärmehaushalt an der Erdoberfläche ist, die Temperatur der Oberfläche selbst zu kennen. Man definiert sie am besten als die Temperatur der Grenzfläche zwischen Boden und Luft. Sie richtig zu messen, stößt allerdings auf erhebliche Schwierigkeiten.

Alle früheren Messungen, die mit Quecksilberthermometern ausgeführt wurden, sind unbrauchbar. Entweder wurde die Temperatur „an der Erdoberfläche“ gemessen, indem man das Thermometer flach auf den Boden legte. Damit erhielt man aber strahlungsbeeinflusste, von der zufälligen Konstruktion des Thermometers bedingte Messungen der untersten Luftschicht. Die Messung „in der Oberfläche“ wurde so vorgenommen, daß das Thermometer in den Boden gelegt, aber nur eben mit einer außerordentlich dünnen Bodenschicht bedeckt wurde. Diese bedeckende Schicht wird leicht durch Wind oder Niederschlag entfernt oder vergrößert. Aber selbst wenn ein sorgfältiger Beobachter die Lage des Thermometers überwacht, erhält man doch nur die Temperatur knapp unter der Bodenoberfläche.

Mittels Thermoelementen, die so klein gehalten sind, daß ihr Strahlungsfehler verschwindend gering wird, kann man auf elektrischem Wege die Oberflächentemperatur wesentlich zuverlässiger bestimmen. Man muß freilich auch hierbei sehr darauf sehen, daß das Thermoelement in innigen Kontakt mit der Oberfläche kommt. Wilh. Schmidt (279) benutzte eingesteckte Glasröhrchen, um die Temperaturen der Bodenoberfläche samt der darüberliegenden Luftschicht und der darunter liegenden Bodenschicht mit einem Thermo- element durch Abtasten der Rohrwand zu bestimmen.

Sehr verlockend ist der Gedanke, die Bodenoberflächentemperatur bei Tag oder Nacht nicht an der Oberfläche selbst zu messen, sondern sie als Temperatur der Grenzfläche mittelbar zu erschließen. Man kann das entweder so machen, daß man den Temperaturverlauf im Boden oder in der Luft in allernächster Nähe der Oberfläche beobachtet und die Werte für die Oberfläche dann durch Extrapolation ermittelt. So verfuhr z. B. A. Nyberg (345). Oder man kann aus der Temperaturstrahlung der Oberfläche ihre Temperatur bestimmen. G. Falckenberg (270) hat hierfür ein Meßgerät angegeben und mit Erfolg verwendet. K. Wegener (75) und H. Trojer (74, 76) benutzen einen Parabolspiegel, in dessen Brennpunkt die zugestrahlte Wärme gesammelt wird.

In Indien hat K. R. Ramanathan (274) nach Vorschlag von G. Chatterji ein Quecksilberthermometer in eine gut leitende, 1,5 cm² große Kupferplatte eingepaßt. Dabei war das Quecksilberthermometer möglichst nahe an die untere Grenzfläche der Kupferplatte herangeführt. Durch eine darüberliegende, wärmeisolierende Filzplatte, die als Griff diente, konnte die Kupferplatte über dem erhitzten Boden hin und her bewegt werden. Diese „Bügeleisenmethode“ gibt einen Mittelwert über eine größere Bodenoberfläche hinweg und stellt jedenfalls den besten Weg dar, um mit Quecksilberthermometern die Oberflächentemperatur zu bestimmen. Erwähnung finden soll hier noch die originelle Methode, mittels der es einem englischen Biologen möglich war, in der syrischen Wüste, ohne von seinem Pferde herabzusteigen, die Oberflächentemperatur wenigstens annähernd zu bestimmen. Er führte zu diesem Zweck eine große Zahl von Kugeln aus Wachs mit sich, deren Schmelzen bei stufenweise höheren Temperaturen erfolgte. Er konnte damit die Oberflächentemperatur wenigstens zwischen zwei benachbarte Stufenwerte einschließen.

An der Bodenoberfläche findet man zur Mittagszeit die höchsten Temperaturen, die im bodennahen Luftraum nicht überschritten werden. Die Abb. 65 zeigt eine Temperaturmessung vom 7. August 1918, die G. S. Eaton (268) in Riverside (Illinois) machte. Das Beispiel verdient unser Interesse, da Asphaltstraßen im Leben des modernen Stadtmenschen eine große Rolle spielen. Die strichpunktierte Kurve gibt die Lufttemperatur wieder, die 10 m seitwärts der Straße im Schatten gemessen wurde. Sie zeigt den normalen Temperaturgang mit einem Maximum etwa um 3 Uhr nachmittags. Wesentlich höher liegen die Lufttemperaturen in 120 und 30 cm über der Straße, während die Oberfläche der Straße um Mittag noch rund 20° wärmer ist als die Luftschicht wenige Dezimeter darüber.

Beachten wir an der Abbildung auch die Eintrittszeit der Temperaturmaxima! Das Maximum an der Bodenoberfläche schließt

sich enger als das der Lufttemperatur an die Tagesperiode der Sonnenstrahlung an, liegt daher auch früher als dieses. Auffallend aber ist das bis in die Abendstunden verspätete Maximum der bodennahen Luftschicht. Die Ursache liegt wohl darin, daß der Asphaltboden um Mittag so große Wärmemengen speichert, daß er noch lange nach Mittag beträchtliche Wärme an die darüberliegende Luftschicht

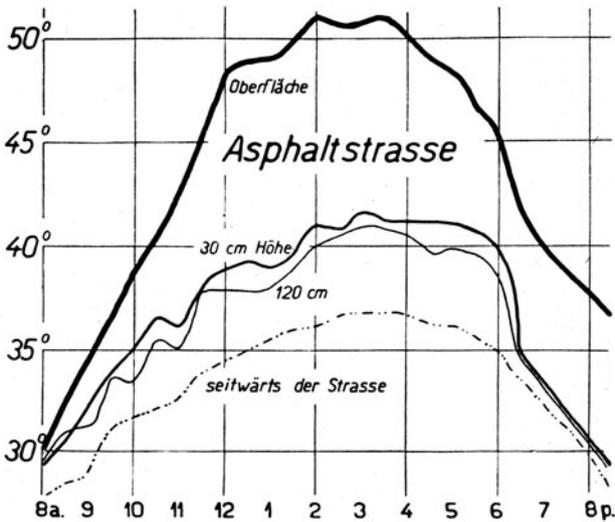


Abb. 65. Temperaturen über einer Asphaltstraße
(Nach G. S. Eaton)

abgibt. In der Abb. 65 geht das daraus hervor daß um 4 Uhr nachmittags die Straße noch um 18° , um 6 Uhr noch 10° wärmer war als die Luft in 30 cm Höhe.

Die hohen Temperaturen, die in den festen Straßendecken entstehen, führen zu Erscheinungen, die A. Schmauß (278) beschrieb. Durch den Beton wird der darunter befindliche Boden fast völlig vom atmosphärischen Luftaustausch abgeschlossen. „Man kann daher in dem Asphaltbelag Aufwölbungen und Aufbeulungen sehen, die offenbar einem Gasdruck von unten entstammen. Die Bestätigung erhält man insbesondere in den Fällen, in denen sich kleine Löcher mit aufgerundeten Rändern in der Decke zeigen, die nur einem Gasdurchbruch ihre Entstehung verdanken können und ganz das Aussehen haben, wie die Augen auf einer zähen, über einem Brenner stehenden Flüssigkeit, die man zeitweise aufplatzen sieht. Dort schließt sich die Wunde wieder, im Asphalt wird sie fixiert.“

Die in der Abb. 65 gezeigten mittäglichen Temperaturen von über 50° C sind noch keineswegs die Höchsttemperaturen, die in unserem Klimagebiet angetroffen werden. Nach einer neueren Zusammenstellung von Br. Huber (514) sind Oberflächentemperaturen von 70° C wiederholt beobachtet und überschritten worden. Man kann in unserem Klimagebiet an Südhängen unter günstigen Bedingungen mit Temperaturen bis zu 80° C rechnen. Über die schädliche Einwirkung derselben auf junge Pflanzen folgen im 17. Kapitel noch Hinweise (s. S. 167 f.). Wie sich die Oberflächentemperaturen im polaren Klima auswirken können, dafür sei noch folgendes Beispiel gebracht.

In seinem Bericht über die deutsche Antarktische Expedition 1938/39 berichtet A. Ritscher (276), daß im Neuschwabenlande 100 Seemeilen landeinwärts vom Schelfeisrand zwischen dunkelroten rundlichen Kuppen eine Anzahl Teiche inmitten der Firneislandschaft entdeckt wurde. „Unsere anfängliche Vermutung, daß der erkennbare Schmelzprozeß auf eine Erwärmung des Geländes von innen heraus, also auf vulkanische Ursache zurückzuführen sei, scheint mehr der Ansicht zu weichen, daß sie die Folge einer von der intensiven Sonnenstrahlung herrührenden Wärmespeicherung ist, für die das Dunkelrotbraun des umgebenden Gesteins die beste Voraussetzung bilden würde“.

Für Strahlungsmessungen benutzt man häufig Schwarzkugelthermometer, das sind Quecksilberthermometer, deren Kugel geschwärzt ist, um möglichst alle auftreffende Strahlung zu absorbieren. Umgeben ist die Kugel von einer zweiten Glaskugel; der Zwischenraum ist luftleer gemacht, damit das Thermometer keine Wärme an die Luft abgeben kann.

Die landläufige Meinung geht dahin, daß die Oberfläche des Bodens, die ja Wärme an die Luft abgibt, im Höchsthalle die Temperatur eines den gleichen Bedingungen ausgesetzten Schwarzkugelthermometers annehmen könnte. Daß diese Meinung falsch ist, zeigten A. F. Dufton und H. E. Beckett (267). Bei dem Schwarzkugelthermometer stellt sich nämlich ein Gleichgewicht her zwischen der Wärmeaufnahme durch die Zustrahlung und der Wärmeabgabe durch Strahlung an die umhüllende Glaskugel. Eine natürliche Oberfläche ist zwar im Gegensatz zum Schwarzkugelthermometer dem Wärmeverlust durch Wärmeleitung und Austausch ausgesetzt. Aber die Wärmeabgabe durch Strahlung kann bei einer ebenen Oberfläche nur nach der einen Raumhälfte, nämlich nach oben hin, erfolgen, bei der geschwärzten Kugel aber nach allen Seiten. Ist die natürliche Bodenoberfläche konkav, so wird die Wärmestauung noch größer. Auch Verhinderung des Austauschs und ein schlecht leitender Boden wirken im gleichen Sinne. Dufton und Beckett führen folgende

Messungen an: Lufttemperatur 20,6° C, Schwarzkugelthermometer 56,1° C, Oberfläche einer geteerten Dachpappe auf wärmeisolierender Unterlage aber 65,5° C. Und dazu ein extremes Beispiel: Bringt man ein Thermometer in einen gut isolierten Kasten mit geschwärzten Wänden und deckt den Kasten mit einer Glasscheibe zu, so kann man im Innern desselben 120° C erreichen, ein geschwärztes Ei also darin „kochen“. Das Schwarzkugelthermometer gibt also noch nicht die unter den örtlichen Zufälligkeiten des Mikroklimas möglichen Extremwerte der Oberflächentemperatur.

Viele Versuche sind gemacht worden, um den Einfluß der Oberflächenbeschaffenheit auf die Bodentemperaturen zu be-

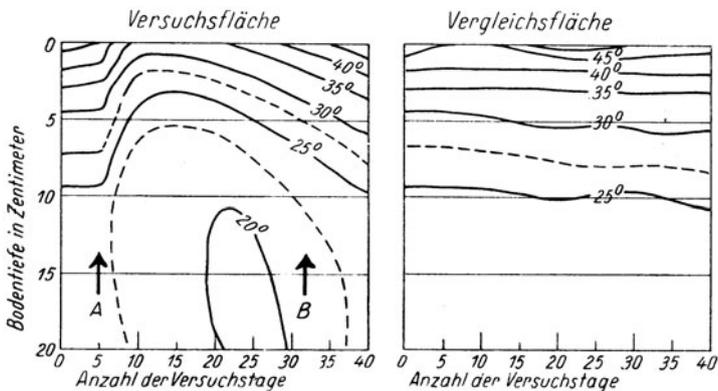


Abb. 66. Änderung der Bodentemperatur durch Aufbringen (A) weißen Kalkpuders
(Nach L. A. Ramdas und R. K. Dravid)

stimmen. So hat beispielsweise schon E. Wollny (285) drei verschiedene Bodenarten teils weiß, teils schwarz gefärbt und den Temperaturgang unter der Oberfläche bestimmt. Einen neuen Versuch ähnlicher Art, der von L. A. Ramdas und R. K. Dravid (300) unter der starken indischen Sonne gemacht wurde, zeigt die Abb. 66. In der linken Hälfte ist der Temperaturgang an den 40 Versuchstagen auf der eigentlichen Versuchsfläche, in der rechten Hälfte auf einer unverändert gebliebenen Vergleichsfläche wiedergegeben. Beide Flächen hatten „schwarzen Baumwollboden“. 5 Tage nach Beginn der Messungen (Zeitpunkt A) wurde auf die Versuchsfläche eine ganz dünne Lage weißen Kalkpuders aufgestreut. Dadurch springen die Isothermen in die Höhe, und es dauert fast 10 Tage, bis die Veränderung zur vollen Auswirkung kommt. An der Bodenoberfläche ist es dann rund 15° kühler als an der Oberfläche des schwarzen Bodens (Vergleichsfläche). Noch bis in mindestens 10 cm Tiefe macht sich der

Oberflächeneinfluß geltend. Zum Zeitpunkt *B* wurde der Kalkpuder wieder entfernt. Er war schon vorher durch den Einfluß des Windes und der Feuchtigkeit in seiner Wirkung geschwächt worden. Aber nach seiner völligen Entfernung dauert es noch 1 bis 2 Wochen, bis auf der Versuchsfläche dieselben Verhältnisse wie auf der Vergleichsfläche wieder erreicht sind.

C. Dorno (266) hat den Einfluß untersucht, den der Anstrich des Holzes auf die Temperaturen des Holzes ausübt. Hierfür setzte er vier zylindrische Holzklötzchen von 3 cm Höhe und $2\frac{1}{2}$ cm Durchmesser auf einem Davoser Südbalkon der Sonne aus. Thermometer waren in eine quecksilbergefüllte Höhlung der Klötzchen eingelassen. Er fand, daß den Einstrahlungswirkungen von einer Grammkalorie folgende Temperaturerhöhungen des Holzes über die Temperatur der Umgebung bei den verschiedenen Farben entsprachen: Bleiweißanstrich $10,8^{\circ}$ C; rosa Anstrich (Zinkweiß mit Dammarlack) $11,0^{\circ}$; gelber Ockeranstrich $14,8^{\circ}$; rote Ölfarbe $15,7^{\circ}$ und endlich für ein rußüberzogenes Hölzchen $16,9^{\circ}$ C.

Für technische Oberflächen hat K. Schropp (281) eine Reihe von Messungen ausgeführt. Die betreffenden Oberflächen wurden auf einer 5 cm dicken, isolierenden Korkplatte angebracht und die Temperaturen bei Sonnenschein und Luftruhe mit einem Thermoelement gemessen. Er fand, daß unter gleichen Bedingungen schwarzes Papier oder Emailleschwarz bei Tage 45 bis 55° C erreichten, weiße Oberflächen 15 bis 20° , während eine glänzende Aluminiumfolie nur 15° C zeigte. Bei Nacht hatten alle Oberflächen 2 bis 4° Unter-temperatur.

Eisenbahnschienen erwärmen sich sehr stark im Sonnenschein. Bekannt sind nur die Messungen von K. R. Ramana-than (274) in Indien. Eine 1,50 m lange Schiene legte er in Agra auf Schotter 10 cm über den Boden. Eine senkrechte, 25 mm tiefe Bohrung in der Schiene war zur Hälfte mit Quecksilber gefüllt. Dahinein kam das Thermometer. In der folgenden Tabelle sind im

Monat	Maxima				Minima			
	mittlere		absolute		mittlere		absolute	
	Luft	Eisenbahn-schiene	Luft	Eisenbahn-schiene	Luft	Eisenbahn-schiene	Luft	Eisenbahn-schiene
Mai. . . . 1927	41,4	56,1	45,1	59,8	25,6	23,2	23,1	20,2
Juni	41,0	54,6	44,3	61,1	27,8	26,2	20,9	17,3
August	31,5	47,7	36,6	54,4	25,2	24,7	22,5	21,9
September..	34,0	49,6	37,7	56,5	22,5	21,7	19,4	18,1
November..	26,6	39,6	31,7	47,4	11,4	9,5	5,8	3,2
Januar 1928	21,6	34,2	25,0	40,9	7,1	5,2	2,7	1,5

Auszug einige mittlere und absolute Monatsextreme mitgeteilt, umgerechnet in °C, sowohl für die Eisenbahnschiene wie für die gleichzeitig in einer Beobachtungshütte (Stevenson Screen) gemessenen Lufttemperaturen.

In Geisenheim a. Rh. machten 1938 und 1939 H. Schanderl und N. Weger (277a) Versuche an einer nach SW gerichteten, 3 m hohen Spaliermauer aus hellbraunem Quarzit, die teils naturfarben blieb, teils mit schwarzem bzw. weißem Anstrich versehen war. Vor ihr waren Tomaten gepflanzt, deren Wachstum und Ertrag gemessen wurde. Die wahre Lufttemperatur wurde mit einem Platinfadenthermometer (s. S. 70), die Rückstrahlung der Mauer mit einem Schwarzkugel-Widerstandsthermometer beobachtet. In 10 cm Abstand von der Mauer waren die Luft- und Pflanzentemperaturen vor den drei verschiedenen Mauerteilen nicht wesentlich verschieden, wohl aber die Rückstrahlung. Setzt man die gesamte Rückstrahlung der schwarzen Mauer = 100, so war am sonnigen 19. Juni 1940 diejenige der naturfarbenen 110, die der weißen sogar 156. Im kurzwelligen Spektralbereich waren die Unterschiede noch größer.

Am Anfang wuchsen die Tomaten vor der schwarzen Mauer erheblich schneller, jedoch brachten sie weniger Ertrag. Der geringere Strahlungsgenuß in Verbindung mit der überwiegend langwelligen Rückstrahlung stimulierte hier die Pflanzen im rein vegetativen Wachstum, während vor den weißen Mauerabschnitten der höhere Strahlungsgenuß, vor allem an kurzwelliger Strahlung, das Längenwachstum verlangsamte, aber dafür die Fruchtbarkeit stimulierte. Der Mehrertrag an Tomaten vor der weißen Mauer rechtfertigte wirtschaftlich durchaus die Kosten des Anstrichs.

Zu erwähnen ist hier noch die Bewegung der Bodenoberfläche durch den Bodenfrost. Sie spielt im Frühjahr in der Landwirtschaft unter Umständen eine große Rolle (Auffrieren). R. Fleischmann (271, 272) hat ein einfaches Gerät angegeben, mit dem die vertikale Bodenbewegung leicht gemessen werden kann, und hat selbst zahlreiche Beobachtungen durchgeführt. Er schreibt über das Auffrieren: „Die Wirkung des Gefrierens der Wasserteilchen in den Bodenhöhlräumen bedingt Volumenvergrößerung, das Auftauen hingegen bedingt ein Sinken der Oberfläche. Je größer der Unterschied der Temperatur unter dem Nullpunkt um 14 Uhr gegen 7 Uhr des nächsten Tages ist, desto größere Mengen Bodenwassers gefrieren, und je tiefer sich der Schauplatz dieses Wechselspiels in die Ackerkrume hineinzieht, desto höher das Auffrieren“. Es scheint, daß bei einer Hebung des Bodens um ungefähr 15 mm das Abreißen der Wurzeln im Boden und damit die Schädigung für die Landwirtschaft beginnt. Um einen Anhalt zu geben, welche Auffrierbewegungen vorkommen, sei nachstehend die Anzahl der Fälle gegeben, die

R. Fleischmann in den Jahren 1931 bis 1935 für die einzelnen Größen der Auffrierbewegung fand.

Auffrierbewegung:	0—5	5—10	10—15	15—20	20—25 mm
Anzahl der Fälle 1931—1935	57	38	4	3	2

Über den Vorgang der Bodenatmung, die hier nicht besprochen werden soll, sehe man die neueren Arbeiten von M. Diem (265) und von W. Schmidt und P. Lehmann (280).

14. Kapitel

Einfluß von Bodenart und Bodenzustand

Im letzten Kapitel hatten wir uns nur mit der Oberfläche des Bodens, seinen Eigenschaften und Temperaturverhältnissen befaßt. Die Temperaturen unterhalb der Oberfläche im Boden sind in ihren allgemeinen Zügen im 3. Kapitel (S. 30 ff.) dargelegt. Dort war auch schon der Einfluß der Wärmeleitfähigkeit des Bodens auf den Wärmeumsatz im allgemeinen besprochen worden. Eine Tabelle der Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit verschiedener Bodenarten findet man auf S. 30.

Der Einfluß der Bodenart und des Bodenzustandes auf das bodennahe Mikroklima ist aber so groß, daß wir im vorliegenden Kapitel ausführlicher davon sprechen müssen. Es ist nicht beabsichtigt, hierbei in das Grenzgebiet der Bodenkunde einzudringen. Vielmehr soll die Einwirkung des Bodens auf die bodennahen Temperaturen der leitende Gesichtspunkt für unsere Betrachtungen sein. Die Lufttemperaturen in Bodennähe bleiben aber unverständlich ohne die Kenntnis der Bodentemperaturen. Eine Fülle meteorologischer Facharbeiten gibt es auf diesem Gebiet.

Vom 10. bis 12. August 1893 hat Th. Homén (82) in Finnland bei klarem Wetter Temperaturbeobachtungen in und über drei verschiedenen Bodenarten durchgeführt, von denen S. 32 bereits die Rede war. Diese alten Versuche, die in ihrer Anordnung dem damaligen Stande unseres Wissens weit vorausseilten und heute noch nicht überholt sind, sollen ein erstes Beispiel für den Einfluß der Bodenart auf den Temperaturgang liefern. In der Abb. 67 sind die Mittelwerte der höchsten und niedrigsten Tagestemperaturen für die genannten drei Tage graphisch dargestellt.

Im Granitfels (punktierte Kurven) ist es, wie zu erwarten, in der Felsoberfläche am heißesten (35°); die Temperatur nimmt

in der Luft darüber rasch ab. Das zugehörige Maximum der Lufttemperatur in 2 m Höhe von nur mehr 23° ist durch einen kleinen Doppelkreis angedeutet. Gegen das Felsinnere nimmt die Temperatur von der Oberfläche an zuerst rasch, dann langsamer ab. Bei Nacht ist der Verlauf entgegengesetzt. Im Felsinnern nimmt die

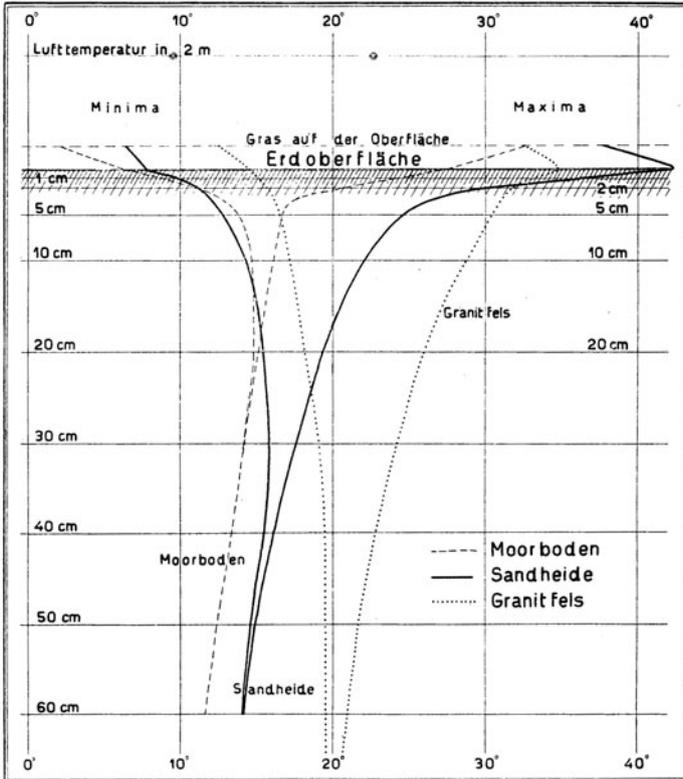


Abb. 67. Temperaturmaxima und -minima in drei verschiedenen Bodenarten (Nach Th. Homén)

Temperatur mit der Tiefe zu. Das örtliche Minimum liegt nicht an der Felsoberfläche, sondern in Höhe der Grasoberfläche der Umgebung, die sich stärker abkühlt als der Fels.

Das Minimum der Lufttemperatur in 2 m Höhe von nicht ganz 10° C (kleiner Doppelkreis) zeigt anormalerweise eine noch tiefere Temperatur als die Felsoberfläche. Die Lufttemperatur ist nämlich nicht über jeder Bodenart einzeln gemessen, sondern ist für die drei

Orte gemeinsam beobachtet. Der Fels mit seiner guten Wärmespeicherung hat aber verhältnismäßig hohe Temperaturen. Die zwei punktierten Kurven liegen daher in der rechten Hälfte der Abb. 67; die Maximum- und Minimumkurven liegen weit auseinander und laufen auch in der Tiefe von 60 cm noch nicht zusammen. Dies ist ein Zeichen, daß die Tageswärme in den Fels tief eindringt. Daher wird auch bei Nacht viel Wärme aus dem Innern herangeführt und verursacht das hohe Temperaturniveau im Fels bei Nacht, höher als dasjenige der Luft. Geht man abends an Felswänden oder an einzelstehenden Häusern nahe vorbei, so kann man die Rückgabe der aufgespeicherten Tageswärme an die anliegende Luft unmittelbar spüren.

Der Sandboden (ausgezogene Kurven) erhitzt sich in der obersten Schicht außerordentlich stark, noch wesentlich stärker als der Granitfels. Dann nimmt aber die Temperatur nach oben und unten sehr rasch ab. Es ist ein trockener Boden wie der Granit, aber wegen der Lufteinschlüsse zwischen den Sandkörnern von viel geringerer Wärmeleitfähigkeit. Die Tageswärme dringt nicht so tief ein wie im Granit; in 60 cm Tiefe ist praktisch kein Einfluß der Tagesschwankung mehr vorhanden.

Wie benachteiligt ist aber der feuchte Boden der Moorwiese! Die gestrichelten Kurven liegen im linken Teil der Abb. 67, also im kalten Gebiet. Zwar greift das Maximum an der Oberfläche (hier an der Grasoberfläche) noch weit nach rechts hin. Der Temperaturabfall im Bodeninnern ist aber sehr jäh; schon in 5 cm Tiefe ist infolge der geringen Wärmeleitfähigkeit die Tagesschwankung so unbedeutend, wie im Granit erst in 45 cm Tiefe. Bereits in 25 cm ist sie ganz verschwunden. In der Nacht zeigt der Moorboden die tiefsten Temperaturen, die überhaupt vorkommen; das Minimum liegt wiederum an der Oberfläche des kurzen Grasses. Daß die Kurven im Bodeninnern insgesamt eine Neigung von rechts oben nach links unten haben, beruht darauf, daß die Beobachtungen zur Zeit einer Erwärmung (heiteres Wetter nach trüben Tagen) gemacht wurden; dieser Erwärmung folgt das Bodeninnere langsam nach.

Ein neueres Beispiel entnehmen wir einer Arbeit von N. K. Johnson und E. L. Davies (292). Im Jahre 1925 machten sie Temperaturbeobachtungen in sechs verschiedenen Bodenarten in Salisbury Plain (England). Die verschiedenen Bodenarten waren in Kästen von 1 qm Oberfläche 15 cm tief eingefüllt. 1 cm unter der Oberfläche jedes Bodens wurde ein Maximum- und ein Minimumthermometer in zwei Messingrohren von 10 cm Länge und 1 cm Durchmesser eingelegt. In der nachfolgenden Tabelle ist die monatliche Temperaturschwankung für den Juni und den Januar mitgeteilt, umgerechnet in $^{\circ}\text{C}$.

Monatliche Temperaturschwankung ($^{\circ}$ C)

	Juni 1925	Januar 1925
Teer-Makadam	32,6	6,8
Sandboden	25,9	5,4
Erde	25,0	5,4
Kies	21,1	5,7
Grasbewachsener Boden	16,0	3,3
Lettenboden	11,5	5,0
Zum Vergleich: Lufttemperatur in 1,2 m (Stevenson-Hütte)	14,2	6,6

Der Juni kennzeichnet die sommerlichen Verhältnisse. Weitaus die größte Temperaturschwankung zeigt der Teer-Makadam, den wir schon als einen extremen künstlichen Boden kennenlernten (s. S. 126 f.). Es folgt, in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Homén, der Sandboden, dann die Erde, später der grasbewachsene Boden. Der Kiesboden hat wegen der vielen, schlecht leitenden, luftgefüllten Zwischenräume nicht die Eigenschaften des Felsbodens, die uns aus der Abb. 67 bekannt sind. Auffallend niedrig ist die Schwankung bei dem feuchten Lettenboden. In der letzten Zeile der Tabelle ist die gleichzeitig gemessene Schwankung der Lufttemperatur mitaufgeführt. Sie ist im Vergleich zu den Böden gering, wie das nach unserer Kenntnis vom Temperaturgang in der bodennahen Luftschicht im Vergleich zum Temperaturgang im Boden (s. S. 11, 26 und 75 f.) nicht wundert.

Im Januar jedoch, also zur Winterszeit, ist die Temperaturschwankung der Luft fast ebenso groß wie diejenige im Teer-Makadam. Während die Luft im Sommer an zweitletzter Stelle stand, steht sie im Winter an zweiter Stelle. Im Sommer nämlich hatte die Strahlung und die von ihr gesteuerte Bodentemperatur die Lufttemperatur in Bodennähe bestimmt. Im Winter aber, der besonders im trüben maritimen Klima Englands strahlungsarm ist, tritt der Einfluß des Bodens zurück. Die Lufttemperatur wird geregelt durch den Luftmassenwechsel und zeigt dadurch eine verhältnismäßig große monatliche Schwankung.

W. Kreutz und M. Rohweder (297) haben mittels der Korrelationsrechnung die außerordentlich enge Beziehung zwischen den Boden- und Lufttemperaturen ziffernmäßig festzustellen versucht. Nimmt der Boden wegen seiner guten Wärmeleitfähigkeit untermags viel Wärme auf und gibt er deshalb auch bei Nacht viel Wärme ab, so ist das Mikroklima in der bodennahen Luftschicht gemäßig. Je geringer aber die Wärmeleitfähigkeit des Bodens ist, desto größer ist der Anteil derjenigen Wärmemenge, die zur Zeit der Einstrahlung an die bodennahe Luftschicht abgegeben wird,

desto größer ist aber auch der nächtliche Wärmeverlust durch Ausstrahlung, weil dann keine Wärmereserven vom Tage her im Boden vorhanden sind.

Die Abb. 68 gibt nach Wilhelm Schmidt (113) einen Überblick über die verschiedenen Anteile an Wärme, die dem Boden bzw. der Luft zugutekommen; die letzteren sind in der Abbildung schraffiert. Bodenarten, die in der Abbildung eine vorwiegend weiße

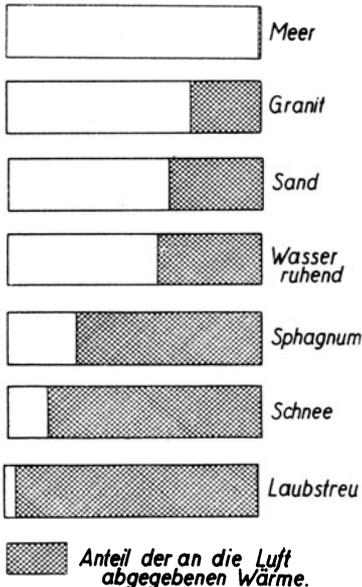


Abb. 68. Wie die verschiedenen Bodenarten die zugestrahelte Wärme verwerten

Fläche haben, bewirken nach dem vorher Gesagten ein gemäßigtes Mikroklima, Bodenarten, die eine vorwiegend schraffierte Fläche haben, ein extremes Mikroklima.

An oberster Stelle steht das Meer. Aus Gründen, die im folgenden Kapitel besprochen werden, bleibt nahezu alle zugestrahelte Wärme im Wasser. Daher gibt es auch praktisch keinen Tagesgang der Temperatur im wassernahen Luftraum. Über dem Meer beträgt die Tageschwankung der Lufttemperatur noch nicht $\frac{1}{2}^{\circ}$ C. An zweiter Stelle steht der Granit, der uns aus Homéns Untersuchungen durch seinen günstigen Wärmehaushalt bekannt ist. Hinter dem an dritter Stelle stehenden Sandboden kommt überraschenderweise das ruhende Wasser. Es ist darunter Wasser verstanden, das aus irgendwelchen Gründen

nicht zur Durchmischung kommt. Dieser Fall ist z. B. gegeben bei seichten, verlandenden Gewässern. Wilhelm Schmidt (327) ist es auch gewesen, der diese theoretisch erschlossene Tatsache durch praktische Messungen beweisen konnte. Wenn man in verlandenden Seebuchten an heißen Sommernachmittagen mit dem Kahne fährt, kann man das auch jederzeit eindrucksvoll an der ungeheuren Hitze und Schwüle, die in der Luft unmittelbar über dem Wasser herrscht, empfinden (s. S. 154).

In der Abb. 68 folgt an nächster Stelle das Sphagnum-Polster, das für die Temperaturverhältnisse der Moore einen bedeutenden, und zwar ungünstigen Einfluß hat. An vorletzter Stelle steht der Schnee. Der extreme Temperaturgang in der schneenahen Luftschicht ist

von den sehr tiefen Wintertemperaturen her bekannt, die eintreten, sobald der Boden durch die Schneedecke abisoliert ist (Näheres im 16. Kapitel).

Für viele praktische Fragen ist es nun von großer Bedeutung, daß die abgestorbene Pflanzendecke, die den Boden überzieht, z. B. die Laubstreu, eine noch geringere Wärmeleitfähigkeit besitzt als die Schneedecke. Über solch einer Decke ist mithin die Temperaturschwankung im Bereiche des Mikroklimas noch größer als über Schnee.

F. Firbas (288) zeigte durch eine größere Reihe von mikroklimatischen Temperaturmessungen in Eichen- und Buchenwäldern, daß die jähe Erwärmung der besonnten Laubstreu es der Frühjahrsvegetation (Anemonen, Leberblümchen usw.) in diesen Wäldern ermöglicht, ihre Blüte vor dem Laubausbruch der Buchen und Eichen zu erledigen. In den ersten Maitagen konnte er innerhalb der Laubstreu Temperaturen bis zu 43° feststellen! Der Nachteil der starken Ausstrahlung tritt in diesem Falle zurück, da selbst der unbelaubte Altbestand einen hinreichenden Schirm als Ausstrahlungsschutz bildet.

Das ist aber ein besonders günstig gelagerter Einzelfall. Normalerweise ist die schlechte Wärmeleitfähigkeit ein großer Nachteil, namentlich in der Forstwirtschaft. Wenn eine neu angelegte Kultur von Gras und Unkraut überwuchert wird, das dann alljährlich im Herbst abstirbt und den Bodenüberzug aus totem organischen Material vergrößert, werden solche Kulturen zu Frostherden. Denn den ungewöhnlich hohen Mittagstemperaturen, welche die Pflanzen zum Austreiben anreizen, stehen ungewöhnlich tiefe Nachttemperaturen gegenüber. In einem Lehrrevier der forstlichen Hochschule Eberswalde haben R. Geiger und G. Fritzsche (290) neuerdings einen ziffernmäßigen Nachweis dazu erbracht.

Auf einer verunkrauteten, frostzerstörten Kiefernkultur war in einem Teilstück der Boden gleich einem Ackerboden mit dem Tiefpflug bearbeitet worden. Dies „Vollumbruch-Verfahren“ hatte die tote, schlecht leitende Oberflächenschicht des Bodens zerrissen und mit dem darunter gelegenen mineralischen Boden durchmischt. Im Jahre 1937 und zu Wintersausgang 1939 waren Teile der Kultur auf diese Weise behandelt worden. Im Frühjahr und Sommer 1939 wurden auf diesen zwei bearbeiteten und auf der unbearbeiteten Fläche die nächtlichen Temperaturminima in 10 cm über der Bodenoberfläche gemessen. Vier Beobachtungsstationen, die in genau derselben Seehöhe lagen, lieferten die Ergebnisse der umstehenden Tabelle.

In allen Zahlen tritt der Einfluß der Bodenart deutlich und stets in gleicher Reihenfolge zutage. Die Veränderung des Bodens durch

Bodenart	Spätfrostnächte 1939			Mittel aus 30 kalten Nächten	Anzahl der Frost- nächte	Letzter Spätfrost
	13./14. Mai	29./30. Mai	10./11. Juni			
Verunkrautete Frostfläche in leichter Mulde	-3,5	-8,1	-4,1	-0,6	17	12. Juli
Verunkrauteter ebener Kulturboden	-1,6	-6,5	-3,7	+0,2	15	28. Juni
1937 durch Vollumbruch behandelter Boden	-0,3	-3,9	-1,0	+3,3	9	15. Juni
1939 durch Vollumbruch behandelter Boden	+0,2	-3,4	+0,5	+4,0	6	15. Juni

den Vollumbruch gestaltet den Wärmehaushalt der bodennahen Luftschicht in günstigem Sinne um und vermindert die Frostgefährdung der dort wachsenden Kulturen. Dabei erweist sich der neuere Vollumbruch als wirksamer wie der ältere. Der 1937 durchpflügte Boden setzte sich nämlich mit der Zeit und begann, wie auch der Augenschein lehrte, auf der verdichteten Oberflächenschicht wieder zu verunkrauten. Darin liegt einerseits ein neuer Beweis dafür, daß tatsächlich die Umgestaltung der Bodenart für die Änderung der Nachttemperaturen verantwortlich ist, andererseits ein praktischer Hinweis darauf, daß der Vollumbruchboden seine spätfrostverhütenden Eigenschaften in dem Maße verliert, als die darauf wachsenden Kulturen größer und frosthärter werden.

Neben der Bodenart ist der Bodenzustand zu berücksichtigen.

Im letzten Beispiel war durch den Pflug eine Bodenart in eine andere Bodenart umgewandelt worden, nämlich der Zweischichtenboden, der über dem Mineralboden eine Schicht abgestorbener Pflanzenreste trug, in einen gleichartigen, überwiegend mineralischen Boden. Fassen wir aber ein und dieselbe Bodenart ins Auge, so bedeutet die Bearbeitung desselben mit dem Pflug, daß der Boden gelockert, also lufthaltiger wird. Da die Luft viel schlechter die Wärme leitet als irgendeine Bodenart, so bedeutet Bodenbearbeitung eine Verschlechterung des Wärmehaushalts.

So erklärt sich beispielsweise die Beobachtung von K. Bender (808), der schreibt: „Ich werde mich immer daran erinnern, wie nach einer Frostnacht auf einem Kartoffelfeld die Pflanzen auf dem tags zuvor gejäteten Stück restlos Frostschäden zeigten, während das in diesem Fall zum Glück noch nicht bearbeitete Stück keine Schäden aufwies.“ Ähnliche Beobachtungen kann man wiederholt machen. Wilh. Schmidt (302) führte vergleichsweise Temperaturmessungen in einem unbestellten und einem umgepflügten Acker aus. Die Temperaturen am 23. und 24. August 1924 waren die folgenden:

Tageszeit: Bodenzustand:	Früh um 5 ^h		Nachmittags 15 ^h	
	fest	gelockert	fest	gelockert
Bodenoberfläche	11,6	9,6	31,0	36,4
5 cm Tiefe	13,8	12,4	27,6	29,0
10 cm Tiefe	15,4	16,4	24,2	23,8

An beiden Stellen nimmt früh die Temperatur mit der Tiefe zu, nachmittags mit der Tiefe ab (Ausstrahlungs- und Einstrahlungstypus). Aber auf dem gelockerten Boden ist es zufolge der verringerten Wärmeleitfähigkeit in der oberen, etwa 8 cm tiefen Bodenschicht

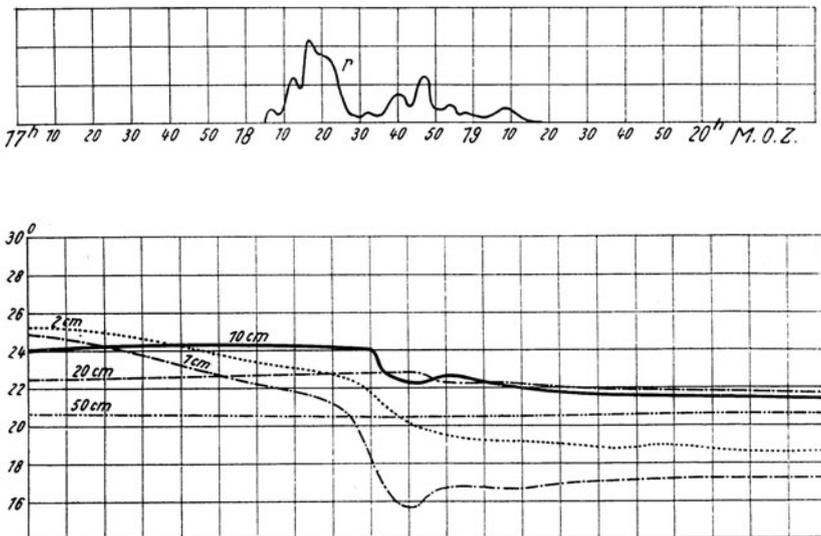


Abb. 69. Das Eindringen des kalten Gewitterregens markiert sich in der Registrierung der Bodentemperatur
(Nach F. Becker)

nachts kälter (frostgefährdeter!), mittags heißer als auf dem unberührten, dichteren Boden. Unterhalb 8 cm Bodenabstand kehren sich die Verhältnisse dann um. Denn im gelockerten Boden vollzieht sich der Wärmeumsatz mehr in den oberflächennahen Schichten. Im dichteren Boden aber führt das tiefere Eindringen der täglichen Temperaturwelle zu höheren Tages- und niedrigeren Nachttemperaturen in den tieferen Schichten als im gelockerten Boden.

Neben der Bodenbearbeitung ist es vor allem der Wassergehalt des Bodens, der die Temperaturverhältnisse des Bodens und damit der bodennahen Luftschicht beeinflusst.

Schon das eindringende Regenwasser oder Schmelzwasser der Schneedecke bringt seine eigene Temperatur mit und beeinflusst dadurch die Bodentemperaturen. F. Becker (287) veröffentlichte die in der Abb. 69 wiedergegebene Temperaturregistrierung, die mit elektrischen Thermometern in Potsdam gewonnen wurde. Sie zeigt in der unteren Hälfte den Temperaturgang, in der oberen Hälfte den

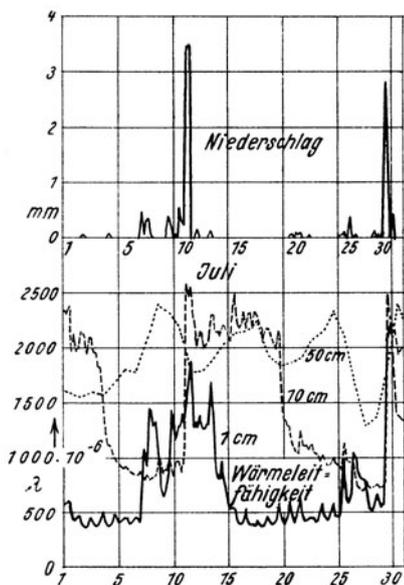


Abb. 70. Zusammenhang zwischen dem Niederschlag und der Wärmeleitfähigkeit des Bodens

(Nach F. Albrecht)

Gang des Niederschlags am 3. Juli 1936 während eines Gewitterregens, der insgesamt 20,8 mm lieferte. 19 Minuten nach Regenbeginn gibt das Thermometer in 1 cm Tiefe die „Zeitmarke“, daß das kalte Regenwasser eingetroffen ist. In dieser verhältnismäßig langen Zeit ist der Benetzungswiderstand der Bodenoberfläche mit enthalten; denn von 1 zu 2 cm Tiefe braucht das Sickerwasser nur noch 3 Minuten, von 2 bis 10 cm 6 Minuten und von 10 bis 20 cm 10 Minuten. Solch schöne Selbstregistrierungen einsickernden Regenwassers sind allerdings selten und nur nach so heftigen Niederschlägen wie im obigen Beispiel zu erhalten. T. Bălănică (286) konnte

in seinen Bodentemperaturregistrierungen nahe bei München einen ähnlichen Fall nicht finden.

F. Albrecht (374) zeigte am Beispiel des Monats Juli 1937, in welchem Zusammenhang der Niederschlag und die Wärmeleitfähigkeit des Bodens im allgemeinen steht. Die Abb. 70 gibt oben für die 31 Monatstage den gefallenen Regen an; darunter befinden sich die Ergebnisse von Registrierungen der Wärmeleitfähigkeit des Bodens in den drei Tiefen 1, 10 und 50 cm. Sie wurden mittels des Albrecht'schen Wärmeleitfähigkeitsmessers erhalten.

Man erkennt sogleich, daß feuchtem Boden hohe Leitfähigkeit entspricht. Es wird nämlich die schlechtleitende Porenluft des Bodens durch das gutleitende Wasser verdrängt. In den oberflächennahen Schichten ist der Boden im allgemeinen und in Trockenzeiten

in besonderem Maße trockener und daher schlechter leitend als in den tieferen Schichten. Die 1 cm-Kurve spricht rasch und stark auf die Niederschläge an. Gegen die Tiefe zu zeigt sich eine Phasenverschiebung; sie beträgt in 50 cm Tiefe (punktierte Kurve) schon viele Tage. In trockenen Zeiten besitzt die 1 cm-Kurve einen ausgesprochenen Tagesgang, wie Abb. 70 gut erkennen läßt. Er wird von F. Albrecht auf „die stärkere Pressung des dann stark erwärmten Sandes“ zurückgeführt, ist aber vielleicht einfach aus dem Tagesgang der Bodenfeuchtigkeit zu erklären, für den L. A. Ramdas und M. S. Katti (301) zahlreiche neuere Messungen lieferten.

Da der Wassergehalt des Bodens ständigen Schwankungen unterworfen ist, wird die Wärmeleitfähigkeit des Bodens eine von Zeit und Witterung abhängige Größe. J. Schubert (22) machte daher den Vorschlag, die Wärmekapazität des Bodens von vornherein in zwei Komponenten zu teilen, nämlich die Wärmekapazität des trockenen Bodens („Trockenkapazität“) und die zusätzliche Komponente, die durch den Wassergehalt verursacht ist. Erstere Größe ist eine Bodenkongstante, also für einen bestimmten Ort unveränderlich. Die zweite Größe trägt den zeitlichen Veränderungen Rechnung. Sie ist gleich dem Wassergehalt des Bodens, sofern man die Wärmekapazität auf die Volumeneinheit, nicht wie sonst üblich auf die Masseneinheit bezieht.

Den Einfluß der Bodenfeuchtigkeit auf die Bodentemperatur festzustellen, hat man sich schon früher vielfach bemüht. Die ältesten mir bekannten Messungen sind diejenigen von E. Wollny (305). In der Abb. 71 ist ein Versuch von L. A. Ramdas und R. K. Dravid (300) aus dem Jahre 1934 gezeigt. In der linken Hälfte der Abbildung ist die eigentliche Versuchsfläche, in der rechten eine unberührte Vergleichsfläche gezeigt. Die Temperaturkurven beziehen sich auf die Bodentemperaturmessungen vom 1. bis 6. Mai 1934, jeweils um 14 Uhr. Am zweiten Versuchstag früh 6 Uhr (Zeitpunkt *W*) wurde der Boden künstlich bewässert. Die damit verbundene Abkühlung läßt die Isothermen im Boden jäh emporsteigen. Wie aus der Vergleichsfläche zu ersehen ist, brachte die Witterung der folgenden Tage eine Abkühlung. Die Wirkung der Bewässerung tritt aber anfangs doch mit aller Deutlichkeit heraus und ist am sechsten Tage noch nicht völlig abgeklungen.

Für einen begrenzten Ortsbereich hat O. Fuchs (289) den Einfluß der Bodenfeuchtigkeit auf das bodennahe Temperaturfeld untersucht. Ihn leitete hierbei das Ziel, den Zusammenhang zwischen den Aufwindfeldern, die den Segelflug begünstigen, und dem Bodenzustand in der Umgegend Darmstadts festzustellen. Dabei zeigte sich die thermische Konvektion in hohem Maße vom Bodenwasser abhängig. Es bildete sich ein Temperaturgefälle von trockenen zu feuchten

Gebieten; an den Stellen schroffer Temperatargegensätze setzte vorzugsweise die Ablösung der erwärmten Luft vom Boden ein.

Wie auch auf kleinstem Raume die Bodenfeuchtigkeit sich ändern und damit die forstlichen Standortverhältnisse bestimmen kann, ersehe man aus einer Arbeit von G. Krauß und Mitarbeitern (296).

Die Unterschiede der Bodenart und deren Einfluß auf den Wärmehaushalt im Boden werden einem aufmerksamen Beobachter bei drei meteorologischen Vorgängen unmittelbar sichtbar. Es ist dies der Schmelzvorgang bei frisch gefallenem Schnee, die Reifbildung und die Glatteisbildung.

Der Schnee bildet sich in den höheren Luftschichten; daher ist der Schneefall unabhängig vom Mikroklima. Fährt man bei Tem-

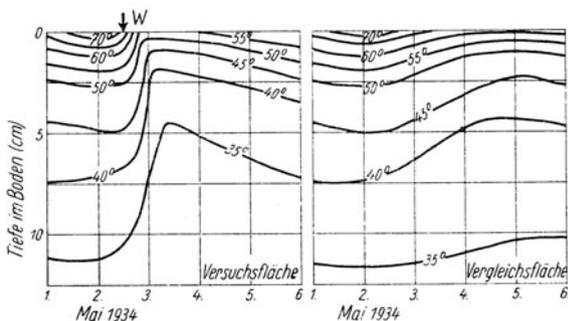


Abb. 71. Einfluß einer künstlichen Wassergabe (W) auf die Bodentemperatur
(Nach Versuchen von L. A. Ramdas und R. K. Dravid)

peraturen etwas über 0° und naß fallendem Schnee durch gebirgiges Land, so kann man im Überblick über weite Strecken beobachten, daß die untere Grenze des Schneefalls mit einer Isohypse zusammenfällt.

Sobald aber der Schnee liegt und der Wirkung von Strahlung, Wind, Bodenwärme usw. ausgesetzt ist, beginnen rasch die mikroklimatischen Unterschiede sichtbar zu werden, und dies um so rascher, je dünner die Schneedecke ist. Von der unteren Schneegrenze aus beginnt die Zerlappung. Auf gut wärmeleitenden Böden steigt die Schneegrenze unter dem Einfluß der von unten zuströmenden Wärme rasch in höhere Lagen, ebenso wie auf Hängen, auf denen die Strahlungszufuhr Wärme von oben an die Schneedecke liefert und sie damit beseitigt.

Eine sehr hübsche Beobachtung dieser Art hat H. Mayer (299) im Lichtbild festgehalten. Wir geben es in der Abb. 72 wieder. Im

April 1933 waren die Teilnehmer des Frankfurter meteorologischen Instituts zum Besuche des Forschungsinstituts auf dem Jungfrau-joch in das Lauterbrunnental gekommen. H. Mayer schreibt: „Eine geschlossene Neuschneedecke von ungefähr 10 cm Dicke und 0° C lag auf dem über 0° C warmen Erdboden. Die Lufttemperatur betrug ebenfalls 0° C. Wegen der tief herabreichenden Wolkendecke war nur eine schwache diffuse Himmelsstrahlung wirksam, so daß der Schnee hauptsächlich durch die aus dem Boden kommende Wärme geschmolzen wurde. Zuerst schmolz der Schnee auf dem gewachsenen



Abb. 72. Die verschiedene Wärmeleitfähigkeit des Bodens wird bei abschmelzender Schneedecke sichtbar
(Aufnahme von H. Mayer)

Fels, dann auf den Wiesen und dem bewachsenen Gehängeschutt. Überall war er bereits vollständig weggeschmolzen, als wir vor dem Staubachtal, inmitten der grünen Hänge noch eine geschlossene Schneedecke erblickten. Der an den senkrechten Wänden eines ehemaligen Gletschertrogs über 300 m Tiefe herabstürzende Staubachfall hat an seinem Fuße in dem verfestigten, bewachsenen Gehängeschutt ein kleines Erosionstal gebildet. Der in diesem Einschnitt neu gebildete Schutt trug noch eine geschlossene Schneedecke. Das diesen Kegel bildende Gestein, das erst in verhältnismäßig junger Zeit von den Wassermassen mit herausgebracht ist, hat in seinen einzelnen Zügen sicherlich die gleiche, gegenüber dem Boden hohe Wärmeleitfähigkeit. Durch den lockeren Aufbau des noch nicht

verfestigten Schuttkegels war seine gesamte Wärmeleitfähigkeit jedoch durch die in den Hohlräumen vorhandene Luft bestimmt und deshalb viel geringer als die des verfestigten Erdbodens. Der Schnee fing erst an zu schmelzen, als durch Aufklaren die Sonne wirksam wurde.“

Ebenso aufschlußreiche Beobachtungen kann man bei Reif machen. Während der Schnee überall hinfällt, und erst der Abschmelzvorgang die Unterschiede des Mikroklimas erkennen läßt, ist schon die Bildung des Reifs ortsgebunden. Auch die Zeit des Wegtauens von Reif soll man beobachten. Auf einem Bretterstapel ist morgens noch alles weiß, wenn der gut leitende Erdboden nebenan längst dunkel geworden ist. Eine Kanalisationsröhre, die den Wärmenachschub unterbindet, wird auf einer ganz gleichförmigen Straßendecke mit einem Male durch den weißen Streifen von Reif sichtbar.

Aus einer Allee im Münchener Hofgarten waren im Herbst einige Bäume mit ihren Wurzelballen entfernt worden. Die gleichmäßige Bodenpflege hatte bald die Spuren der zugeschütteten Gruben beseitigt. Im kommenden Frühjahr jedoch beobachtete A. Schmauß nach kalten Nächten, daß die ganze Fläche der ehemaligen Gruben weiß von Reif war. Das noch lockere Erdreich in den Gruben hatte eine geringere Wärmeleitfähigkeit als der umliegende ältere Boden; daher war nachts der Wärmenachschub aus den tieferen Bodenschichten geringer, die Oberfläche erkaltete stärker.

Am empfindlichsten für die wechselnden Bodenverhältnisse ist aber wohl das Glatteis. Bekanntlich entsteht Glatteis auf zweierlei Weise, entweder durch Erstarren unterkühlten Niederschlagwassers auf dem (warmen) Boden oder durch Gefrieren von Regentropfen (über 0°) auf dem sehr kalten Boden. Wer bei starkem Glatteis mit offenen Augen durch die Straßen geht, wird aus dem Staunen, Fragen und Untersuchen nicht herauskommen. Jede Straße, jede Straßenseite, jede Bodenoberfläche, jede Steinart hat ihre eigene Glatteisbildung. Häuser mit Zentralheizung wirken bis auf den Gehsteig hinaus. Längst zugeschüttete Ausgrabungen längs der Straße treten wieder deutlich heraus. Die Rauheit der Oberfläche, Dicke und Art des Steinbelages, Neigung des Bodens: alles wirkt sich aus. Fürwahr, wer eine schwere Prüfung in Mikroklimatologie ablegen will, der gehe bei Glatteis auf die Wanderung und beantworte alle Fragen, die ihm die Natur stellt!

Daß diese Erscheinungen auch bei der meteorologischen gerichtlichen Gutachtertätigkeit ihre Beachtung finden müssen (Unfälle bei Glatteis), sei nur nebenbei noch erwähnt.

15. Kapitel

Die wassernahe Luftschicht

Während im festen Boden die zugestrahlte Sonnen- und Himmelsstrahlung ganz von der Bodenoberfläche abgefangen wird, kann in das Wasser die Strahlung eindringen. Zwar wird die langwellige Wärmestrahlung schon im ersten Zentimeter Wasser praktisch völlig absorbiert. Auch für die kurzwellige Strahlung ist die Absorption beträchtlich. Aber das sichtbare Licht vermag, wie jeder Schwimmer weiß, bis in beträchtliche Tiefen vorzudringen. Eine Zusammenstellung über die Lichtverhältnisse in Binnenseen hat F. Sauerberer (325) gegeben. Über die diesbezüglichen Verhältnisse im Meerwasser hat G. Dietrich (310) jüngst eine eingehende Darstellung veröffentlicht.

In eine Wassertiefe von 1 m gelangen, je nach der Reinheit des Wassers, 10 bis 40% der oben auftreffenden Gesamtstrahlung. Schon dadurch verteilt sich — im Gegensatz zum festen Boden — die Absorption der zugestrahlten Wärme auf einen großen vertikalen Bereich.

Von wesentlich größerer Bedeutung aber ist die Beweglichkeit des Wassers. Wie in der Luft, so ist unter normalen Bedingungen auch im Wasser stets ein Massenaustausch vorhanden. Er führt die in der Oberflächenschicht absorbierte Wärme rasch den tieferen Schichten zu. Darum dringt die tägliche und jährliche Temperaturwelle in das Wasser ungleich tiefer ein als in den Boden. Diese Tatsachen aus der Großklimatologie, welche die Erklärung für die Unterschiede von Land- und Seeklima abgeben, wollen wir zunächst in unsere Erinnerung zurückrufen.

Vom Standpunkt der Mikroklimatologie aus aber ist zu betonen, daß zu dem Unterschied von festem Boden und Wasser der Unterschied von Wasser und Wasser hinzutritt. Über dem freien Meere trifft man ganz andere Verhältnisse an als über einem See, einem schmalen Fluß oder gar über einem Tümpel. Während die Großklimatologie um so mehr Interesse an Wasserflächen hat, je größer sie sind, weil sich dann alle Gegensätze um so klarer herauschälen lassen, zeigt auch hier die Mikroklimatologie ihre Liebe zum Kleinen. Gerade kleine und kleinste Wasserflächen geben uns Aufschluß über so manche Frage des Wärmeumsatzes in Wasser und Boden, die wir an Seen nicht studieren können. Auch die Pflanzenwelt hat ja eine engere Beziehung zu den kleinen Gewässern als zum offenen Meere.

Wie es zur Kenntnis des Mikroklimas über festem Boden notwendig war, das Grenzgebiet der Bodenkunde zu berühren, so muß auch hier zunächst ein Blick auf die Verhältnisse im Wasser selbst

geworfen werden, mithin die Ozeanographie und Limnologie gestreift werden. Aber auch hier soll nur Erwähnung finden, was für das Verständnis der wassernahen Luftschicht unbedingt notwendig ist.

Schon auf S. 123 war die geringe Reflexzahl (Albedo) erwähnt worden, die eine Wasseroberfläche kennzeichnet. Sie liegt bei 9% für

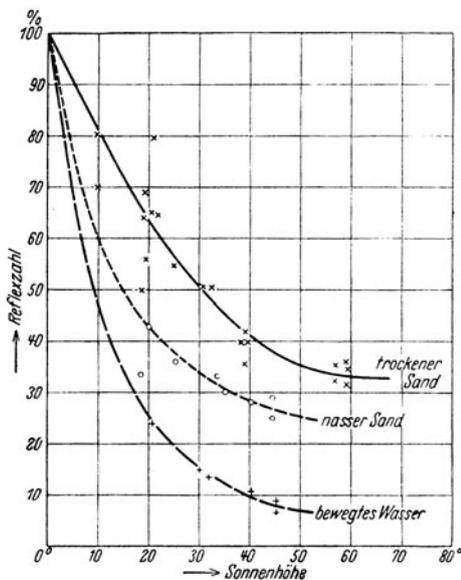


Abb. 73. Abhängigkeit der Reflexzahl für die Gesamtstrahlung von der Sonnenhöhe (Nach K. Büttner und E. Sutter)

den sichtbaren Spektralbereich und bei 5% für das Ultraviolett (UV). Die Reflexion ist teils eine ungerichtete (diffuse), teils eine spiegelnde. Sie ist von der Sonnenhöhe abhängig. Je tiefer die Sonne steht, desto wirksamer wird bei ruhigem Wasser die spiegelnde Reflexion. Daher ist die Reflexzahl im allgemeinen eine Funktion der Sonnenhöhe.

Nur für den UV-Bereich ist, wie K. Büttner und E. Sutter (307) zeigten, die Reflexzahl praktisch unabhängig von der Sonnenhöhe. Sie führen dies darauf zurück, daß der größte Teil der auf die Horizontalfläche fallenden UV-Strahlung nicht von

der Sonne, sondern vom Himmel kommt, also ungerichtet ist. Vielleicht spielt auch die leichtere Zerstreubarkeit der kurzwelligen UV-Strahlung dabei eine Rolle.

Dagegen ist für die Gesamtstrahlung von etwa $1/2$ bis 3μ eine starke Zunahme der Reflexzahl mit abnehmender Sonnenhöhe zu beobachten. Die Abb. 73, die der Arbeit von Büttner und Sutter entnommen ist, zeigt diese Abhängigkeit nach zahlreichen Messungen der Verfasser an der Nordsee. Außer für die natürlich bewegte Wasseroberfläche sind in der Abb. 73 auch Angaben für nassen und trockenen Sand zu finden, die beide für das Strandklima Bedeutung haben. Sand hat, wie wir schon wissen (s. S. 123), eine höhere Reflexzahl als Wasser, und trockener Sand eine höhere als nasser (s. S. 124). Vom Zenitstand der Sonne bis etwa 40° Sonnenhöhe herab ändert sich die Reflexzahl wenig; dann aber steigt sie mit abnehmender

Sonnenhöhe immer steiler an. Der Wert 100% bei 0° Sonnenhöhe ist der theoretische Grenzwert, dem die Messungen zustreben.

Diese Tatsache gewinnt am Strande und in Ufernähe der Seen praktische Bedeutung. In den Morgen- und Abendstunden erhalten die der auf- bzw. untergehenden Sonne zugewendeten Uferstriche eine beachtliche zusätzliche Strahlung durch die Reflexion. Dabei wird die Begünstigung der westwärts gerichteten Ufer, worauf H. Frey (313) gelegentlich hinweist, subjektiv meist überschätzt, weil sie viel mehr beachtet wird; denn die Menschen sind nun einmal keine fröhlichen Frühaufsteher und sehen daher die Ufer im Morgensonnenschein nicht.

Wir wenden uns nunmehr den Temperaturen in der Oberflächenschicht des Wassers zu, an welche die wassernahe Luftschicht angrenzt.

Für das freie Meer zeigten die neuen Ergebnisse der deutschen „Meteor“-Fahrt 1925—27, die von E. Kuhlbrodt und J. Reger (316) bearbeitet vorliegen, eine Tagestemperaturschwankung des Oberflächenwassers von durchschnittlich nur 0,26° C. Im äquatornahen, strahlungsstarken Gebiet wurde der maximale Wert von 0,34° C erreicht. Praktisch gibt es also im Oberflächenwasser des Meeres nahezu keinen Unterschied von Tag und Nacht.

Etwas anders verhalten sich schon die größeren Seen. Von meteorologischer Seite liegen Bearbeitungen vor für den Bodensee von E. Kleinschmidt (315) und W. Pepler (320), für die österreichischen Alpenseen von V. Conrad (308) und Wilh. Schmidt (328). Der Temperaturgang in diesen Seen hängt nicht nur, wie beim Meere, von der Zustrahlung und dem Wärmeverlust durch Ausstrahlung und Verdunstung ab. Es tritt hinzu der Wärmeaustausch zwischen dem Wasser und der Luft und der Wärmeaustausch zwischen dem Wasser und dem Seeboden. Die Luft ist durch die Temperaturverhältnisse des umliegenden Landes mit seinen extremeren tages- und jahreszeitlichen Schwankungen mitbestimmt. Der Einfluß des Seebodens ist in Ufernähe und in seichten Teilen des Sees am stärksten und greift wegen des Massenaustausches im Wasser bis zur Oberfläche hinauf.

Die Tagesschwankung der Temperatur des Oberflächenwassers wird in erster Linie durch die Strahlung bestimmt. Sie ist zur Zeit des Sonnenhöchststandes oder schon kurz vorher am größten, im Winter am kleinsten. Nach Messungen von F. M. Exner (311) im Wolfgangsee, von W. Pepler (321) im Bodensee und V. Conrad (308) in vier österreichischen Alpenseen beträgt die Tagesschwankung im Oberflächenwasser im Sommer 1 bis 2° C, im Winter nur den zehnten Teil davon oder noch weniger.

In einem 1,1 km langen und durchschnittlich 200 m breiten, im Mittel 2 m tiefen See, dem „Kirchenteich“ in der Nähe Leipzigs, hat J. Herzog (314) mit elektrischen Widerstandsthermometern Temperaturmessungen in sieben Tiefen von 1 bis 250 cm ausgeführt. Die Meßstelle lag 90 m vom Ufer entfernt. Die Abb. 74 zeigt den Tagestemperaturgang an einem heiteren windschwachen Sommertag (17. Juli 1934). Abszisse ist die Tageszeit, Ordinate die Wassertiefe. Bemerkungen über die Witterung findet man am oberen Rand der Abbildung. Die vorwiegend horizontal laufenden Isothermen im unteren Teil der Abbildung kennzeichnen das kältere Unterwasser,

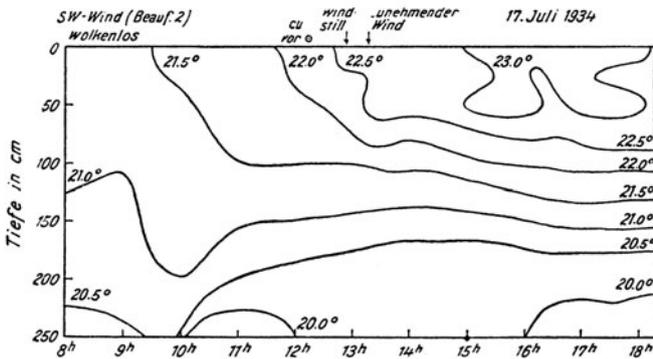


Abb. 74. Tagestemperaturgang in einem kleinen See
(Nach Beobachtungen von J. Herzog)

das am Tagesgang nicht beteiligt ist. In der Oberflächenschicht ist aber die Tagesschwankung schon ungefähr 2° C, also merklich größer als in den großen Seen.

In einem flachen Tümpel von etwa 12 qm Größe und mit einer größten Tiefe von 40 cm, der in 650 m Seehöhe in der Nähe von Leoben (Obersteiermark) lag, machte W. Pichler (322) Serienmessungen der Temperatur. Er fand in 1 cm Wassertiefe (August 1936) eine Tagestemperaturschwankung von mehr als 10° C; sie nahm mit der Tiefe auf etwa 4° C in 40 cm Tiefe ab. Der Tümpel war dicht mit Sumpfschachtelhalm (*equisetum paludum*) bestanden. Der Austausch im Wasser wurde dadurch stark herabgesetzt. Aus diesem Grunde und nicht bloß wegen des kleineren Seebeckens unterscheiden sich diese Tümpelmessungen von denjenigen im Kirchenteich und nähern sich den Verhältnissen im festen Boden; denn A. Merz (318) beobachtete in dem mit einer Algendecke versehenen Pontelsee bei Walkenried schon bei trübem Wetter 11,8° Tagesschwankung im Oberflächenwasser.

Wie weit die Annäherung an die Temperaturverhältnisse des festen Bodens geht, kann ein Blick auf die Abb. 75 zeigen. Die Temperaturzustandskurven (Tautochronen s. S. 36) gelten für einen sommerlichen Schönwettertag für das 40 cm tiefe Wasser des Tümpels. Von der Wasseroberfläche bis zu einer Tiefe von etwa 30 cm verlaufen die Linien ganz ähnlich wie in der Abb. 15 (s. S. 36) im festen Boden. Die ausgezogenen Linien der Abb. 75 lassen die Erwärmung von oben her im Laufe des Vormittags erkennen; sie sind gegen Mittag zunehmend nach rechts abgebogen. Um 16 Uhr macht sich schon

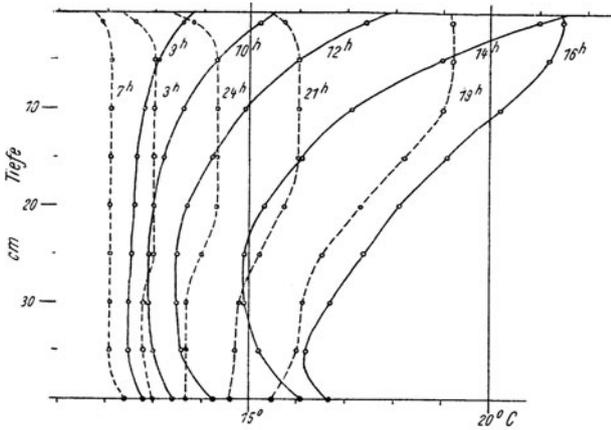


Abb. 75. Temperaturzustandskurven an einem heiteren Sommertag in einem 40 cm tiefen, schachtelhalmdurchwachsenen Wassertümpel (Nach W. Pichler)

die beginnende Abkühlung an der Wasseroberfläche durch die Krümmung der Tautochrone nach links bemerkbar. Die gestrichelten Kurven, die dem Nachmittag und der Nacht entsprechen, zeigen stets oben die sich abkühlende, oberflächennahe Wasserschicht.

Aber es treten nun zwei Unterschiede in der Abb. 75 gegenüber der Abb. 15 heraus. Einmal ist die Abnahme der Tagesschwankung im Wasser mit zunehmender Tiefe viel geringer als im Boden. Man vergleiche nur etwa die enge Bündelung der Linien in 30 cm Tiefe in der Abb. 15 mit der Weite in gleicher Tiefe in der Abb. 75. Sodann ist die kühlere Oberflächenschicht im Wasser sehr seicht. Beides beruht auf dem Massenaustausch, der trotz der Bremsung durch die Wasserpflanzen noch wirksam ist. Er vergrößert scheinbar die Wärmeleitfähigkeit und veranlaßt bei Nacht das sofortige Absinken des kälteren, also schwereren Wassers von der Oberfläche nach unten. Von 24 bis 7 Uhr findet man daher im Wasser eine verhältnismäßig

hohe isotherme Schicht unter der Oberfläche, deren Höhe bis Sonnenaufgang zunimmt. Der Knick der Tautochronen nach links beschränkt sich auf die obersten Zentimeter unter der Oberfläche.

Unterhalb 30 cm Tiefe erkennt man nun aber in der Abb. 75 eine Unregelmäßigkeit des Kurvenverlaufs, die dem festen Boden ganz fehlt. Die Linien sind über der Oberfläche des Tümpelbodens abgebogen, und zwar meist nach rechts, in den Abendstunden auch einmal nach links. Dies besagt, daß das Wasser vom Tümpelboden her Wärme erhält bzw. abends an ihn Wärme abgibt. Da die größte Abbiegung nach rechts um Mittag (14 Uhr) erfolgt, hat man darin, wie W. Pichler vermutet, die Folge einer Erwärmung des Grundes durch direkte Strahlung, die das Wasser durchsetzt, zu sehen. Bei der gegebenen Wassertiefe und bei dem dichten Pflanzenwuchs muß jedoch auch an Wärmeleitung seitens des höher erhitzten Bodens von den Tümpelufeln her gedacht werden. Dafür spricht, daß erst um 16 Uhr die höchste Grundtemperatur erreicht ist.

Die vorliegenden Messungen würden vielleicht bei anderen Ausmaßen des Gewässers, anderen Untergrundverhältnissen und anderer Bewachsung auch einen anderen Verlauf zeigen. Sie sind aber vorzüglich geeignet zu beweisen, wie bei Kleinerwerden der Wasserflächen die Temperaturen im Wasser denjenigen im festen Boden sich wohl nähern, wie sie aber doch dabei ihre besonderen Merkmale behalten.

Von der Besprechung der Temperaturen im Oberflächenwasser gehen wir jetzt weiter zur Besprechung der wassernahen Lufttemperaturen.

Im freien Meer wird der Temperaturunterschied zwischen Wasser und Luft davon bestimmt, welche Herkunft die über dem Wasser liegende Luft hat. Entsteht sie einer polwärts vom Beobachtungsort gelegenen Gegend, so ist die Luft im allgemeinen kälter als das Wasser, entstammt sie einer äquatornäheren Gegend, so ist sie im allgemeinen wärmer. Daher wird im Wetterdienst die Temperaturdifferenz Wasser—Luft als Kennzeichen für die Luftmassenherkunft benutzt.

Die wassernahe Luftschicht muß den Übergang vermitteln. In diesem Ausgleich advektiv verursachter Gegensätze wird sich die Bedeutung der wassernahen Luftschicht erschöpfen; denn durch die Strahlungsvorgänge wird sie kaum in nennenswertem Maße beeinflusst. Noch vor kurzem zwar vermutete man aus dem merklichen Tagesgang der Lufttemperatur über dem Ozean, daß die direkte Absorption der Sonnenstrahlung durch die Luft von Bedeutung sei. Aber E. Kuhlbrodt und J. Reger (316) zeigten an den „Meteor“-Beobachtungen, daß diese angebliche Tagesschwankung der Lufttemperatur auf der Methode der Temperaturmessungen an Bord der Schiffe

beruht. Tatsächlich beträgt die Tagestemperaturschwankung nur 0,3 bis 0,5° C, ist also kaum größer als die Temperaturschwankung des Oberflächenwassers (s. S. 147).

Auf dem freien Meere erhält die wassernahe Luftschicht ein besonderes Gepräge durch den Seegang. Die Grenzfläche zum Wasser ist in Bewegung; mit zunehmendem Seegang wird der untersten Luftschicht Wasserstaub beigemischt. Wenn bei grober See der

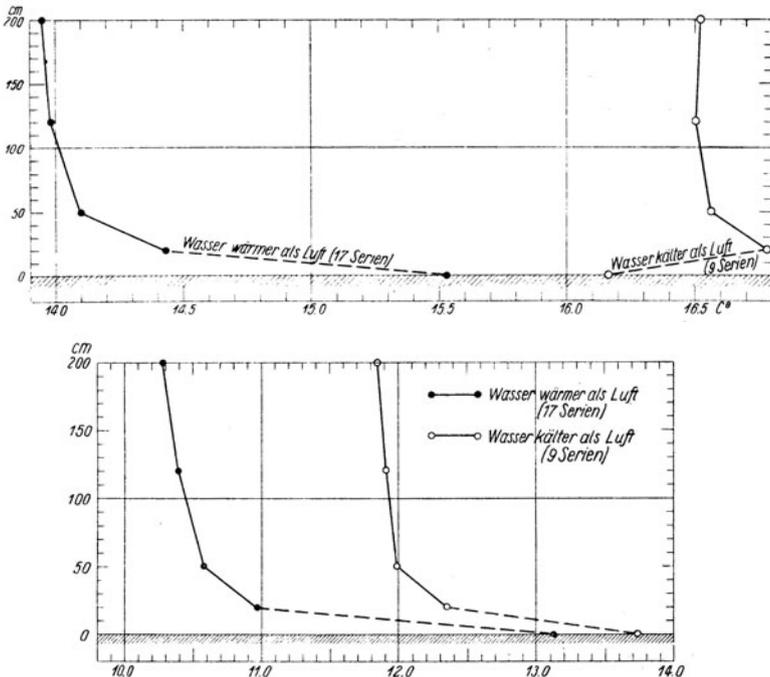


Abb. 76. Verlauf von Temperatur und Dampfdruck in der wassernahen Luftschicht über der Ostsee. (Nach G. Wüst)

Schaum von den Wellenkämmen weggeschlagen wird und in Schleiern die Wasseroberfläche überzieht, wenn die Kimm verschwindet und die Luft von Wasserstaub erfüllt ist, dann gibt es überhaupt keine wassernahe Luftschicht im Sinne der Mikroklimatologie mehr (vgl. S. 113). Unvermittelt liegen dann Wasser und Luft im Kampfe miteinander. Auf freiem Meere lassen sich daher Messungen in der wassernahen Luftschicht nicht allgemein, sondern nur bei besonderen Wetterlagen ausführen.

G. Wüst (329) hat in der Ostsee, und zwar in der Mecklenburger Bucht, Temperatur- und Feuchtigkeitsmessungen mit einem AB-

man nischen Aspirationspsychrometer von dem kleinen, flachbordigen Beiboot eines Schoners aus vorgenommen. Das Ergebnis der 26 Beobachtungsreihen für die untersten 2 m über dem Wasser ist in der Abb. 76 dargestellt. Im oberen Teil sind die Temperaturen, im unteren die Dampfdrucke gezeigt, und zwar einmal für die 17 Serien, bei denen das Wasser wärmer als die Luft war, und dann für die 9 Serien, bei denen das Wasser kälter war. Letztere fallen vorwiegend in die Mittagsstunden; es liegt in den beiden Temperaturkurven nicht etwa ein tageszeitlich bestimmter Ein- und Ausstrahlungstypus vor.

Bis herab zu 20 cm ist die Temperaturkurve in beiden Fällen wesentlich dieselbe. Bis herab zu 50 cm nämlich nimmt die Lufttemperatur erst langsamer, dann sprunghaft stärker zu. Für die Höhe 0 ist in der Abb. 76 die Temperatur der Meeresoberfläche eingesetzt, die in der Mehrzahl der Fälle wärmer, in anderen Fällen kühler als die Luft in 20 cm ist. G. Wüst schließt daraus: „Normalerweise entspricht auf dem offenen Ozean die Temperaturschichtung dicht über der Meeresoberfläche dem Falle des instabilen Gleichgewichts.“ Inwieweit hier die sommerliche Jahreszeit — die Messungen erfolgten in der Zeit vom 14. bis 18. September 1919 — und die Landnähe mit eine Rolle spielen, werden vielleicht spätere Beobachtungen zeigen können.

In der unteren Hälfte der Abb. 76 ist für die Höhe 0 die maximale Dampfspannung eingesetzt, die sich aus der Temperatur und dem Salzgehalt der Meeresoberfläche ergibt. Der Verlauf beider Kurven entspricht dem normalen Naßtyp, den wir für eine wasserdampfliefernde feste Oberfläche schon gefunden haben (s. S. 90 und die Abb. 44).

W. Findeisen (312) hat es an Hand der Beobachtung streifenförmiger Wellenbildung auf der dünnen Wasserschicht des Neuwerker Watts wahrscheinlich gemacht, daß die Grenzschicht der wasser-nächsten Luft teils laminar, teils turbulent ist; der laminaren Grenzschicht entsprechen Wasserstreifen mit glatter Oberfläche, der turbulenten Streifen mit gewellter Oberfläche.

Die Untersuchungen W. Peppers (321) über die Temperaturen der Luft und des Wassers auf dem Bodensee gehören schon in das Gebiet der Großklimatologie; es soll daher hier nur auf sie verwiesen werden. R. Marquardt (317) hat auf Grund von Schiffs- und Uferbeobachtungen am Bodensee den Wärme- und Wasseraustausch über der Wasseroberfläche untersucht.

Zum Schlusse bringen wir noch Temperaturmessungen von Wilh. Schmidt (327), welche er in der Uferzone des Lunzer Sees nach dem von ihm angegebenen Verfahren zur Beobachtung der Bodentemperaturen (279) durchführte. Die in der Abb. 77 gezeigten Messungen sind alle am 13. November 1926, einem vollkommen

windstillen, warmen und sonnigen Herbsttag, vorgenommen worden. Die Temperatur ist auf der Abszisse aufgetragen, die 10⁰-Linie überall ausgezogen, die ganzen Grade sind außerdem durch Querstriche

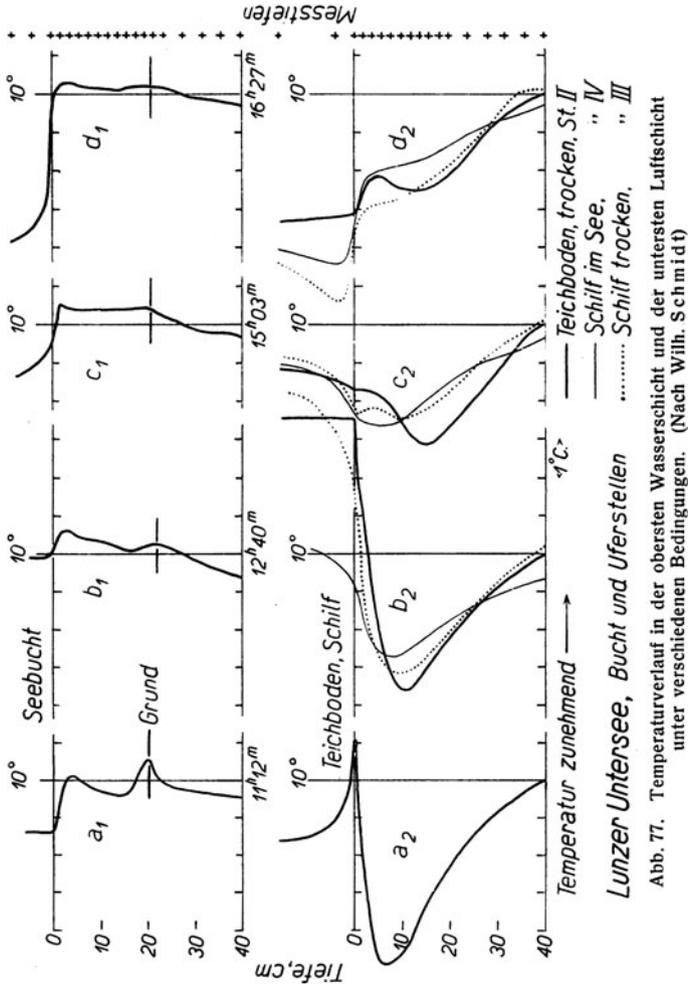


Abb. 77. Temperaturverlauf in der obersten Wasserschicht und der untersten Luftschicht unter verschiedenen Bedingungen. (Nach Wilh. Schmidt)

markiert. Ordinate ist die Tiefe unter der Oberfläche. Die Lage der Meßstellen ist rechts am Rande der Abbildung angegeben.

Die Buchstaben *a* bis *d* entsprechen der fortschreitenden Tageszeit, wobei *a* bei starker Einstrahlung um Mittag (11^h 12^m) gewonnen wurde, *d* am Nachmittag um 16^h 27^m. Die obere Reihe *a*₁ bis *d*₁

bezieht sich auf Messungen in einer seichten Seebucht, in der das Wasser an dem windstillen Tag völlig unbewegt lag. Unter dem Einfluß der Sonnenstrahlung (a_1) findet sich das Temperaturmaximum nicht an der Wasseroberfläche, sondern einige Millimeter unter derselben. Wilh. Schmidt erklärt dies aus dem Zusammenwirken der Wärmestrahlung, die ins Wasser eindringt, und der Verdunstung, welche die Oberfläche abkühlt. Ein Teil der Strahlung dringt bis zum 20 cm tiefen Seeboden durch und erzeugt dort ein zweites Temperaturmaximum. Dies ist schon von der Abb. 75 her (s. S. 149) bekannt und hat sich unter anderen, aber entsprechenden Verhältnissen sogar in der Luft nachweisen lassen, wie die Abb. 9, S. 28 erkennen ließ.

Mit abnehmender Strahlung (b_1-d_1) verringern sich die Temperaturgegensätze im Wasser. Die Oberfläche kühlt sich mehr und mehr ab, noch mehr die Luft darüber (d_1), und zwar unter dem Einfluß des benachbarten Landes (Vergleiche d_1 mit d_2).

In der unteren Reihe sind die gleichzeitigen Beobachtungen an drei nahegelegenen Meßstellen wiedergegeben. Meßstelle II (stark ausgezogene Linie) lag in einem Teich, der einige Wochen vorher trockengelegt worden war. Der Schlamm war noch weich und nicht gangbar. Die Linie a_2 zeigt beiderseits der Bodenoberfläche den Einstrahlungstypus, wie er dem festen Boden zugehört, in schönster Ausprägung. In 5 cm Tiefe ist von der Nacht her, vielleicht unter Einwirkung des nassen Bodens (Verdunstung!) und der vorausgegangenen Witterung noch ein tiefes Minimum erkennbar. Der Vergleich von a_2 mit a_1 lehrt, wie gering im Wasser die Temperaturgegensätze sind gegenüber dem festen Boden, und wie völlig anders die Temperaturverteilung in den ersten Zentimetern der wassernahen und der bodennahen Luftschicht zur selben Zeit ist.

Mit einsetzender abendlicher Abkühlung bildet sich an der Meßstelle II an der ausstrahlenden Oberfläche ein Temperaturminimum, das zunächst noch ein sekundäres Minimum ist (c_2), bald aber zum Hauptminimum wird (d_2).

Die punktierten Linien der Abb. 77 gehören der Meßstelle III an, die in einem trockenen, größtenteils abgestorbenen Schilfbestand lag. Die bodennahe Luftschicht ist hier um Mittag (b_2) durch den Einfluß der Pflanzen nächst der Bodenoberfläche etwas kühler (Beschattung), darüber etwas wärmer (Sonnenstrahlenabsorption) als über unbewachsenem Boden (Meßstelle II). Am Abend aber (d_2) ist die Abkühlung des Schilfs beträchtlich, und die Kaltluft sinkt zwischen den Halmen bis nahe an die Bodenoberfläche herab.

Die fein ausgezogenen Linien gelten für die Meßstelle IV, die nahe dem Seeufer in etwa 10 cm Wassertiefe in einem Schilfbestand lag. Die Temperaturlinien schließen sich nicht denjenigen im freien

Wasser an (obere Reihe der Abb. 77), sondern denen im festen Boden (II und III). Das vom Schilf festgehaltene Wasser verliert seine Beweglichkeit, das Schilf schirmt die Wasseroberfläche gegen die Strahlung ab und wird selbst zum Träger des Strahlungsumsatzes. Es wird schließlich gleichgültig, ob der Fuß des Schilfbestandes im festen Boden, im Schlamm oder im ruhenden Wasser sich befindet. So führen die Betrachtungen der Temperaturen in der oberflächennahen Wasserschicht und in der wassernahen Luftschicht ohne merklichen Sprung hinüber zu den uns schon bekannten Temperaturverhältnissen in und über dem festen Boden.

16. Kapitel

Die schneenahe Luftschicht

Über die Reflexzahl einer Schneeoberfläche besitzen wir mannigfache Messungen, so von A. Ångström, C. Dorno, P. Götz, N. N. Kalitin, H. Lunelund, H. Olsson, F. Sauberer und Ch. Thams. Eine neue Zusammenstellung der Ergebnisse veröffentlichte F. Sauberer (350). Für Neuschnee beträgt die Reflexzahl zwischen 75 und 88%. P. Götz (334) fand bei Wintermessungen in Arosa (1800 m Seehöhe) mehrfach sogar 100%! Für Altschnee und nassen Schnee geht der Wert bis auf etwa 43% zurück. Offenbar gelten die Zahlen für Neuschnee ziemlich unverändert innerhalb des Spektralbereichs von 0,35 bis 2,5 μ . Im Ultraviolett wurden, wie S. 123 bereits erwähnt, 80 bis 85% gefunden, also ein etwa gleicher Wert. Im infraroten Bereich um 10 μ aber ist, wie G. Falckenberg (269) zeigte, der Schnee „schwarz“, d. h. er verschluckt alle auftreffende Wärmestrahlung (s. S. 124). Nach dem Kirchhoffschen Gesetz (s. S. 49) ist infolgedessen der Schnee für die langwellige nächtliche Wärmestrahlung ein ausgezeichnete Strahler.

Die Eigenschaften der Schneeoberfläche wirken also bei Tag und Nacht im gleichen Sinne auf den Wärmehaushalt der Schneedecke ein. Bei Tag wird die Sonnenstrahlung in hohem Maße reflektiert, so daß die Schneedecke wenig Wärme aufnehmen kann. Bei Nacht dagegen strahlt sie stark aus, was ebenfalls temperaturerniedrigend wirkt. Hierzu kommt die hohe Isolationsfähigkeit der Schneedecke, von der die Tabelle der Wärmeleitfähigkeit der verschiedenen Bodenarten (s. S. 30) bereits Zeugnis ablegte. Es ist also auch der nächtliche Wärmenachschub vom Boden her abgeriegelt und eine nennenswerte Speicherung der Tageswärme unmöglich gemacht.

Anders ist es mit der Luft über der Schneedecke.

Die an der Schneeoberfläche reflektierte Sonnenstrahlung kehrt in die Lufthülle zurück. Sie wird dort wiederum größtenteils diffus zerstreut. Ein Teil kehrt zur Schneeoberfläche zurück, vor allem, wenn starke Bewölkung die Reflexion begünstigt. Dadurch wiederholt sich der Vorgang und erzeugt als Endergebnis die hohen Strahlungsbeträge, die von einem Meßgerät bei Vorhandensein einer Schneedecke aufgefangen werden. Da sie in den sichtbaren Bereich des Spektrums fallen, spricht man von einem günstigen Lichtklima über der Schneedecke. A. Ångström (331) berechnete, daß eine Sonnenstrahlung von 1,00 Einheiten sich vergrößert auf:

- 1,02 durch Reflexion am nicht schneebedeckten Boden bei klarem Himmel,
- 1,08 im gleichen Falle bei wolkigem Himmel,
- 1,21 bei Schneedecke und klarem Himmel,
- 2,10 bei Schneedecke und wolkigem Himmel.

Hierbei hat er als Reflexzahl für die Schneedecke nur 70% angenommen. Die Strahlungsmessungen, die tatsächlich beobachtet werden, bestätigen diese Berechnungen. [Siehe bei F. Lindholm (342) weitere Literatur.]

Die schneenahe Luftschicht steht daher unter einem großen Gegensatz. Der Wärmehaushalt der Schneedecke ist denkbar ungünstig. In der Abb. 68 S. 136 hatten wir sie in unserer Übersicht der verschiedenen Bodenarten an vorletzter Stelle gefunden, so wenig Wärme vermag sie aufzunehmen. Von untenher ist die schneenahe Luftschicht also allgemein durch sehr niedrige Temperaturen beeinflusst. Aber die Zustrahlung ist außerordentlich groß. Ehe wir auf die Auswirkung dieser Gegensätzlichkeit zu sprechen kommen, müssen wir aber von dem Verhalten der Schneedecke selbst noch mehr wissen, zunächst über ihre Strahlungsdurchlässigkeit.

Ebenso wie in das Wasser kann die Sonnenstrahlung und die diffuse Himmelsstrahlung auch in die Schneedecke eindringen. Nach H. Olsson (346) gilt: Ist J_0 die in die Schneeoberfläche eindringende Strahlung, d die Tiefe der Schneedecke in cm, so hat die bis zu der Tiefe d noch durchgelassene Strahlung J den Wert

$$J = J_0 e^{-k d}.$$

Dies einfache Absorptionsgesetz hat, worauf F. Sauberer (350) hinweist, strenggenommen nur für eine optisch homogene Substanz Gültigkeit, kann also für eine Schneedecke nur angenähert richtig sein. Auch wird bei praktischen Messungen der eindringenden natürlichen Strahlung außer der gerichteten direkten Sonnenstrahlung immer die Himmelsstrahlung mitgemessen, die eine komplizierte und stets wechselnde Verteilung über das Himmelsgewölbe hat.

Trotzdem stimmen die Absorptionskoeffizienten k , die sich aus diesem Gesetz nach den Beobachtungen ableiten, im großen und ganzen gut überein.

Aus Messungen mit der photoelektrischen Zelle fand H. Olsson $k = 0,074$, aus Messungen mit dem Pyranometer 0,114. Die Zelle ist für den Spektralbereich von $0,3$ bis $0,7 \mu$, das Pyranometer von $0,3$ bis 4μ empfindlich. Hieraus erklärt sich der Unterschied; denn da die langen Wellen vom Schnee absorbiert werden, muß ein Meßgerät, das weiter in den langwelligen Spektralbereich hinein empfindlich ist, auch ein höheres k ergeben. Ch. Thams (352) fand 0,083. F. Sauberer zeigte für den Bereich von $0,38$ bis $0,76 \mu$, daß die Durchlässigkeit im Durchschnitt wenig von der Wellenlänge der durchgehenden Strahlung abhing, daß aber die Werte im einzelnen stark schwanken. So fand er einmal unter $7,5$ cm dickem nassen Neuschnee mehr Blau- und Violettstrahlung als ein anderes Mal unter einer $3,5$ cm dicken trockeneren Schneeschicht. Sein Mittelwert für k liegt höher (0,150). Pyranometerbeobachtungen N. N. Kalitins (338) ergaben unwahrscheinlich hohe k -Werte.

Als Ergebnis aller vorliegenden Messungen ist anzunehmen, daß der Absorptionskoeffizient k etwa zwischen den Werten 0,07 und 0,12 gelegen ist. Für beide Grenzwerte ist in der Abb. 78 gezeigt, wieviel Strahlung hiernach in eine bestimmte Schneetiefe d noch durchgelassen wird. Die Prozentwerte beziehen sich nicht auf die der Schneeoberfläche zugestrahlte Menge; denn von dieser geht ja der größere Teil durch Reflexion an der Oberfläche verloren. Vielmehr entspricht der Wert 100 der in die Oberfläche eindringenden Strahlung. Von dieser Strahlung gelangen, wie man aus der Abb. 78 sieht, noch bis zu 50% bis in 10 cm Tiefe und (bei $k = 0,07$) noch 10% bis in 30 cm Tiefe. Das sind noch erhebliche Strahlungsmengen.

Feste Körper, z. B. Zweige, Steine, die in der Schneedecke liegen, können sich unter der Einwirkung dieser durchgehenden Strahlung auf eine Temperatur von mehr als 0° erwärmen und damit ein

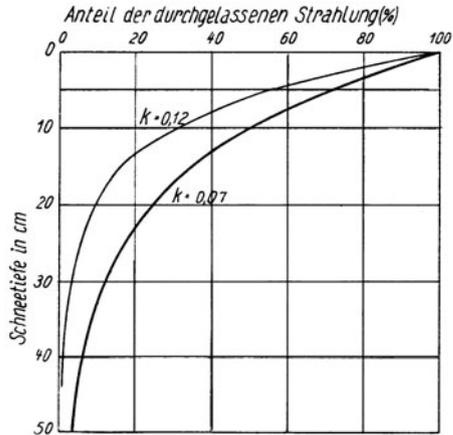


Abb. 78. Durchlässigkeit einer Schneedecke für die Strahlung

Schmelzen der darüberliegenden Schneedecke von unten her verursachen. Beim Weggang der Schneedecke an einem sonnigen Frühjahrs- tag pflegen daher zuerst Steine und Pflanzen in Vertiefungen, ja oft kleinen Schächten in der Schneedecke sichtbar zu werden. Wir kommen später darauf zurück.

Viel zu wenig wissen wir heute noch über die Luftdurchlässigkeit der Schneedecke. Bekannt sind mir nur Laboratoriumsversuche zu deren Bestimmung von O. Gabran (333); danach soll die Luftdurchlässigkeit der Schneedecke gleich der einer gleich hohen Lage holzsplitterfreier Sägespäne sein. Für das Überwintern der Pflanzen unter dem Schnee spielt die Luftdurchlässigkeit eine große Rolle. Das Ausfaulen des Winterkorns zum Beispiel ist nicht Lichtmangel, sondern in erster Linie Luftmangel. Verharscht die Schneedecke oder bilden sich gar mehrere Harschdecken in ihr, so nimmt die Luftdurchlässigkeit erheblich ab. Zahlen hierfür sind aber nicht angebar.

Die Veränderungen mit und in der liegenden Schneedecke stehen auch in engem Zusammenhang mit mikroklimatischen Vorgängen. Wer sich dafür interessiert, nehme das reichhaltige und mit wunder- voller Lebendigkeit geschriebene Buch von W. Paulcke (347) zur Hand.

Temperaturmessungen innerhalb der Schneedecke und an ihrer Oberfläche werden heute im allgemeinen nur mit elektrischen Thermometern vorgenommen, um Strahlungsfehler und Schmelz- vorgänge durch Überwärmung der Meßkörper zu vermeiden. Überdies wird es dadurch möglich, durch Fernablesung das Meßfeld völlig unbegangen und unberührt zu halten.

Neuere Meßreihen von Schneedeckentemperaturen verdanken wir J. Keränen (83, 339), E. Niederdorfer (380), L. Herr (80), sowie O. Eckel und Ch. Thams (332). Aus der letztgenannten Arbeit gibt die Abb. 79 einen Ausschnitt, nämlich den Isothermen- verlauf in der Schneedecke im Winter 1937/38 in Davos.

Zugrunde liegen die Messungen um 8 Uhr morgens. Die obere begrenzende Kurve gibt die Höhe der Schneedecke als Funktion der Zeit. Ordinatenmaßstab ist der Meter; um Mitte Januar wurde also 65 cm Schneehöhe erreicht. Im wesentlichen gleicht der Iso- thermenverlauf demjenigen im festen Boden, wie ein Vergleich etwa mit der Abb. 14 (S. 35) zeigt. Doch der Schnee als „Boden“ läßt darüber hinaus einige besondere Merkmale erkennen.

Zunächst führt die schlechte Wärmeleitfähigkeit zu einer Drän- gung der Isothermen nahe der Oberfläche (in der Abb. 79 sind sie in ungleichen Stufen, nahe der Oberfläche von 4 zu 40 gezeichnet!). In den tieferen Teilen der Schneedecke liegt daher selbst bei Luft- temperaturen bis -33° die Schneetemperatur nur knapp unter dem

Gefrierpunkt. Darin zeigt sich der große Schutz, den die winterliche Schneedecke den Saaten bietet. Sodann dringen Wärmewellen wesentlich rascher in die Schneedecke ein als Kältewellen. Während nämlich letztere sich nur durch echte Wärmeleitung fortpflanzen, tritt bei ersteren noch eine Scheinleitung durch das einsickernde Schmelzwasser hinzu.

Die Abb. 79 gibt noch keinen Aufschluß über den Tagesgang der Temperaturen in der Schneedecke. Hierfür diene uns die

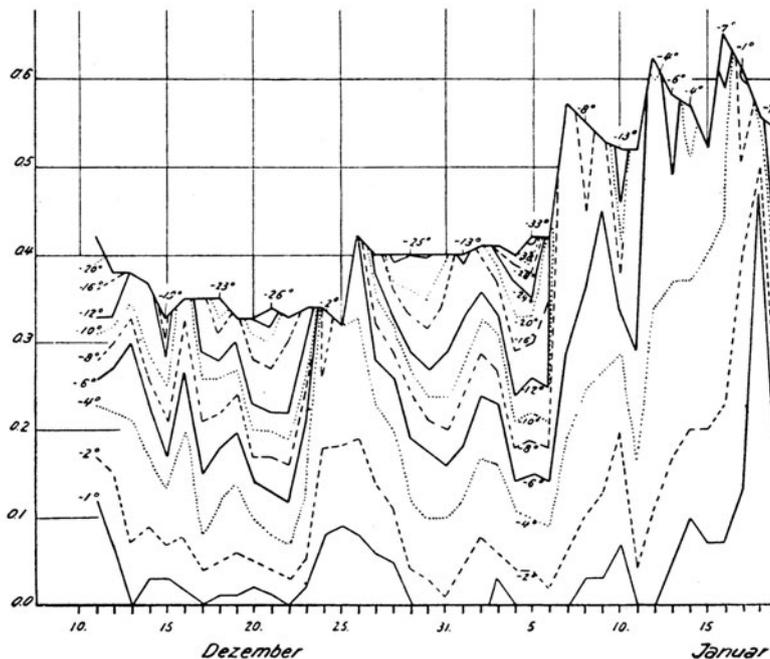


Abb. 79. Verlauf der Isothermen in der winterlichen Schneedecke in Davos
(Nach Eckel und Thams)

Abb. 80 nach den Beobachtungen von E. Niederdorfer (380) vom 16. Januar 1932 in Eisenkappel (Kärnten). Für die 20 cm hohe Schneedecke erschloß er aus den Wärmeumsatz- und Temperaturmessungen den in der Abb. 80 dargestellten Verlauf der Tautochronen.

Tief dringt die Wärmestrahlung in den Schnee; denn in 20 cm Tiefe tritt zwischen früh und mittag noch eine Temperaturerhöhung von 2,5° ein. Der nächtliche Ausstrahlungstypus, der durch die 9^h 45^m-Kurve gut gekennzeichnet ist, wird durch den Einstrahlungstypus abgelöst. Jedoch liegt das Temperaturmaximum nicht an der

Schneeoberfläche, sondern 1 cm tiefer. An der Oberfläche wirkt nämlich die Verdunstung abkühlend mit. Es liegen demnach genau dieselben Verhältnisse vor, wie sie S. 154 für die wassernahe Luftschicht beschrieben wurden. Der dort in der Abb. 77 als a_1 gezeigte Typus der Temperaturverteilung entspricht nahe der Oberfläche genau den hier in der Abb. 80 gezeigten mittäglichen Tautochronen. Hier beim Schnee kann noch mitwirken, daß die langwellige Wärmeausstrahlung der Schneedecke nur von einer sehr dünnen Oberflächen-

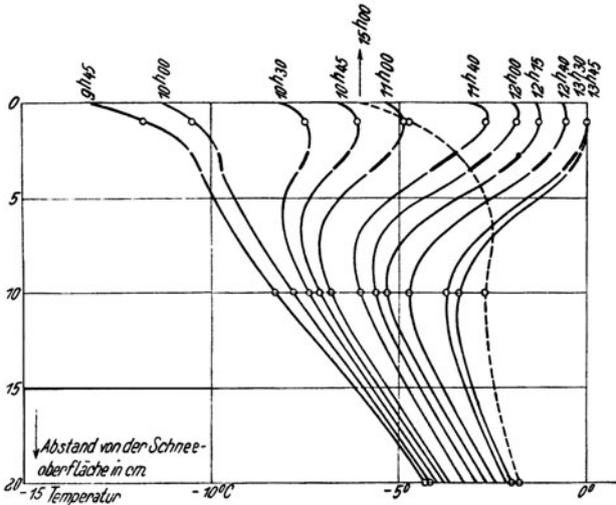


Abb. 80. Tautochronen der Schneedeckentemperatur
(Nach E. Niederdorfer)

schicht aus erfolgt, während die kurzwellige Zustrahlung in den Schnee eindringt. E. Niederdorfer weist darauf hin, daß man eine dieser Temperaturschichtung entsprechende Schneedeckenbeschaffenheit oft antreffen kann, nämlich Pulverschnee von 2 bis 3 cm Dicke über nassem Schnee.

Von den Temperaturen der Schneedecke gehen wir nunmehr zu den Temperaturen in der schneenahe Luftschicht über.

In den untersten 25 mm über der Schneeoberfläche hat A. Nyberg (345) in Upsala sorgfältige und aufschlußreiche Messungen mit elektrischen Einfadenwiderstandsthermometern, ähnlich denen von F. Albrecht (157) ausgeführt. Selbst in dieser dünnen Schicht tritt die blättrige Struktur der schneenahe Luftschicht (vgl. S. 42) deutlich heraus, wie man aus den von Nyberg veröffentlichten Abbildungen sehen kann. Nachts war der Ausstrahlungstypus scharf

ausgeprägt. In Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit fand er im Mittel zahlreicher Beobachtungen die folgende nächtliche Temperaturschichtung:

Windgeschwindigkeit (m/sec)	Anzahl der Beobachtungen	Höhe in mm über der Schneeoberfläche						In 140 cm Höhe (extrapoliert)
		1	5	10	15	20	25	
Völlige Stille	37	-17,6	-17,0	-16,4	-16,1	-15,9	-15,7	-12,1
0,3 - 0,6	30	-11,5	-10,7	-10,1	-9,8	-9,4	-9,2	-6,7
0,9 - 1,2	21	-9,3	-8,7	-8,4	-8,2	-8,1	-8,0	-6,4
1,8	20	-4,1	-3,7	-3,5	-3,4	-3,3	-3,3	-2,7

Die Zahlenreihen veranschaulichen trefflich sowohl die Abnahme des Temperaturgradienten wie auch die Zunahme der Temperaturen mit dem Anwachsen der Windgeschwindigkeit. Die Temperaturänderung mit der Höhe konnte recht befriedigend durch eine Exponentialfunktion dargestellt werden.

Vom botanischen Standpunkt aus hat sich P. Michaelis (343 und 344) eingehend mit der schneenahen Luftschicht im Gebirge beschäftigt. Von München liegen Messungen von R. Geiger vor. Sie wurden mit Stabthermometern, also Versuchskörpern, gewonnen, von denen schon S. 72 gesprochen wurde und über die S. 171 weitere Angaben folgen. Die Abb. 81 zeigt drei Beispiele, an denen sich die wichtigsten Vorgänge erläutern lassen.

Die obere Registrierung vom 9. Januar 1935 ist bei beginnendem Schneefall gemacht. Um 2 Uhr morgens sind unter dem Einfluß trüben Wetters zunächst alle Temperaturunterschiede in der schneenahen Luftschicht beseitigt. Das auf dem Boden liegende Stabthermometer wird in den nächsten Stunden vom Schnee zugedeckt. In der schneenahen Luftschicht ist die Temperatur leicht rückgängig; denn der Schneefall bringt Abkühlung, auch werden die Stabthermometer feucht, geben also Wärme durch Verdunstung ab. Der Schutz der Schneedecke macht sich aber bei dem aufliegenden Thermometer alsbald bemerkbar. Der Schnee isoliert es gegen die Vorgänge in der schneenahen Luftschicht, die Ausstrahlung hört auf, die Bodentemperatur von unten aber wird wirksam. Fünf Stunden nach Beginn des Schneefalls ist das Thermometer am Boden bereits 5° C wärmer als die Thermometer in der schneenahen Luftschicht. Die alte Regel: „Schnee schützt die Saaten“ kann man aus der Registrierung unmittelbar ablesen.

Die zweite Registrierung in der Abb. 81 ist ein Beispiel für die Lage bei winterlichem Frostwetter. Die Höhe der Schneedecke betrug am 20. Januar 1935 9 cm. Im Schnee sind die Schwan-

kungen der Temperatur ganz gering; der Tagesgang macht sich im Anstieg der stark ausgezogenen Kurve bis 14^h und im darauffolgenden Absinken bemerkbar. In der schneenahe Luftschicht herrscht aber die große Temperaturunruhe, die uns von der bodennahen Luftschicht her schon bekannt ist (vgl. S. 59). Die großen Temperaturschwankungen treten nicht an der Schneeoberfläche auf, da dort die Luft-

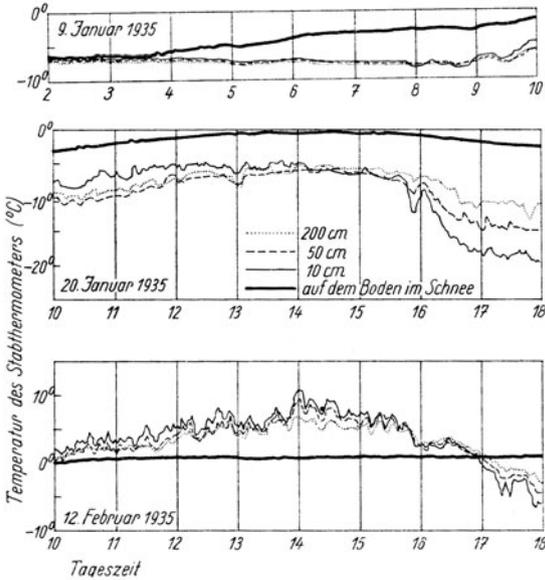


Abb. 81. Temperaturregistrierungen aus der schneenahe Luftschicht bei beginnendem Schneefall (oben), bei Frostwetter (Mitte) und bei Tauwetter (unten)

reibung zu groß ist, sondern knapp darüber. A. Nyberg (345) fand 1 cm, M. Franssila (377) 5 cm.

Im Laufe des Vormittags ist der Einstrahlungstypus erkennbar, wenn auch unregelmäßig und wenig deutlich. Nach einem Aufklaren des Wetters aber um 16 Uhr tritt der Ausstrahlungstypus um so deutlicher heraus. Das Stabthermometer in 10 cm Höhe kühlt sich bis auf -20° , dasjenige in 2 m nur auf -10° ab.

Die dritte Registrierung der Abb. 81 vom 12. Februar 1935 ist bei einer tauenden Schneedecke von 6 cm Höhe aufgezeichnet. Im Schnee ist die Temperatur durchwegs 0° . Das am Boden liegende Thermometer registriert zeitweise einige Zehntel Grad über Null, weil es die durchgelassene Strahlung absorbiert. In großer Unruhe vollzieht sich über dem Schnee der Tagesgang der schneenahe

Temperaturen. Am Mittag steigt die Temperatur des Stabthermometers wenige cm über der Schneedecke schon auf $+10^{\circ}\text{C}$. In der meteorologischen Hütte erreichte die Lufttemperatur aber nur $+0,9^{\circ}\text{C}$. Ist der Boden unter dem Schnee noch gefroren, so kommen die Pflanzen in große Wassernot. Denn der Wassernachschub von unten ist nach winterlichen Gesetzen gehindert; im schneenahen Luftraum aber meldet sich schon der Verdunstungsanspruch des Frühjahres bei hohen Pflanzentemperaturen an.

Gegen Abend sinken die Temperaturen wieder unter den Gefrierpunkt und schneiden die Linie der Schneetemperatur unter steilem Winkel. Der Einstrahlungstypus, der vor allem zwischen 14 und 15 Uhr gut erkennbar ist, macht dem Ausstrahlungstypus Platz.

Aus Beobachtungen an der Flugwetterwarte in München im Winter 1934 bis 1935 sind nach R. Geiger (335) die mittleren Streubereiche der schneenahen Lufttemperaturen ermittelt worden, welche die Abb. 82 zeigt. Es sind drei Beobachtungsgruppen unterschieden: im oberen Teil der Abbildung

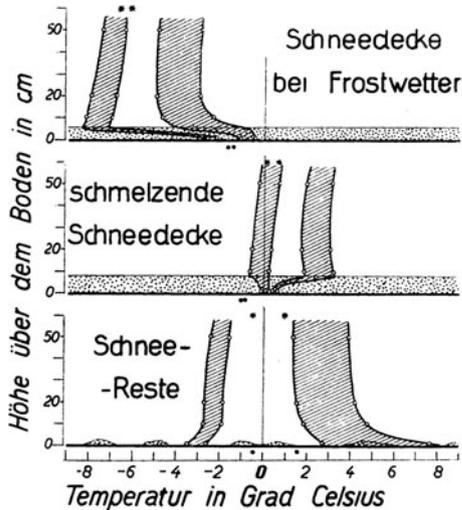


Abb. 82. Temperaturstreibereiche bei Tag (rechts) und Nacht (links) im schneenahen Luftraum

im oberen Teil der Abbildung Tage mit geschlossener Schneedecke bei Frostwetter (22 Tage), in der Mitte Tage mit geschlossener Schneedecke bei Lufttemperaturen vorwiegend über 0° (9 Tage) und unten Tage, an denen noch Reste einer Schneedecke am Boden lagen (7 Tage).

Die schraffierten Säulen zeigen in Abhängigkeit von der Höhe über dem Boden (Ordinaten) denjenigen Temperaturbereich, innerhalb dessen die Temperaturen der Stabthermometer sich bewegten. Und zwar bezieht sich jeweils die linke Säule auf die Nachtzeit von 17 bis 6 Uhr, die rechte auf die Tageszeit zwischen 9 und 14 Uhr. Die Temperaturen sind unten angeschrieben; die Frostgrenze ist besonders kenntlich gemacht durch den senkrechten Strich in den drei Teilabbildungen. Die Schneedecke ist in ihrer Höhe durch die punktierten Flächen gekennzeichnet. Die Meßhöhen

sind aus den Meßwerten zu entnehmen, die durch kleine Kreise dargestellt sind.

Über jeder Teilfigur geben die beiden Sternchen die mittlere wahre Lufttemperatur in der meteorologischen Hütte für den gleichen Zeitraum wieder, um einen Vergleich zum Großklima zu ermöglichen. Die beiden Punkte unter der Bodenoberfläche entsprechen den gleichzeitigen Bodentemperaturen in 1 cm Tiefe.

Für alle drei Teilfiguren treten als gemeinsame Züge des schneenahe Klimas heraus:

1. Gegenüber den Hüttentemperaturen ist das Temperaturbild der schneenahe Luftschicht extrem, und zwar am ausgesprochensten an der Schneeoberfläche.
2. Die Temperaturstreuung (Breite der schraffierten Säulen) ist tagsüber größer als nachts und nimmt von der Schneeoberfläche aus nach oben langsam, nach unten sehr rasch ab.
3. Im schneenahe Luftraum herrscht, wie über festem Boden, bei Tag der Einstrahlungstypus, bei Nacht der Ausstrahlungstypus.

Das untere Teilbild der Abb. 82 vor allem unterscheidet sich praktisch nicht mehr von den Verhältnissen bei nacktem Boden. Das Oberflächenmaximum bei Tag ist recht stark ausgeprägt. Hier kommen zum ersten Male auch positive Temperaturen in 1 cm Bodentiefe vor. Es ist eine Lage, bei der nach F. Roßmann (348) das Schneerauchen eintreten kann. Ist die Fläche des aperen Bodens wesentlich größer als die Fläche der verbliebenen Schneeflecken, sind Temperatur und Luftfeuchtigkeit hoch und weht ein ganz schwacher Wind, so kann man bisweilen über den Schneeflecken eine sehr feine, neblige Trübung erkennen. Im Windhauch entsteht der Nebelschleier an der Luvseite der Schneeflächen und löst sich nicht weit jenseits des Lee-Endes auf. F. Roßmann gelang es sogar, am 26. Mai 1931 auf dem Feldberggipfel im Schwarzwald (1497 m) mit dem Aßmannschen Aspirationspsychrometer die Bedingungen dieses mikroklimatischen Vorgangs zu erfassen. An Luv des Schneefleckes beobachtete er im Mittel mehrerer Meßreihen 18,1° C und 82% Luftfeuchtigkeit, in Lee 15,2° und 89%! Die Erscheinung entsteht also durch Abkühlung des warmen bodennächsten Luftstromes an der Schneeoberfläche.

Wir kehren zur Abb. 82 zurück und beachten nun die Verhältnisse bei Frostwetter. Man vergegenwärtige sich die Anforderungen, denen eine junge Pflanze ausgesetzt ist, die über die Schneedecke hinaussieht. Ihr Fuß liegt im Bereich der Winterruhe und des Wärmeschutzes. Der Teil, der eben bis zur Schneeoberfläche reicht, ist stärkstem Strahlungsfrost ausgesetzt. Wenige Millimeter darüber liegt die volle Sonnenstrahlung und die starke Reflexstrahlung von der Schneeoberfläche auf Stamm und Zweigen. Dazu kommt noch die Beanspruchung durch den Wind, gegebenenfalls auch durch den

Treibschnee. Dies alles trifft Pflanzenteile, die nicht von Anbeginn an die Anforderungen des oberflächennahen Mikroklimas gewohnt sind, sondern durch die zufällige Höhe der Schneedecke ihnen unerwartet ausgesetzt werden. In der Abb. 55 (S. 108) hatten wir schon ein Bild von den Folgen gesehen.

Durch die Erwärmung der Pflanzenteile, die aus der Schneedecke herauschauen, wird der anliegende Schnee weggeschmolzen.

Um ein Stämmchen, einen Zweig, einen Grashalm bildet sich dadurch ein Abschmelzschacht, in dem die Pflanze wie in einem Trichter steht. Der Trichter ist meist auf der Sonnenseite stärker ausgeweitet als auf der Schattenseite.

In der Abb. 83 links ist dieser Vorgang schematisch gezeigt. Rechts findet man eine andere, auch häufig zu beobachtende Abschmelzerscheinung. Es sei nachts eine Schneedecke frisch gefallen (Bild 1). Über einem Grashalm wölbe sich die Schneedecke etwas auf. Am folgenden Tage sei die Temperatur der Schneedecke so, daß sie unter Einwirkung der Sonnenstrahlung gerade an der sonnenwärts zugewendeten Schneeböschung zum Schmelzen kommt.

In der folgenden Nacht gefriert das sich bildende Oberflächenwasser und erstarrt zu einer dünnen Eisplatte (Bild 2). Diese wird am nächsten Tage von der Sonnenstrahlung fast ohne Schwächung durchlaufen; F. Sauberer (350) hat beispielsweise hinter einer 25 mm dicken Eisplatte noch 84 bis 87% der auf die Vorderseite fallenden Strahlung gefunden. Die hier in Betracht kommenden Plättchen sind aber nur etwa 1 bis 3 mm stark. Sie schmelzen also nicht oder nur sehr langsam, bleiben mithin lange auf der alternden und zusammensackenden Schneedecke liegen. Erreichen sie die Spitzen von Gras oder Kräutern, so wird die Eisplatte dort aufliegen bleiben, indessen die durchgehende Sonnenstrahlung den Schnee an den Gräsern darunter zum Wegschmelzen bringt. Es

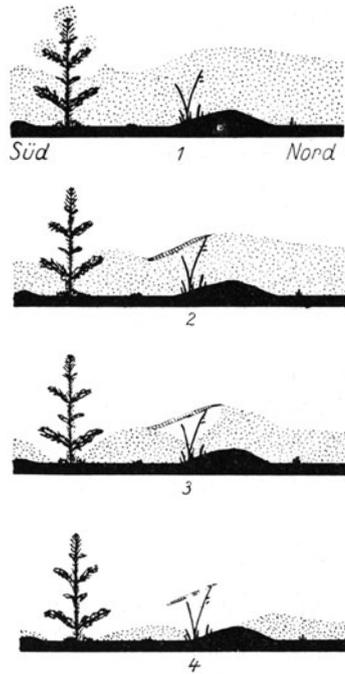


Abb. 83. Schmelztrichter- und Eisplattenbildung an der tauenden Schneeoberfläche

entstehen oft große „glasüberdeckte“ Hohlräume, in denen hohe Temperaturen herrschen müssen (Bild 3). Die Eisplatten bleiben bisweilen noch einige Zeit allein übrig, wenn der Schnee schon abgeschmolzen ist (Bild 4). Auf Stoppeläckern, deren gleichmäßige Furchen zur reihenweisen Eisplattenbildung auf den Südseiten Anlaß geben, kann man Reihen solcher Eisplatten auf den Stoppeln liegen sehen. Infolge ihrer Strahlungsdurchlässigkeit halten sie sich bei Frostwetter lange, schmelzen nur an den Aufliegestellen ab und zerbröckeln mit der Zeit.

17. Kapitel

Die Luftschicht über einem lebenden Bodenüberzug (Rasendecke)

Wie sich die Verhältnisse in der bodennahen Luftschicht bei Anwesenheit einer Pflanzendecke verändern, und in welcher Weise sich die Wechselwirkung zwischen dem Mikroklima und der lebenden Pflanze vollzieht, das wird Gegenstand des VI. Abschnitts sein. Hier soll von Pflanzen nur insoweit die Rede sein, als sie die Beschaffenheit der Bodenoberfläche verändern. Das Pflanzenkleid bedingt in diesem Falle noch keine Veränderungen innerhalb der bodennahen Luftschicht; aber diese Luftschicht als Ganzes ist mitbedingt durch den lebenden Bodenüberzug, so wie etwa die Luftschicht über Sand andere Verhältnisse aufweist als über Fels oder über einer Asphaltstraße. Daher sprechen wir von diesem Bodenüberzug am zweckmäßigsten noch in diesem IV. Abschnitt, der den Einfluß der Unterlage auf das Mikroklima behandelt.

Beobachtungen im bodennahen Luftraum sind oft über einer kurzgehaltenen Rasendecke ausgeführt worden; denn diese Art „Boden“ ist bei einiger Pflege nicht nur gleichmäßig und eben zu halten, sondern wird vor allem durch Regen und Sturm nicht verändert. Die Beobachtung mit dem „Gras-Minimum-Thermometer“ in 5 cm über dem Boden ist in den meisten Kulturstaaten im Brauche, um im Großklimanetz einen Anhalt über die mikroklimatologischen Nachttemperaturen zu bekommen. Die internationale Kommission für Agrarmeteorologie hat auch für Beobachtungen in der bodennahen Luftschicht als Richtlinie (23) empfohlen: „Im Umkreis von mindestens 15 m um die Aufstellung soll einheitliche Bodenunterlage vorhanden sein. In Klimaten, in denen es möglich ist, soll gleichförmiger Rasen als Unterlage genommen werden.“ Die früher mitgeteilten Messungen von N. K. Johnson und von A. C. Best (siehe S. 72 ff.) wurden unter diesen Bedingungen gewonnen. Durch diesen

Umstand erhält der lebende Bodenüberzug für die Mikroklimatologie praktisch besondere Bedeutung.

Welche Änderungen erleidet nun die Bodenoberfläche, wenn sie sich mit Pflanzen überzieht?

Über die Veränderung der Reflexzahl (Albedo) der Bodenoberfläche wurde bereits im 13. Kapitel (S. 123 f.) Auskunft gegeben. Von viel größerer Bedeutung für den Wärmehaushalt ist die Tatsache, daß schon kümmerlichster Pflanzenwuchs die Gestalt der Oberfläche stark verändert. Die kurzen Grashalme oder die Blätter kleinster Pflänzchen, auch wenn sie nur wenige Millimeter hoch sind, fangen einen Teil der Sonnenstrahlung ab und beschatten einen entsprechenden Teil der nackten Bodenoberfläche. Dadurch wird aus der unendlich dünnen Absorptionsfläche, die bei nacktem Boden vorhanden ist, eine Absorptionsschicht von einigen Millimetern Höhe. Es können auf kleinstem Raume keine so hohen und schädlichen Maximaltemperaturen zur Mittagszeit entstehen.

E. Leick und G. Propp (362) untersuchten die wechselseitigen Beziehungen zwischen den Bodentemperaturen und dem Pflanzenwuchs an der biologischen Forschungsstelle auf der Insel Hiddensee. Sie schreiben: „Aus Messungen an ganz verschiedenen Örtlichkeiten ergibt sich, daß der Bodenbewuchs einen starken Einfluß auf die Wärmegestaltung des Substrats ausübt. Schon dürrtigster Kümmerwuchs vermag die Extreme der offenen Bodenoberfläche erheblich einzuschränken.“ Am 28. Mai 1928 fanden beispielsweise die Verfasser um 16^h an einem der Nachmittagssonne zugewendeten Steilhang (Küste) bei 13,1° C wahrer Lufttemperatur an verschiedenen, wenige Dezimeter auseinanderliegenden Meßstellen die folgenden Werte der Bodentemperaturen in 2 cm Tiefe:

Unter nacktem, lehmigem Sand	25,0° C
an einer lückenhaft mit Moosen und ganz wenig Gräsern bewachsenen Stelle	23,6° C
unter einer geschlossenen Grasnarbe	12,3° C

Es ist anzunehmen, daß der Temperaturunterschied, der in 2 cm Bodentiefe auf kleinstem Raume schon 12,7° C betrug, an der Oberfläche noch viel größer war.

Junge Pflänzchen (z. B. Kiefernfaat, Bohnen), die auf besonders heißen Standorten stehen, können an der Stelle, wo sie aus der Bodenoberfläche heraustreten, verbrennen und dadurch absterben. E. Münch (363, 364) nannte diese Erscheinung die „Fußringelkrankheit“. Bei genauem Zusehen findet man, daß die tödliche Verbrennung nicht an der Bodenoberfläche selbst, sondern einige Millimeter darüber erfolgt. Die Pflanze leitet die Wärme verhältnismäßig gut, und der aufsteigende Saftstrom ist außerdem kühl wie

die tieferen Bodenschichten, aus denen er kommt. Während daher in der nächsten Umgebung der Pflanze die Höchsttemperaturen in der Bodenoberfläche beobachtet werden, findet sich die höchste Pflanzentemperatur etwas über der Oberfläche.

Es liegen hier gleiche Verhältnisse vor wie bei den Messungen von K. R. Ramanathan (274) in Agra an Eisenbahnschienen, die senkrecht in den Boden gestellt waren. Die folgende Tabelle zeigt die Beobachtungsergebnisse an zwei ausgewählten Tagen:

Temperaturen in einer senkrecht gestellten Eisenbahnschiene zu Agra

Höhe über dem Boden	Am 25. Oktober 1926, 14 ⁴⁵ Uhr (heiteres Wetter)	Am 5. Februar 1928, 14 ¹⁰ Uhr (nach einer Regennacht)
305 cm	—	26,5
183 cm	38,8	27,0
122 cm	39,4	26,7
61 cm	40,0	27,9
Schiene am Boden ...	39,3	26,2
Oberfläche des Bodens	47,1	25,7
In der Hütte (Groß- klima)	31,1	20,5

Nicht an der Bodenoberfläche, sondern an der nächsten Meßstelle darüber wurden die höchsten Temperaturen gemessen. Die große Höhe von 61 cm ist hier durch die vorzügliche Wärmeleitfähigkeit des Eisens bedingt, wohl auch durch die zufällige Wahl der Meßstelle. Aber die Verschiebung des Maximums ist wesensmäßig dieselbe wie bei den lebendigen Pflänzchen.

Wenn die den Boden überziehenden Pflanzen die gegenseitige Berührung aufgenommen haben, wenn sie, wie der Forstmann zu sagen pflegt, „in Schluß gekommen“ sind, dann ist die Fußringelkrankheit nicht mehr möglich. Denn mit dem Schluß tritt an Stelle der wärmeabsorbierenden Bodenfläche die wärmeabsorbierende Schicht des pflanzlichen Bodenüberzugs.

Neben dem Wärmehaushalt wird durch den lebenden Bodenüberzug auch der Wasserhaushalt des Bodens und der bodennahen Luftschicht verändert. Daß die Luftfeuchtigkeit über lebenden Pflanzen größer ist als über totem Boden, ist naheliegend; denn jede Pflanze muß transpirieren, wenn sie am Leben bleiben will. Die Beobachtungen von D. Szymkiewicz (213), die im 10. Kapitel (S. 96) mitgeteilt waren, konnten das in dem starken Feuchtigkeitsgefälle in der bodennahen Luftschicht schon veranschaulichen. Im 28. Kapitel folgen weitere Angaben (S. 275 ff.).

Hier, wo wir uns mit der Rasendecke als einer Oberflächeneigenschaft des Bodens beschäftigen, soll zunächst darauf hingewiesen werden, daß der Wasserhaushalt des nackten Bodens und eines mit kurzem Rasen bestandenen Bodens grundlegend anders ist. Wir besitzen dafür einen Nachweis durch die Wasserhaushaltsmessungen unter natürlichen Bedingungen, die an einer Lysimeteranlage in Eberswalde gewonnen wurden. J. Bartels und W. Friedrich (357) richteten am meteorologischen Institut der Forstlichen Hochschule diese Anlage ein. Oberflächenebenen versenkte Kästen von $1\frac{1}{2}$ cbm Volumen standen auf Waagen, durch die laufend das Gewicht bis auf 100 g — entsprechend einer Niederschlagshöhe von 0,1 mm — überwacht werden konnte. Da der Niederschlag auf die Oberfläche und der Durchfluß des Wassers zu den tieferen Bodenschichten unmittelbar zu bestimmen war, konnte aus der Gewichtsänderung auf die wahre Verdunstung bzw. den Taufall geschlossen werden.

J. Bartels (355) bearbeitete die dreijährigen Vergleichsmessungen zwischen nacktem Sandboden und einer kurzgehaltenen Rasenfläche. Die Verdunstung aus der Wildschen Schale, also von einer offenen Wasserfläche, die in der meteorologischen Hütte stand, wurde zum Vergleich mit herangezogen. Für die Monate Mai bis August 1930 bis 1932 fand er eine durchschnittliche Verdunstung in mm:

	Von der Sandfläche	Von der Rasenfläche	Von der Wasserfläche
An Tagen nach Regen .	2,38	2,80	2,24
An heiteren Tagen	0,47	2,15	3,61
An Dürretagen	0,26	1,14	3,80

Je trockener die Witterung war, desto mehr schränkte also der Sandboden die Wasserabgabe ein, während die freie Wasserfläche desto mehr Wasser abgab. Der Rasen konnte wohl, je trockener es wurde, um so schwerer das Wasser aus dem tieferen Boden herausholen. In der Abnahme der Verdunstungsgröße mit zunehmender Trockenheit ähnelte er daher dem Sandboden. Aber immer war seine Verdunstung größer, in Dürrezeiten um das Vier- bis Fünffache gegenüber dem nackten Sandboden. „Die vielfach vertretene Anschauung“, sagt J. Bartels, „daß sich der nackte Boden in jeder Hinsicht ungünstiger verhielte als der mit Vegetation bedeckte, wird in bezug auf den Wassergehalt durch unsere Ergebnisse völlig widerlegt.“

Im Jahresdurchschnitt verdunstete die Rasenoberfläche 189 mm mehr als die Sandoberfläche. Dieser Mehrbetrag war gleich 28% des Jahresniederschlags. Diese 28% wurden somit dem Boden durch den Lebensvorgang der Bodendecke entzogen. Dieser Betrag

von 189 mm war absolut genommen größer als die ganze Jahresverdunstung der Sandoberfläche (177 mm). Für das Vegetationshalbjahr April bis September ergab sich sogar ein Mehrbetrag von 39%!

Die Temperatur- und Luftfeuchtigkeitsverhältnisse in der bodennahen Luftschicht über totem und über lebendem Boden lassen sich recht anschaulich vergleichen an Hand von Stichprobenmessungen von W. Knochenhauer (361) auf dem Flugplatz in Hannover. Mit dem Aspirationspsychrometer machte er an einem heiteren Abend bei Windstille und einsetzendem leichten Taufall

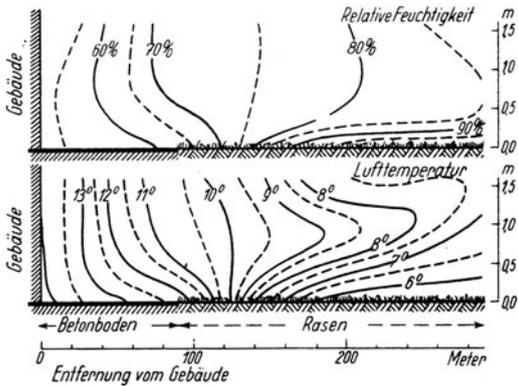


Abb. 84. Einfluß von Rollfeld und Rasendecke auf die bodennahe Luftschicht auf einem Flugplatz. (Nach W. Knochenhauer)

sowohl über dem betonierten Rollfeld des Flugplatzes wie auf dem nebenliegenden Rasen Messungen in vier Höhen über der Bodenoberfläche. Das Ergebnis ist in der Abb. 84 dargestellt.

In der oberen Hälfte der Abbildung ist der Verlauf der relativen Luftfeuchtigkeit, in der unteren derjenige der Lufttemperatur wiedergegeben. Die 1,5 m hohe unterste Luftschicht ist in beiden Fällen im Querschnitt gezeigt, vom Gebäude (ganz links) über das rund 90 m lange betonierte Feld bis hinaus in eine Entfernung von etwa 300 m. Die Beobachtungen wurden zwischen 22 und 23 Uhr gemacht, als die mikroklimatischen Unterschiede am deutlichsten hervortraten.

Überblickt man die Abbildung im ganzen, so muß zunächst auffallen, daß die Linien gleicher Temperatur und Feuchtigkeit mehr senkrecht als waagrecht verlaufen. Beherrschend ist also die Tatsache, daß es in der Nähe des Gebäudes warm und trocken, draußen im Rasengelände kühl und feucht ist.

In der bodennächsten Schicht biegen nun die Isolinien zu waagrechttem Verlaufe in solcher Weise um, daß die Gegensätze zwischen draußen und drinnen nächst dem Boden vergrößert werden. Über der Rasenfläche lagert eine kühle, feuchte Lufthaut, über dem Betonboden eine warme, trockene. Der Einfluß des letzteren ist der stärkere; denn erst in etwa 130 m Entfernung von dem Gebäude halten sich beide Einflüsse zu dem gegebenen Zeitpunkt die Waage; dort stehen die Linien gleicher Temperatur und Feuchte senkrecht. In einer Höhenlage von etwa 1 m findet sich über dem Rasen ein Gebiet maximaler Temperatur; auch im Feuchtefeld ist es, wenn auch ganz schwach, als Trockenzone erkennbar. Es hat den Anschein, als fließe die warme trockene Luft, die sich über dem Betonboden gebildet hatte, langsam in dieser Höhe hinaus auf das Rasengelände, dabei die kalte Bodenluft überschiebend.

H. Runge (367) hat ein hübsches Beispiel veröffentlicht, aus dem man die Einwirkung solcher mikroklimatischen Unterschiede auf die örtliche Witterungsbildung erkennen kann. In einem Aufsatz in der Presse von 1936, der für Kraftfahrer die Gefahren des Nebels und deren Bekämpfung besprach, fand ich die Bemerkung: „Sorgfältige Beobachtungen haben gezeigt, daß selbst bei dichtem Nebel unmittelbar über dem Boden eine Schicht klarer oder nur wenig getrüübter Luft zu lagern pflegt, die bis in etwa 35 cm Höhe hinaufreicht. Ein tief unten am Wagenvorderteil angebrachter starkkerziger Zusatzscheinwerfer, dessen Lichtkegel schräg abwärts geneigt ist und keinerlei Streuung nach oben aufweist, vermag die Sichtverhältnisse bei nächtlichen Nebelfahrten ganz bedeutend zu verbessern.“ Wenn diese Beobachtung zutrifft, so gründet sie sich doch wohl auf den Mikroklimaunterschied zwischen der trockenen Betonstraße und dem umliegenden feuchten Kulturland, wie er in der Abb. 84 gezeigt wurde. Wenigstens bis in 35 cm Höhe beherrscht der Straßenboden die bodennahe Luftschicht.

Sobald der lebende Bodenüberzug nur einige mm oder gar cm hoch ist, bildet sich eine zäh am Boden hängende Lufthaut. R. Geiger (358—360) hat in München Temperaturregistrierungen mit stabförmigen Versuchskörpern (vgl. S. 72) vorgenommen, welche die Temperaturverhältnisse in dieser Lufthaut und der unmittelbar darüberliegenden Luftschicht gut erkennen lassen. Die Versuchskörper waren zylinderförmige Widerstandsthermometer in einer vernickelten Hülle von 5 mm Durchmesser und 65 mm Länge (167).

In der Abb. 85 sind für einige Stunden die Streubereiche der Stabtemperaturen an niederschlagsfreien und sonnenscheinreichen Sommertagen des Jahres 1935 dargestellt. Die untersten 40 cm der bodennahen Luftschicht sind allein berücksichtigt. Die Boden-

temperaturen (B) für etwa 1 cm Tiefe sind, um erkennbar zu bleiben, in den Abstand von 5 cm unter die Oberfläche verlegt. Die rechte

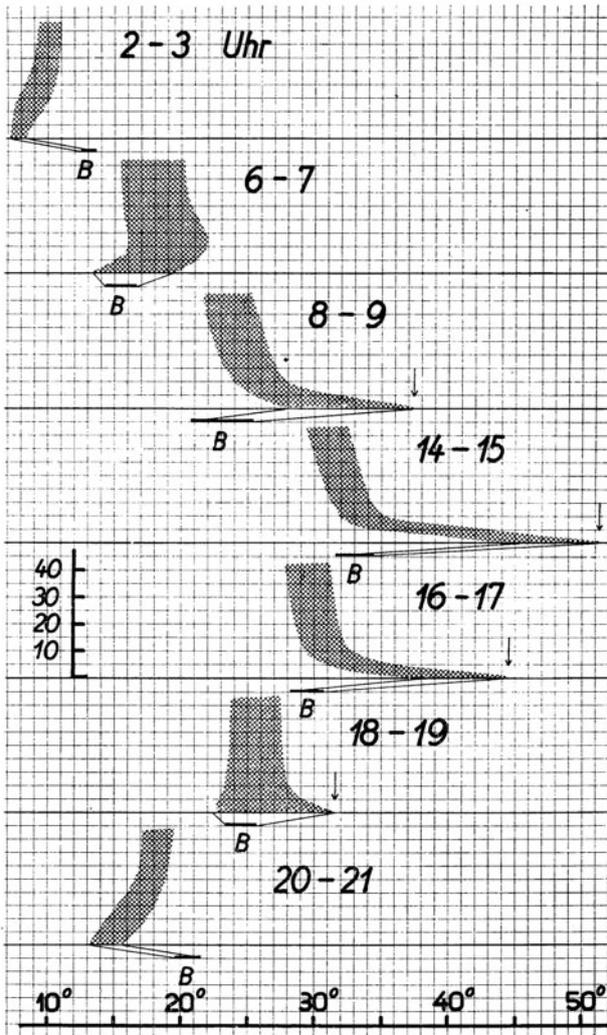


Abb. 85. Temperaturschichtung im Laufe des Tages über einer Rasendecke

und linke Begrenzung der schraffierten Flächen sind die mittleren absoluten Extreme im angegebenen Stundenzeitraum; bei den

Bodentemperaturen sind die Augenblickswerte zu den beiden den Zeitraum begrenzenden Stundenwerten als linkes und rechtes Ende des starken Striches gewählt. Bei der geringen Streuung der Bodentemperaturen können diese in der Darstellung als vergleichbar angesehen werden.

In der Zeit von 2 bis 3 Uhr ist die nächtliche Ausstrahlungskurve nur in einiger Höhe zu finden. Nahe der Bodenoberfläche nimmt das senkrechte Temperaturgefälle wieder ab, und die an sich schon geringe Streubreite wird weiter eingeschnürt. Die ausstrahlungswirksame Zone liegt bei Nacht also bei den Grashalmoberflächen; darunter ruht die Luft „fest verankert“ (G. Hellmann).

Von den schräg einfallenden Sonnenstrahlen am Morgen (6 bis 7 Uhr) wird zunächst nur die Grasoberfläche getroffen und erwärmt. In der Höhe ist daher der Einstrahlungstypus, am Boden aber noch der Ausstrahlungstypus zu finden. Die Streubreite der Temperatur ist aber entsprechend dem starken Temperaturanstieg sehr groß. Sobald nun die Strahlung steiler einfällt, der nächtliche Zustand im lebenden Bodenüberzug beseitigt ist und die verzögernde Wirkung der Verdunstung von Tau an der Bodenoberfläche und den Gräsern vorüber ist, übernimmt die bodennächste Lufthaut die Führung in der Anheizung, wie die Zustandskurven von 8 bis 17 Uhr zeigen. Der kleine senkrechte Pfeil in der Abb. 85 läßt jeweils die höchsten, unmittelbar über dem Boden vorkommenden Stabtemperaturen besser erkennen. Der Boden und die bodennahe Luftschicht folgen nur zögernd dieser jähen Aufheizung.

Grundsätzlich anders als die Erwärmung geht bei dem grasbedeckten Boden die Abkühlung vor sich. Während nämlich am Morgen die nachträgen Luftmassen am Boden nur allmählich von oben her durch die zugestrahlte Wärmeenergie in den Erwärmungsvorgang einbezogen werden können, geschieht das Trägwerden, die abendliche Beruhigung der Luftmassen, in allen Schichten gleichartig. Die symmetrisch gebaute Figur für die Stunde von 18 bis 19 Uhr veranschaulicht dies in der Abb. 85 recht hübsch. Die Mitteltemperatur ist überall fast gleich. Die rechte Begrenzung der Streufläche spiegelt noch die Tagesverhältnisse wider. Mit zunehmender Abkühlung stellt sich der Ausstrahlungstypus ein, der für die Stunde von 20 bis 21 Uhr in reiner Form erscheint.

Mit dieser Betrachtung dringen wir aber bereits weiter vor zu dem Einfluß der Pflanzendecke auf das bodennahe Klima. Da dies dem späteren VI. Abschnitt vorbehalten bleibt, brechen wir an dieser Stelle vorläufig ab.

Anhang

**Über die quantitative Erfassung des Wärmehaushalts
der Bodenoberfläche**

Alle Vorgänge in der bodennahen Luftschicht sind unserer Erkenntnis erst dann ganz erschlossen, wenn der Wärmehaushalt der Bodenoberfläche nicht nur verstanden, sondern auch mengenmäßig erfaßt wird. Auf welche Weise der Bodenoberfläche Wärme zugeführt oder entzogen wird, ist im Laufe der bisherigen 17 Kapitel besprochen worden. Auch auf die größere oder geringere Bedeutung der einzelnen Faktoren war hingewiesen worden. Aber vollständig wird das Bild erst, wenn in jedem Augenblick der Anteil eines jeden Faktors am gesamten Wärmeumsatz ziffernmäßig bekannt ist.

Dieser Wunsch der mikroklimatologischen Forschung führt aber weit über ihren engeren Bereich hinaus. Denn es ist ein Grundproblem der Meteorologie überhaupt, diesen Wärmeumsatz an der Erdoberfläche zu erfassen, hängt doch von ihm der Zustand der ganzen Atmosphäre wesentlich ab. Die Fragen der quantitativen Erfassung können daher hier anhangsweise nur soweit behandelt werden, als die Mikroklimatologie daran beteiligt und interessiert ist.

Schon in den 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts hat in Finnland Th. Homén (378) versucht, in drei verschiedenen Bodenarten den Wärmeumsatz durch Messungen zu bestimmen. Seine Ergebnisse sind heute überholt, da er entsprechend der damaligen meteorologischen Erkenntnis die Strahlungsvorgänge zu wenig berücksichtigte. Bahnbrechend ist dann auf diesem Gebiet F. Albrecht (369—374) in Potsdam vorgegangen. Er führte nicht nur die ersten umfassenden Beobachtungen durch, deren Ergebnisse später in den Hauptzügen mitgeteilt werden, sondern seine konstruktive Begabung beschenkte uns auch mit einer ganzen Reihe von Instrumenten, die ausschließlich dem Zwecke dienen, wichtige Faktoren im Strahlungs- und Wärmehaushalt unmittelbar zu messen. In neuester Zeit war es dann wieder ein Finnländer, M. Franssila (377), der das Erbe Homéns in einer großzügigen Versuchsreihe in Pälkäne weiterpflegte.

Der Wärmehaushalt der Bodenoberfläche hängt vom Großklima, der Jahreszeit und der Großwetterlage, vom Mikroklima, der Bodenart und dem Bodenzustand, von der Tageszeit und dem augenblicklichen Wetter ab. Die Ziffern des Wärmeumsatzes wechseln daher ständig mit dem Wechsel dieser Einflußfaktoren. Es ist schon schwierig, zu einem gegebenen Zeitpunkt alle Faktoren richtig zu erfassen, aber noch schwieriger, allgemein gültige Richtlinien aus den Einzelbeobachtungen abzuleiten.

Der Wärmehaushalt der Bodenoberfläche setzt sich aus vier Stücken zusammen. An erster Stelle ist der Strahlungsumsatz zu nennen. Im 1. Kapitel wurde bereits die kurzwellige Zustrahlung von Sonne und Himmel, im 2. und 5. Kapitel die langwellige Ausstrahlung, die Strahlungsscheinleitung und Wellenlängentransformation besprochen. Je nachdem die Ein- oder Ausstrahlung überwiegt, ist der Strahlungsumsatz positiv oder negativ. F. Albrecht (372) konstruierte einen Strahlungsumsatzmesser, der unmittelbar die Bilanz zu beobachten erlaubt. In einer Reihe von Arbeiten hat sich besonders F. Sauberer (382—385) mit dem Strahlungsumsatz als Teilfaktor des Wärmeumsatzes beschäftigt.

Dazu kommt als zweites der Wärmegewinn bzw. der Wärmeverlust der Bodenoberfläche, der durch Zuströmen von Wärme aus den tieferen Bodenschichten bzw. durch Wärmeabgabe dorthin entsteht. Ihm war das 3. Kapitel gewidmet worden. Als dritter Faktor ist der Wärmeaustausch mit der bodennahen Luftschicht zu nennen. Er erfolgt hauptsächlich durch den Massenaustausch, kann aber auch in advektiven Vorgängen, also im Zuströmen wärmerer oder kälterer Luft seine Ursache haben. Das 4., 6. und 7. Kapitel behandelte diese Fragen.

Endlich ist der Wärmeverlust zu nennen, der durch Verdunstung des Wassers an der Bodenoberfläche entsteht. Um 1 g Wasser von dem flüssigen in den gasförmigen Zustand zu überführen, ist eine Wärmemenge notwendig (Verdampfungswärme), deren Betrag von der Temperatur des Wassers abhängt.

Bei einer Temperatur des Wassers von ...	0	25	40° C
ist die Verdampfungswärme in cal	595	582	575

Diese Wärmemenge wird der Bodenoberfläche entzogen. Bei der Tau- und Reifbildung kommt dieselbe Wärmemenge (Kondensationswärme) dem Boden wieder zugute. Auch der Wärmeumsatz durch die Zustandsänderung des Wassers kann also positiv oder negativ sein. Er darf nicht vernachlässigt werden.

Normalerweise ist der Wärmehaushalt der Bodenoberfläche nicht im Gleichgewicht. Das Zusammenspiel der vielen in Betracht kommenden Faktoren vergrößert vielmehr oder verkleinert in einem gegebenen Augenblick den Wärmeverrat der Bodenoberfläche. Ihre Temperatur steigt oder fällt. Nur in langen Nächten, etwa im Winter bei ruhiger Wetterlage, kann sich mit der Zeit ein Gleichgewichtszustand einstellen. Selbstverständlich ist es in solchem Falle viel leichter, den Wärmeumsatz ziffernmäßig zu erfassen, als wenn alles im Fluß ist.

Liegt eine Schneedecke, so wird die Aufgabe noch einfacher, weil dann die Oberfläche gleichartig und gleichförmig-eben ist und weil der Wärmenachschub aus dem Boden geringfügig wird. Es sind daher eine Reihe neuer Wärmeumsatzmessungen gerade über der winterlichen Schneedecke zur Nachtzeit ausgeführt worden. A. Ångström (330) veröffentlichte 1919 Messungen zu Åbisco während der Polarnacht, in der außergewöhnlich stabile Zustände herrschen. 1932–33 folgten Beobachtungen von G. Falckenberg (376) und F. Krügler (148, 379) in Rostock und E. Niederdorfer (380) in Kärnten. Nach diesen findet man folgendes Ergebnis über den nächtlichen Wärmeumsatz der Schneedecke in cal/cm² min:

Verfasser und Zeit (Mittel aus <i>n</i> Einzel- messungen)	Wärmeabgabe	Wärmegewinn der Bodenoberfläche		
	Effektive Ausstrahlung	durch Leitung aus der Schneedecke	durch den Massen- austausch	durch Kondensations- wärme
E. Niederdorfer, Januar 1932				
Streuung	0,013 – 0,060	0,004 – 0,037	0,009 – 0,035	vernach- lässigt
Mittel (<i>n</i> = 7)	0,052	0,024	0,028	
K. Krügler, Winter 1932/33				
Streuung	0,115 – 0,163	0,050 – 0,094	0,039 – 0,076	0,000 – 0,003
Mittel (<i>n</i> = 8)	0,135	0,075	0,059	0,001

Die vier Zahlen entsprechen den oben genannten vier Teilfaktoren des Wärmeumsatzes. Unter diesen ist der Einfluß der Reifbildung auf der Schneedecke ganz geringfügig und von E. Niederdorfer deshalb von vornherein vernachlässigt worden. Der Strahlungsumsatz ist der Hauptfaktor, und zwar negativ. Im Gleichgewichtszustand, wie er in solchen Winternächten herrscht, wird die durch Ausstrahlung verlorene Wärme der Schneeoberfläche zu ungefähr gleichen Teilen durch die Wärmeleitung (aus dem Boden) durch die Schneedecke und durch den Massenaustausch seitens der bodennahen Luftschicht ergänzt.

Weitere Angaben aus neuer Zeit über den Wärmehaushalt der Schneedecke findet man bei O. Eckel und Ch. Thams (332) und bei A. Nyberg (345).

Über den Wärmeumsatz im Laufe eines vollen Tages können uns die besten und neuesten Messungen von F. Albrecht (370) und M. Franssila (377) unterrichten. Die Abb. 86 veranschaulicht deren Ergebnisse. Die vier linken Kreisbilder beziehen sich auf die Messungen F. Albrechts zu Potsdam an vier

heiteren Tagen in jeder Jahreszeit, nämlich am 5. April 1925, 19. Juli 1925, 30. September 1924 und 16. Dezember 1924. Die Sommerdarstellung rechts oben aus Pälkäne in Mittelfinnland (61° Breite) ist aus sieben Tagesreihen M. Franssilas im Juni und August 1934 gemittelt und zum Vergleich mit den Sommermessungen in Potsdam beigelegt.

Der obere Halbkreis jedes Teilbildes zeigt flächentreu die Wärmemenge, die dem Quadratcentimeter der Bodenoberfläche im Laufe des Tages zugeführt wird, nämlich durch die aus den tieferen Boden-

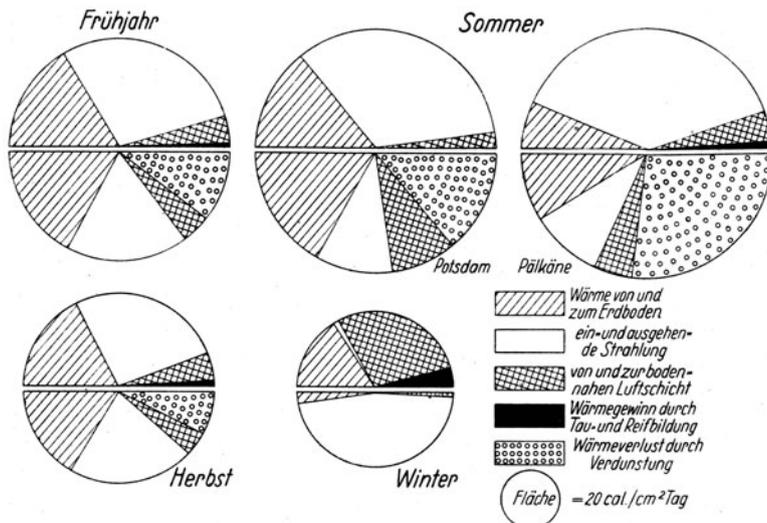


Abb. 86. Täglicher Wärmeumsatz der Bodenoberfläche zu den verschiedenen Jahreszeiten

schichten nach oben strömende Wärme (schraffiert), durch die Strahlung von Sonne und Himmel (weiß), durch die Abgabe seitens der bodennahen Luftschicht (Kreuzschraffur) und endlich durch die Tau- bzw. Reifbildung (schwarz). Der untere Halbkreis zeigt in entsprechender Weise die Wärmeabgabe der Bodenoberfläche an den Boden (Leitung), durch Ausstrahlung an die anliegende Luft (Massenaustausch und Leitung) und durch Verdunstung. Der Flächenmaßstab findet sich rechts unten in der Abbildung.

Im Wärmehaushalt eines normalen Tages halten sich die Einnahmen und Ausgaben die Waage. Darum sind jeweils der obere und untere Halbkreis gleich groß. Aber je nach der Jahreszeit ist der Betrag des gesamten Umsatzes verschieden groß, und zwar, da die Sonne in erster Linie bestimmend ist, im Winter klein, im Sommer

groß. Die Flächen der Halbkreise der Abb. 86 entsprechen im Frühjahr ± 307 , im Sommer ± 374 (Potsdam) bzw. ± 394 (Pälkäne), im Herbst ± 235 und im Winter nur ± 155 cal je qcm und Tag.

Im Winter beherrscht die starke Ausstrahlung den Wärmehaushalt; die Einstrahlung ist verschwindend gering. Der Wärmeverlust durch Strahlung muß daher durch Nachschub aus dem Boden und durch Abgabe seitens der bodennahen Luftschicht gedeckt werden. Die Darstellung entspricht einem schneefreien Wintertag. Bei Vorhandensein einer Schneedecke würde der Anteil der bodennahen Luftschicht vergleichsweise noch größer sein. Zu keiner anderen Jahreszeit ist sie so stark am Wärmeumsatz der Bodenoberfläche beteiligt. Es ist also der starke winterliche Temperaturrückgang nahe dem Boden, zumal bei Schneedecke, wohl verständlich.

Ist der Winter die Jahreszeit, in welcher der Wärmegewinn durch die Reifbildung beachtlich ist, so tritt umgekehrt im Sommer der Einfluß der Verdunstung hervor, in Pälkäne noch deutlicher als in Potsdam. Daran mag schuld sein, daß in Pälkäne der Juni vor den Versuchen regenreich, der Wassergehalt des Bodens mithin sehr groß war. In Potsdam konnte daher mehr Wärme zu den tieferen Bodenschichten und in die bodennahe Luftschicht weggeführt werden, die in Pälkäne zur Verdunstung verbraucht wurde.

Im Sommer ist der wichtigste Faktor die Wärmezustrahlung. Sie bestimmt auch die Größe des Wärmeumsatzes. Ein merklicher Teil davon geht durch die nächtliche Ausstrahlung wieder verloren, trotz der kurzen Nächte infolge der hohen Bodentemperatur (vgl. S. 18). Der Wärmeumsatz im Boden allein hält sich hier wie in den Übergangsjahreszeiten im wesentlichen das Gleichgewicht. Der Wärmeüberschuß wird hauptsächlich für die Verdunstung verbraucht.

Den Ergebnissen, die in der Abb. 86 dargestellt sind, haftet selbstverständlich die Zufälligkeit an, die jeder Einzelmessung eigen ist. Die Auswahl gerade der heiteren Tage betont überdies die Strahlungsvorgänge gegenüber den durchschnittlich anzutreffenden Verhältnissen. Aber die Messungen F. Albrechts und M. Franssilas waren doch vorzüglich geeignet, um das Bild, das wir uns über den Wärmeumsatz der Bodenoberfläche an Hand der Abb. 1 (S. 10) und Abb. 7 (S. 26) gemacht hatten, abzurunden. Durch die quantitative Betrachtung klärt sich unsere Vorstellung von der Bedeutung der Bodenoberfläche für das Mikroklima der bodennahen Luftschicht, womit wir den ersten Teil des Buches begonnen haben. Wir schließen damit den Kreis unserer Betrachtungen und wenden uns im zweiten Teil ganz neuen Fragestellungen und Problemen zu.

ZWEITER TEIL

DAS MIKROKLIMA IN SEINEN BEZIEHUNGEN ZUR GELÄNDEGESTALTUNG, ZU PFLANZE, TIER UND MENSCH

Wer die Überschrift über dem zweiten Teil des Buches liest, mag zunächst wohl den Eindruck haben, daß recht ungleichartige Dinge gemeinsam in diesem Teil abgehandelt werden. Gelände, Pflanzenwelt, Tier und Mensch finden sich vereinigt in ihrer Beziehung zum Mikroklima, fast so als handle es sich um eine Sammelmappe mit der Überschrift „Verschiedenes“.

Indessen gelangen wir mit Eintritt in den zweiten Teil des Buches zu einer grundsätzlich anderen Art von Mikroklimaerscheinungen, die uns von jetzt ab bis zum Ende des Buches beschäftigen sollen. Im ersten Teil war von den Mikroklimaten die Rede, welche durch die Bodennähe in der Bodennähe entstehen. Wir befaßten uns immer nur mit der dünnen, höchstens 2 m hohen Luftschicht, die im Grundkapitel vom großklimatologischen Standpunkt aus als „Störungzone“ bezeichnet worden war (s. S. 1).

Jetzt aber kommen wir zu einer zweiten Gruppe von Mikroklimaten, die von der Großklimatologie nicht einfach als ein nicht zu beachtender Störungsfaktor abgetan werden, sondern die schon früher von ihr berücksichtigt und beobachtet wurden. Die Lufträume, in denen diese neuen Mikroklimaerscheinungen auftreten, können über die Beschränkung auf die erwähnte 2-m-Schicht hinauswachsen. Das soll zunächst an einigen Beispielen veranschaulicht werden.

Im folgenden V. Abschnitt wird der Einfluß des Geländes auf die Mikroklimagestaltung besprochen. Wählen wir hieraus das erste Beispiel. In einem Flußtal ist das Klima auf der Talsohle am Ufer des Flusses, an den Hängen und oben auf der Höhe ganz verschieden. Es ist zwar auch ein Klima auf kleinstem Raum, da es sich mit jedem Meter, den wir am Hang höhersteigen, und mit jeder Biegung des Flußtales ändert. Aber man kann überall große meteorologische Hütten aufstellen und nach den bewährten großklimatischen Methoden die Unterschiede festlegen. Bei all den im ersten Teil des Buches besprochenen Mikroklimaten war das nicht möglich gewesen.

Im VI. Abschnitt wird der Einfluß der Pflanzenwelt behandelt. Wir denken uns einen kleinen Fichtenwald, umgeben von Wiesenflächen. Für das Großklima ist es gleichgültig, ob dieser kleine Fichtenwald da ist oder nicht. Aber im Innern des Waldes herrscht ein Mikroklima, das völlig anders ist als das Mikroklima im umgebenden Wiesengelände. Der Stammraum vom Waldboden bis zum Kronendach ist von diesem Bestandsinnenklima eingenommen, und wir können dessen Eigenschaft wiederum nach großklimatischen Methoden festlegen.

Der VII. Abschnitt ist den Beziehungen von Tier und Mensch zum Mikroklima gewidmet. Wenn der Architekt eine Kongreßhalle baut, so schafft er schon durch die Art des Baues in ihrem Innern ein besonderes Mikroklima. Das Luftvolumen, das die Kennzeichen dieses Mikroklimas trägt, kann aber ungeheure Ausmaße haben.

Wir kommen also zu einer neuen Größenordnung von Mikroklimaten. Man könnte daher die Frage aufwerfen, ob denn die Bezeichnung „Mikroklima“ für diese neue Form der Erscheinungen überhaupt noch berechtigt ist. Es könnte zweckmäßig scheinen, zwischen Makroklima (Großklima) und Mikroklima eine Zwischenstufe einzufügen, die nach Vorschlag von H. Scaëtta (17) am besten Mesoklima zu nennen wäre. Man würde dann versucht sein, den ersten Teil des Buches „Mikroklimatologie“, den zweiten „Mesoklimatologie“ zu überschreiben. Dies würde sofort kennzeichnen, worin das verbindende Merkmal des zweiten Teiles zu sehen ist und worin er sich vom ersten unterscheidet.

Indessen ist diese Unterscheidung doch nur auf den ersten Blick richtig. Durch das Gelände, die Pflanzendecke usw. werden nämlich nicht ausschließlich Mesoklimate erzeugt, sondern auch Mikroklimata im alten Sinne. Eine Ackerfurche hat beiderseits, ein Ameisenhaufen ringsum besondere Hangklimate, die ihrer Ausdehnung nach ausgesprochene Mikroklimata sind und durch die großklimatische Beobachtungsmethode nicht erfaßt werden können. Ein einzelner Johannisbeerstrauch verändert das Klima seiner nächsten Umgebung ebenfalls in kleinsten Raumverhältnissen. Ja, jedes Blatt ist von einer Lufthaut mit besonderen Eigenschaften umgeben. In diesem zweiten Teil des Buches behandeln wir also sowohl Mesoklimate wie auch Mikroklimata. Da überdies, wie im Grundkapitel bereits dargelegt wurde (s. S. 3), der Einführung einer neuen Bezeichnung gegenwärtig Hindernisse allgemeiner Art entgegenstehen, so ist es am besten, den einen Ausdruck Mikroklima beizubehalten und ihn im weitesten Sinne zu verwenden. So geschieht es im zweiten Teil des Buches.

In neuester Zeit hört und liest man häufig den Ausdruck: Bioklima. Man versteht darunter nach F. Linke, wie er es 1934 in

der Vorrede zu den neugegründeten „Bioklimatischen Beiblättern der Meteorologischen Zeitschrift“ ausspricht, „die Lehre von den Einflüssen der Naturkräfte auf das organische Leben“. Die Bioklimatologie will eine Verbindung herstellen zwischen den sogenannten exakten und den biologischen Naturwissenschaften sowie der Medizin. Da für das Leben von Pflanze und Tier gerade das Mikroklima von ausschlaggebender Bedeutung ist, verbinden sich, wie unter anderen Wilh. Schmidt (20) programmatisch darlegte, Bioklimatologie und Mikroklimatologie aufs engste miteinander. In dem VI. und VII. Abschnitt dieses Teiles werden auch diese bioklimatischen Fragen näher in den Gesichtskreis unserer Betrachtungen treten.

V. Abschnitt

Der Einfluß des Geländes

Versucht man sich zu vergegenwärtigen, welchen Einfluß die wechselnde Geländegestaltung auf die Ausbildung der Mikroklimata hat, so muß man eine Unterscheidung nach der Tageszeit treffen. Bei Tage erhalten die Hänge verschiedener Richtung und Neigung eine sehr unterschiedliche Wärmeabstrahlung. Dadurch sind alle örtlichen Klimaunterschiede in erster Linie bedingt. Bei Nacht dagegen ist es die Kaltluft, die sich hangabwärts in Bewegung setzt und unabhängig von den Hangrichtungen eine Klimatrennung nach Höhenzonen herbeiführt.

Die folgende Darstellung richtet sich nach dieser tageszeitlichen Unterscheidung. Die Verhältnisse bei Nacht werden als die leichter verständlichen zuerst in den Kapiteln 18 bis 20 behandelt. Darauf folgt im 21. und 22. Kapitel eine Besprechung der Mikroklimata, die unter der Einwirkung der verschiedenen Besonnung entstehen. Erst in den letzten Kapiteln des V. Abschnitts werden dann noch allgemeine Fragen des Geländeeinflusses erörtert.

18. Kapitel

Kaltluftfluß und Kaltluftstau

Luft niederer Temperatur ist schwerer als Luft höherer Temperatur. Kalte Luft hat daher das Bestreben, sich unter warme Luft zu schieben. Ist Gelegenheit geboten, so kommt es zwischen verschiedenen warmen Luftmassen zu Ausgleichsströmungen. Dieser Fall tritt bei Nacht in nicht ebenem Gelände ein. Durch Ausstrahlung bildet sich zunächst überall eine kalte Luftschicht über dem Boden

(s. S. 27). Weil diese, gleiche Bodenverhältnisse vorausgesetzt, zunächst überall gleiche vertikale Mächtigkeit besitzt, kommt die kalte Luftschicht über den höheren Geländeteilen neben die höhere wärmere Luftschicht der tieferen Geländeteile zu liegen. Dieser Dichteunterschied in horizontaler Richtung leitet den Ausgleichsvorgang ein. Es strömt die kalte Luft der Höhen den tieferen Lagen zu und wird durch die wärmere Luft über den tieferen Lagen ersetzt. Die so zur Auslösung kommende potentielle Energie ist aber bei den geringen Dimensionen und den geringen Temperaturunterschieden, in denen sich der Vorgang abspielt, so klein, daß es geraumer Zeit bedarf, bis der Austausch in Gang gekommen ist, und daß er nur länger besteht, wenn nicht andere meteorologische Faktoren störend dazwischentreten. Infolgedessen sind es die windstillen Nächte, in denen sich solche Austauschvorgänge am besten ausbilden, vor

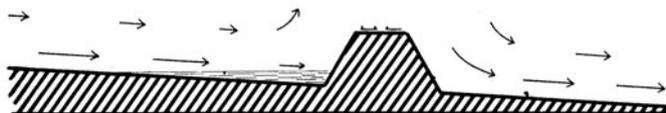


Abb. 87. Nächtliche Luftbewegung in geneigtem Gelände beiderseits eines Bahndamms

allem die Nächte bei Hochdruckwetterlage und klarem Himmel. Es entstehen dann die mannigfach verbreiteten, oft beobachtbaren Erscheinungen der „Kälteinseln“, „Frostlöcher“, „Kälteseen“, „Kaltluftpfützen“ oder wie die örtliche Ausbildung von Gebieten niedriger Temperatur bei Nacht noch genannt worden ist.

Der Ausdruck Kältesee besagt schon, daß kalte Luft sich ähnlich wie Wasser verhält, das jeweils dem tiefsten Punkte zustrebt. Man spricht deshalb von einem Fluß kalter Luft. Dieser Vergleich ist, wie wir im 19. Kapitel sehen werden, nur zum Teil richtig. Er kann uns aber zweierlei lehren: 1. daß konkave Geländeformen bei Nacht stets Kälteinseln sind, 2. daß Objekte, welche den Fluß der Luft aufhalten, auf die Verteilung der Nachttemperaturen von großer Bedeutung sein können.

Ein Beispiel möge zunächst zeigen, wie berechtigt der Vergleich zwischen strömender Kaltluft und fließendem Wasser ist.

Wo auf einer sanft geneigten Ebene ein Eisenbahndamm senkrecht zum Gefälle verläuft (s. Abb. 87), pflegen die oberhalb angrenzenden Gebiete, wo sich die Luft staut, kälter und frostgefährdeter zu sein als die unterhalb gelegenen, wo alle durch Ausstrahlung erkaltende Luft weiter nach abwärts fließen kann und dadurch der wärmeren Luft aus der Höhe Platz macht. Gärtnereien beiderseits des Bahndamms müssen verschiedene Blumensorten züchten; denn was im begünstigten Garten hochkommt, erfriert im nahe benachbarten.

Schon auf kleinstem Raume macht sich dieser Kaltluftfluß in der Verteilung der nächtlichen Temperaturminima bemerkbar. Als erstes Beispiel seien hier Beobachtungen angeführt, die R. Geiger (796) im Jahre 1925 auf einer „Frostfläche“ der Münchener Umgebung machte. Diese Frostflächen sind junge Fichtenkulturen von großer Ausdehnung; sie stammen aus der Zeit, in der die „Nonne“ in den Jahren 1889 bis 1891 die Wälder der Münchener Umgegend verheerte und die Aufforstung nur langsam nachkam. Auf vielen Fichtenkulturflächen erfroren die jungen Triebe der Pflanzen von Jahr zu Jahr, oft noch im Juni, so daß die Pflanzen zum Teil ganz abstarben, zum Teil nur mit größter Mühe hochzukommen vermochten. Solche vom Frost fast zerstörte Kulturen bezeichnet man als Frostflächen oder Frostfelder.

Diejenige Frostfläche, welche Gegenstand der Untersuchung wurde, befand sich im Anzing-Ebersberger Forst, etwa 22 km östlich von München. Die Abb. 88 gibt eine Skizze des Versuchsfeldes. Auf der rechten Seite der Abbildung ist die Isohypsenkarte nach dem Ergebnis einer besonderen Höhenmessung gezeichnet. Dem Auge erscheint die Fläche ganz eben; sie hat aber, wie die Isohypsen zeigen, eine sanfte Neigung gegen Nordwest (beachte den Nordpfeil in der Abb. 88). Die nachts ungefähr senkrecht zu den Isohypsen abfließende Luft wird nun an den hohen Fichtenbeständen gestaut, welche die Frostfläche, wie der linke Teil der Abb. 88 zeigt, im Norden und Westen umgeben. Durch diesen Kaltluftstau bildet sich in dem spitzen Winkel zwischen den Altbeständen allnächtlich ein Kältesee und verwandelt die Kulturfläche in eine Frostfläche.

Um die Temperaturen kennenzulernen, denen die Pflanzen bei Nacht dort ausgesetzt sind, wurden im Frühjahr 1925 an den durch große Ziffern bezeichneten Punkten Thermometer in 5 cm Höhe ausgelegt. Sie zeigten unerwartet tiefe Temperaturen, wie die Zusammenstellung in der nachfolgenden Tabelle zeigen kann.

Man sieht aus den Zahlen, welche außergewöhnlich große Temperaturunterschiede sich bei Nacht in demselben Klimagebiet örtlich ausbilden können. Angesichts so tiefer Temperaturen und so großer Frosthäufigkeit wird die Schädigung der Pflanzen wohl verständlich. Die Frostwirkung, die (natürlich vor dem Beginn der Temperaturbeobachtungen) in Stufen geschätzt und kartiert wurde und im linken Teil der Abb. 88 wiedergegeben ist, steht mit den beobachteten Temperaturen in guter Übereinstimmung.

Betrachtet man den Zusammenhang zwischen Höhenlage und Temperatur, so zeigt sich die größte Kälte an den tiefsten Punkten (23, 2c), sofern dieselben nicht den Schutz des benachbarten Altbestandes genießen wie die Punkte 7 und 4. Ein Höhenunterschied im Gelände von wenigen Zentimetern übt bereits einen merklichen Einfluß auf

Station	Beobachtungshöhe	Mai			Juni		
		Mitteltemperatur	kälteste Nacht 3. auf 4. Mai	Zahl der Frostnächte	Mitteltemperatur	kälteste Nacht 7. auf 8. Juni	Zahl der Frostnächte
A. Zum Vergleich (Großklima)							
München-Stadt	8,4 m	8,8	+ 2,1	0	10,6	+ 8,2	0
München-Außenstation	1,4 m	6,5	- 1,8	1	9,0	+ 4,2	0
B. Im Anzinger Forst bei München							
Anzinger Sauschütte .	5 cm	1,6	- 8,4	12	4,5	- 3,9	4
Auf der Frostfläche:							
Punkt Nr. 30	} 5 cm	0,1	- 10,7	17	1,2	- 5,2	9
„ „ 52		- 0,3	- 11,0	17	0,4	- 7,9	12
„ „ 35		- 0,3	- 10,8	19	1,4	- 7,1	8
„ „ 33		- 0,6	- 12,4	20	0,4	- 7,0	12
„ „ 4		- 0,7	- 11,9	20	- 0,1	- 8,0	14
„ „ 16		- 0,8	- 12,8	20	0,3	- 7,2	13
„ „ 7		- 1,1	- 13,5	22	0,1	- 7,1	13
„ „ 23		- 1,5	- 13,5	22	- 0,2	- 7,1	15
„ „ 26		- 2,0	- 14,4	23	- 0,7	- 8,8	15

die nächtliche Temperatur aus. Diese Benachteiligung der tiefen Lagen bleibt, wie die Monatsmittelwerte zeigen, stetig erhalten. Man muß daraus schließen, daß sich die nächtlichen Kaltluftbewegungen mit großer Regelmäßigkeit einstellen, selbst wenn sie sich der unmittelbaren Beobachtung entziehen, und wenn andere Faktoren, wie Wind oder Regen, die Wetterlage bestimmen. Zahlreiche Beobachtungen seitens der Forst- und Landwirtschaft über die Beständigkeit der Kaltluftinseln bestätigen diese Tatsache.

Im Jahre 1939 haben R. Geiger und G. Fritzsche (290) auf einer frostzerstörten Kiefernkultur in einem Lehrrevier der Eberswalder Forstlichen Hochschule Messungen ausgeführt, die zu ganz ähnlichen Ergebnissen führten. Wie stark sich auch hier die kleinsten Höhenunterschiede auswirkten, zeigen folgende Ergebnisse von fünf Meßstellen, die auf einer Strecke von noch nicht 100 m beieinander lagen. In 10 cm über dem Boden wurde beobachtet:

Meßstelle Nr.:	8	9	10	11	12
Seehöhe (m):	36,1	36,1	36,3	36,6	37,1
Temperaturminima (°C)					
Einzelne Frostnächte:					
23./24. Mai 1939	- 7,6	- 6,9	- 5,4	- 5,1	- 3,7
2./ 3. Juni	- 9,4	- 7,9	- 8,2	- 6,7	- 5,0
2./ 3. Juli	- 2,1	- 1,3	- 1,1	0,0	+ 0,1
11./12. Juli	- 2,5	- 1,4	0,0	+ 1,6	+ 1,9
Mittel aus den 30 kältesten Nächten . .	- 0,6	- 0,4	+ 0,1	+ 0,7	+ 1,7

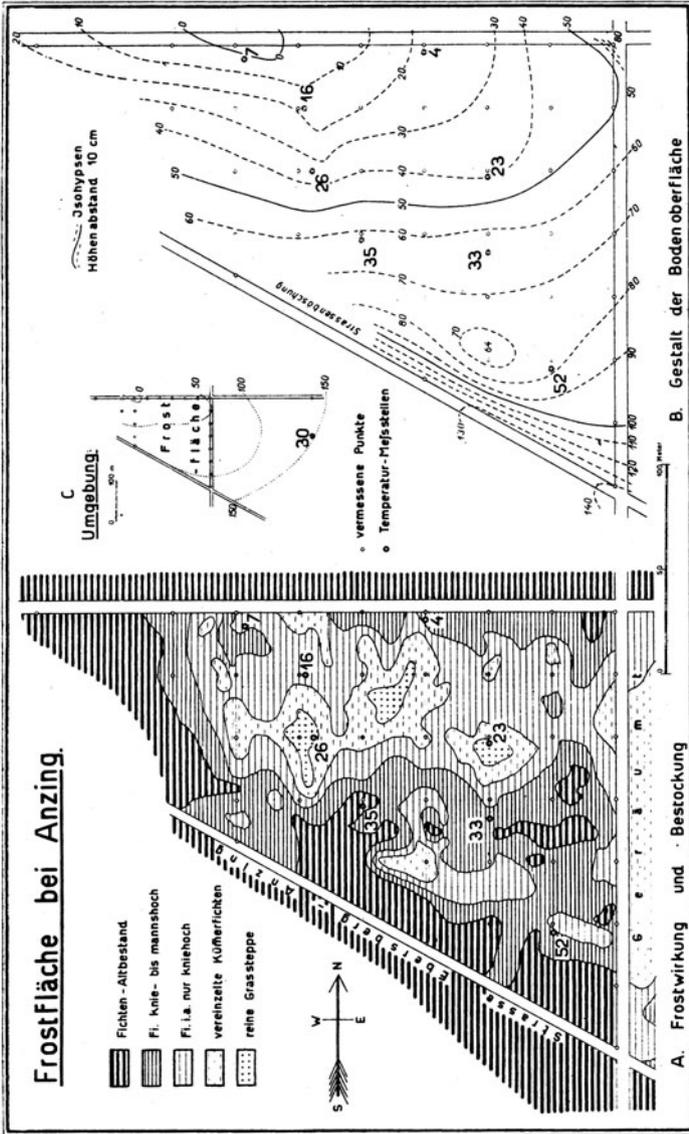


Abb. 88. Ergebnis von Spätfrostuntersuchungen im Anzinger Forst bei München

An Punkt 8 waren im Frühjahr insgesamt 17, an Punkt 12 nur 14 Schadensfrostnächte festgestellt worden.

Die Abb. 89 zeigt einen Querschnitt durch eine Doline, einen ringsum geschlossenen, durch Einsturz entstandenen Felsenkessel in der Nähe von Lunz in Niederösterreich, die Gstettneralm (1270 m Seehöhe). Wilhelm Schmidt (415) hat dort anlässlich einer großen bioklimatischen Gemeinschaftsarbeit Temperaturmessungen an den Hängen der Doline vornehmen lassen und dabei im Kessel der Doline verhältnismäßig sehr tiefe Temperaturen bei Nacht feststellen können. Der Dolinenquerschnitt ist in der Abb. 89 in geringer Überhöhung gezeigt. Die mit einem Aßmannschen Aspirationspsychrometer

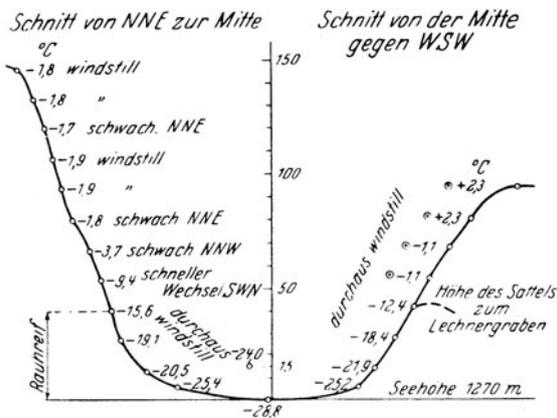


Abb. 89. Temperaturverteilung in der Doline Gstettneralm bei Lunz am 21. Januar 1930. (Nach Wilh. Schmidt)

am 21. Januar 1930 vor Sonnenaufgang gemessenen Temperaturen sind an den Meßpunkten eingetragen. Dort findet man auch Angaben über die gleichzeitigen Windverhältnisse. Die linke Hälfte der Abbildung gibt den Schnitt von Nordnordost zur Mitte der Doline. An ihrem oberen Rand sowie etwa 70 m weit den Hang herab herrschen Temperaturen von 1 bis 2° unter Null. Beim weiteren Herabsteigen nimmt aber die Temperatur außerordentlich rasch ab und erreicht am Boden des Talkessels $-28,8^{\circ}\text{C}$. Die an den Hängen gebildete Kaltluft sammelt sich dort unten an und kann nicht abfließen. Der Rauhreif, der in den untersten 40 m Höhe in der Doline auftrat, war ein sichtbares Zeichen dieser Temperaturrichtung.

In der rechten Hälfte der Abb. 89 ist der Querschnitt von der Mitte nach Westsüdwest fortgesetzt. Hier ist durch einen Sattel die Doline angeschnitten. Bis zur Höhe dieses Sattels herrschen

noch die tiefen Frostgrade. Weil aber die Kaltluft an dieser Stelle über den Sattel abfließen kann, nehmen die Temperaturen oberhalb des Sattels sofort rasch zu. Blickt man zur linken Hälfte der Abbildung wieder zurück, so kann man die Wirkung dieses Abflusses auch noch am jenseitigen Dolinenrand erkennen.

Die Gstettneralm und die Schmidtschen Messungen haben eine Berühmtheit dadurch erlangt, daß am Dolinengrund in dem bekannt strengen Winter 1928/29 die tiefsten Minimumtemperaturen von ganz Mitteleuropa beobachtet wurden, nämlich -48°C . Eine mikro-klimatische Erscheinung hat hier, wie so oft, den Rekord gewonnen gegenüber dem Großklima. Es ist auch bezeichnend, daß in den darauffolgenden Wintern an derselben Stelle sogar -51° beobachtet wurden, ein Zeichen, daß nicht so sehr die winterliche Gesamtwetterlage, als vielmehr die örtlichen Gegebenheiten solche Extremtemperaturen veranlassen. In der angeführten Arbeit von Wilh. Schmidt sehe man vor allem auch die außerordentlich aufschlußreichen Thermogramme vom Talboden dieser Doline an.

Selbst im Hochsommer werden in der Doline Temperaturen unter dem Gefrierpunkt erreicht, und es ist selbstverständlich, daß sich die Pflanzenwelt und die Tierwelt diesen örtlichen Gegebenheiten anpassen muß. Im Grunde der Doline besteht der Pflanzenwuchs nur aus wenigen harten Gräsern und einigen krautigen Pflanzen, die sich unter dem Schutz der Schneedecke im Winter halten können und im Hochsommer in wenigen Wochen ihre Vegetationsperiode durchlaufen. Steigt man am Hange der Doline auf, so zeigen sich zuerst Latschen, dann Kümmerfichten und Schneerosen. Weiter oben werden die Fichten stattlicher und sind untermischt mit Alpenrosen. Am oberen Rand der Doline findet man ichtigen Wald. Die Umkehr der normalen Temperaturschichtung infolge des Kaltluftflusses spiegelt sich also wieder in einer umgekehrten Pflanzenschichtung. Während sonst der Wald aufhört, wenn man in die Höhe steigt, nimmt er hier ein Ende, wenn man in die Tiefe der Doline hinabgeht. Auch in der Tierwelt zeigt sich eine gleiche Abhängigkeit der Arten und der Artenzahl von der Höhenlage in der Doline (s. 36. Kapitel).

F. Innerebner (457) zeigte für die meteorologische Station Igls bei Innsbruck, daß selbst auf einem schwach geneigten Plateau sich ein Kaltluftsee sammeln kann, „besonders an jenen Stellen, wo die Luft durch scheinbar unbedeutende Hindernisse im Abfließen gehemmt ist“. Die Ergebnisse, die an den großklimatischen Stationen der Landesnetze gewonnen werden, können also auch sehr wohl von solcher Kaltluftsammlung beeinflußt werden. Auch derjenige, der nur großklimatische Interessen hat, tut also gut, sich mit diesen Erscheinungen vertraut zu machen. Ja, eine allgemein bekannte Großklimatatsache ist auf solche Kaltluftvorgänge zurückzuführen:

Der Kältepol der Erde ist nach den neuen Feststellungen von S. Obrutschew (408) nicht mehr Werchojansk, sondern Oimekon. Der Ort liegt ebenso wie Werchojansk in Nordostsibirien und ist allseits von Bergketten umrandet. Obrutschew bemerkt, daß sich diese „Senke ausschließlich günstig für die Bildung eines stagnierenden Kaltluftsees“ erweist. Dort wird an der Großklimastation, die hier ganz unter der Einwirkung der mikroklimatischen Bedingungen steht, eine Lufttemperatur bis gegen -70° beobachtet.

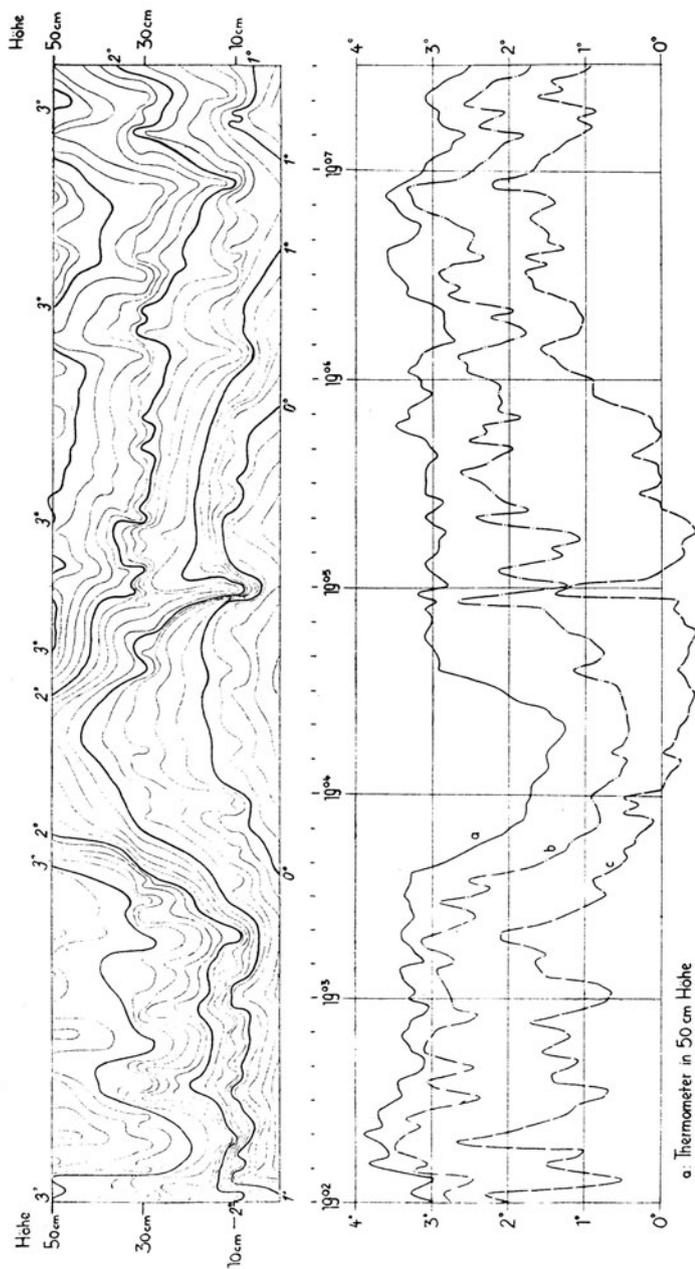
Wir wissen von früher her (s. S. 63), daß die nächtliche Kaltluft infolge ihrer Temperaturschichtung eine stabile Lagerung aufweist. Liegt die Kaltluft noch dazu in einer Senke oder einem Kessel, so wird die Stabilität noch erhöht. Es herrscht am Boden des Kaltluftsees vollkommene Windstille. Ruhigliegende Nebelbänke sind oft ein Anzeichen dafür.

Es ist vielleicht noch manchem in Erinnerung, daß diese mikroklimatische Erscheinung schon vielen Menschen das Leben kostete. Die allgemeine Wetterlage in den ersten Dezembertagen des Jahres 1930 begünstigte die Luftruhe und die Nebelbildung in dem engen Maastal in der Nähe von Lüttich so außerordentlich, daß sich die fluorhaltigen Abgase der dortigen Zink- und Superphosphatfabriken in außergewöhnlicher Menge anreichern konnten. Hunderte von Menschen erkrankten an den Atmungsorganen, über 60 verloren ihr Leben. Daß es sich in diesem Falle nur um eine außergewöhnliche Verstärkung eines an sich normalen mikroklimatischen Zustandes handelte, sieht man daraus, daß schon 1911 in dem gleichen Gebiet schwere Schädigungen aufgetreten waren (siehe 393, 394, 399, 401).

Die Tatsache der Kaltluftbewegung hatten wir bisher nur mittelbar abgeleitet aus ihrer Wirkung auf die nächtliche Temperaturverteilung. Wie aber geht die Kaltluftbewegung selbst vor sich?

Wilh. Schmidt (817) hat im Gebiet des Lunzer Untersees und in Gumpoldskirchen bei Wien mittels der Methode der Winddruckplatten (s. S. 45) den Strömungsvorgang der Kaltluft untersucht. Das Abfließen der abgekühlten Luft gehört nach seinen Feststellungen zu den ruhigen gleichförmigen Strömungen, die man fast als laminar bezeichnen kann. Das Fehlen der Turbulenz bewirkt es, daß die Windgeschwindigkeit subjektiv unterschätzt wird. Eine solche Bewegung hat selbstverständlich zur Voraussetzung, daß die Wetterlage im übrigen Luftruhe bietet, und daß das Gelände gleichförmig und sanft geneigt ist.

An steileren Hängen — nach A. Defant (390) bei Neigungen über 1:100 — geschieht das Abfließen der Kaltluft oft stoßweise oder tropfenweise. Hierüber besitzen wir außerordentlich schöne Untersuchungen vom Göttinger Geophysikalischen Institut durch



a. Thermometer in 50 cm Höhe
 b. " " in 30 cm " "
 c. " " in 10 cm " "

Abb. 90. Ausmessung eines nächtlichen Kaltlufttropfens durch kurzzeitige Temperaturregistrierung bei seinem Durchzug am Beobachtungsort (Nach M. Reiher)

151135

M. Reiher (411). An einem Steilhang mit dem Gefälle 1:3 stellte er registrierende Platinwiderstandsthermometer in den Höhen 10, 30 und 50 cm über dem Boden auf. Die Abb. 90 zeigt ein Ergebnis seiner Messungen, das aus dem Temperaturfeld auf den Strömungsvorgang zu schließen gestattet. Abszisse ist die Zeit; sie umfaßt nur $5\frac{1}{2}$ Minuten. In der unteren Hälfte ist der Temperaturgang an den drei Meßpunkten im Laufe dieser Zeit wiedergegeben. Es herrscht der Ausstrahlungstypus. Man erkennt deutlich, daß kurz nach 19,04 Uhr ein Kaltlufttropfen an der Station vorbeizieht. Die Temperaturschichtung über dem Boden als Funktion der Zeit ist in der oberen Hälfte der Abbildung dargestellt. Man kann in erster Annäherung annehmen, daß dieses Bild zugleich die räumliche Gestalt des Luftkörpers zeigt, der an der Meßstelle vorbeiwanderte. Die in der Abb. 90 oben dargestellte Luftmasse fließt also, wenn wir sie uns als räumliches Gebilde vorstellen, von rechts nach links. In der Mitte erkennen wir den hochgewölbten Kaltlufttropfen. Er schiebt eine Zunge voraus, welche die passive Warmluft, die vorher am Boden lag, aufhebt. Das geht hervor aus der dichten Drängung der Isothermen oberhalb der Kaltluft (bei 19,02 Uhr). Nach Ablauf des Kaltlufttropfens, etwa 19,07 Uhr nimmt wieder Warmluft den untersten Halbmeter über dem Boden ein.

Dieses Abtropfen der Kaltluft geschah im vorliegenden Falle in einem Rhythmus von 4 bis 5 Minuten. Die Fließgeschwindigkeit der Kaltluft war 1,4 m/sec, die Länge des Kaltluftkörpers etwa 300 bis 400 m.

19. Kapitel

Nächtliche Temperaturverhältnisse in Tälern

Kaltluftfluß und Kaltluftstau, wie sie im vorhergehenden Kapitel besprochen wurden, spielten sich noch in kleinen und kleinsten Dimensionen ab. Die Kaltluftbewegung gewinnt aber noch an Bedeutung, wenn sie sich in großem Ausmaße vollzieht. Das geschieht in den Tälern. Die Nachttemperaturen der Täler sind durch sie bestimmt. Der Besprechung dieser Temperaturverhältnisse ist dieses Kapitel gewidmet, während das folgende ergänzend sich mit der nächtlichen Luftbewegung in den Tälern, mit dem „Talabwind“ befassen wird.

Wir greifen zunächst noch einmal zurück auf die Erklärung des Kaltluftflusses. Schon oben (s. S. 182) war darauf hingewiesen worden, daß der Vergleich der Kaltluftbewegung mit der Bewegung fließenden Wassers nur zum Teil richtig ist. C. F. Marvin (405) hat

wohl als erster mit aller Deutlichkeit auf den Unterschied beider Vorgänge hingewiesen.

Die Luft ist im Gegensatz zu Wasser ein kompressibles Medium. Es ist daher bei Auf- und Abwärtsbewegung derselben stets zu fragen, ob nicht Zustandsänderungen der Luft bei dieser Verschiebung von Bedeutung werden. Denn die wegen ihrer Schwere absinkende Luft wird dynamisch erwärmt (Föhn!), die aufsteigende Luft erleidet eine Abkühlung. Das setzt freilich, wenn es praktisch wirksam werden soll, größere vertikale Verschiebungen und adiabatisch vor sich gehende Änderungen voraus. Die erste Voraussetzung ist selten, die zweite bei den langsamen, seichten Kaltluftbewegungen wohl niemals erfüllt.

Zweitens ist die Energie der Luftbewegung wegen der tausendmal kleineren Luftdichte gegenüber der Wasserdichte nur geringfügig. Wenn man mit M. Reiher (411) annimmt, daß der Kaltluftfluß nur durch den Einfluß der Schwerkraft in Gang kommt, so ergibt sich die Fließgeschwindigkeit v in m/sec aus der Beziehung

$$v = \sqrt{2 g' h},$$

worin g' die auf die Luftmasse nach abwärts gerichtete Beschleunigung und h die Fallhöhe ist. Ist T die absolute Temperatur der Kaltluft, T' diejenige der umgebenden Luft und g die normale Schwerebeschleunigung (981 cm/sec²), so ist

$$g' = \frac{T - T'}{T'} g.$$

M. Reiher fand bei seinen Versuchen die Gleichung durch die Untersuchungsergebnisse im wesentlichen bestätigt. Er hatte, wie schon oben mitgeteilt, 1,4 m/sec im Kaltluftstrom gemessen. G. S. P. Heywood (397) fand bei Messungen in den Cotswold Hills (England) Geschwindigkeiten von 1,2 bis 1,6 m/sec. Unter Benutzung wahrscheinlicher Werte für T und T' kommt man immer auf diese durch Beobachtungen bestätigte Größe der reinen Kaltluftbewegung im flachen oder hügeligen Gelände (von der großräumigen Strömung der „Kaltluftwinde“, die wesentlich höhere Geschwindigkeiten erreichen, wird im 20. Kapitel die Rede sein).

Endlich unterscheiden sich Wasserbewegung und Kaltluftbewegung noch dadurch, daß ein Raum wohl wasserleer, aber nicht luftleer sein kann. Eine Kaltluftbewegung löst daher normalerweise eine Zirkulation zwischen kalte- und warmer Luft aus und erst das Ingangkommen einer solchen Zirkulation kann die Kaltluftbewegung auf längere Zeit erhalten.

Gerade der letzte Unterschied wird deutlich sichtbar, wenn man nach der nächtlichen Temperaturschichtung in einem Tale fragt.

Die Abb. 91 zeigt schematisch den Querschnitt eines Tals. Auf dem Plateau, dessen Ansätze rechts und links noch gezeichnet sind, an den Talwänden und im Talboden kühlt sich bei Nacht zugleich mit der Oberfläche die bodennahe Luftschicht ab. Würde sich Luft wie Wasser verhalten, so müßte eine der Abb. 91 links oben entsprechende Strömung einsetzen und die Temperaturverteilung in horizontalen Schichten nach der Dichte angeordnet sein, wie rechts oben angedeutet. Eine solche einheitliche Strömung kommt aber

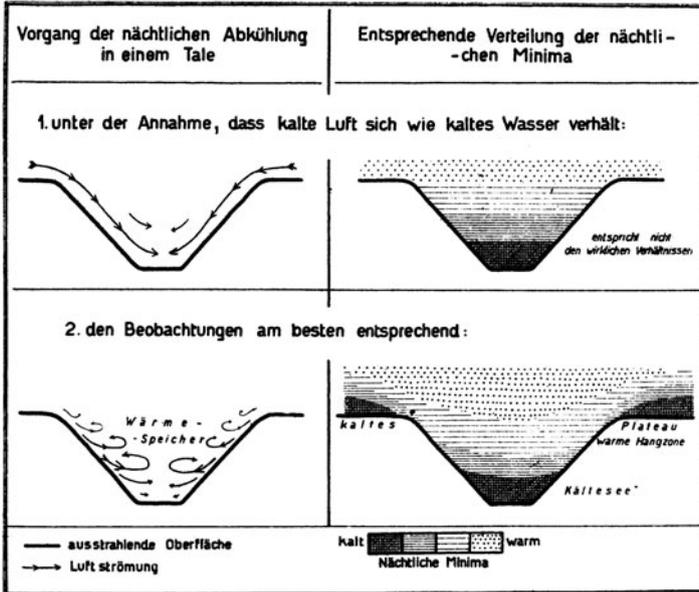


Abb. 91. Schematische Darstellung der Entstehung der warmen Hangzone

nicht zur Entwicklung. Vielmehr bildet sich an den Hängen eine Reihe kleinerer Zirkulationen. In ihnen kommt die kalte Hangluft mit der benachbarten warmen Luft zwischen den Talwänden, wo sich gleichsam ein großer Wärmespeicher befindet, zum Austausch, wie die Abbildung links unten zeigt. Am Talboden bleibt die Kaltluft liegen; der dort sich bildende Kältesee wird durch die am Hange nächstliegenden Zirkulationen noch vertieft. An den Hängen findet der geschilderte Ausgleich statt, der noch bis zu den Plateaurändern hinaufgreift. Das Ergebnis ist die in der Abb. 91 rechts unten gezeigte Temperaturverteilung.

Kalt ist demnach das Plateau, sehr kalt die Talsohle, warm aber die höher gelegenen Teile des Hanges. Man spricht deshalb von der

warmen Hangzone (thermal belt). Sie ist in frostgefährdeten Lagen und zu Frostzeiten am meisten begünstigt. Häufig tritt sie im Vegetationsbild unmittelbar hervor.

F. W. Nitze (407) konnte die in der Abb. 91 links unten gezeigte nächtliche Zirkulation unmittelbar beobachten. Kleine Gummiballone, die, ohne Auftrieb zu besitzen, von der Luft schwebend mitgeführt wurden, trugen an ihrem unteren Ende kleine Lampen. Das Licht dieser Lampen zeichnete eine Spur der Ballonbahn auf die Lichtbildplatten eines stereophotogrammetrischen Meßgerätes auf. Es war dadurch möglich, den Ablauf der nächtlichen Luftströmung im Raume genau festzulegen. An einem steileren Hang wurden an verschiedenen Stellen solche Pilotballone freigelassen und ihre Bahn bestätigte die Austauschbewegung, die zwischen der kalten Hangluft und dem Wärmespeicher stattfindet.

Auch die Temperaturverteilung über den Talquerschnitt hinweg ist durch Beobachtungen bestätigt. In einem Tale in Oregon (Ver-

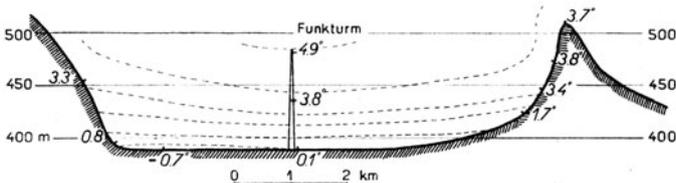


Abb. 92. Nachttemperaturen in einem Tal bei Medford
(Nach F. D. Young)

einigte Staaten) befand sich nahe der Talmitte ein 100 m hoher Funkturm. F. D. Young (423) machte 1918 Temperaturmessungen längs der Talhänge und auf dem Funkturm. Im Mittel von 32 April- und Mainächten fand er die in der Abb. 92 dargestellte Temperaturverteilung; sie entspricht im wesentlichen der in der Abb. 91 rechts unten gezeigten Auffassung.

Die Höhenlage, in der die warme Hangzone auftritt, hängt von der Zeit und der Örtlichkeit ab.

Mit der Ansammlung der Kaltluft im Talgrunde wandert im Laufe des Abends die warme Hangzone aufwärts. Die Abb. 93 zeigt das Ergebnis von Messungen Wilh. Schmidts (466) auf einem kleinklimatischen Versuchsfeld am Ostabhang des Wiener Waldes bei Gumpoldskirchen. Sieben Beobachtungsstationen waren an dem Hang verteilt; die Abb. 93 gibt die Temperaturen zu drei verschiedenen Zeitpunkten in der Spätfrostnacht des 11. auf 12. Mai 1928 wieder. Um 20,12 Uhr ist die Temperatur der Luft am Talboden bereits bis auf nahezu 2° zurückgegangen, während in 240 m Seehöhe am Hange noch fast 7° gemessen wurden. Im Laufe der Nacht wandert

die ganze Temperaturkurve entsprechend der fortschreitenden Abkühlung in der Abbildung nach links. Durch den Zufluß der Kaltluft auf dem Talboden aber rückt die am meisten begünstigte Zone um 22,30 Uhr auf etwa 300 m Seehöhe, in der Frühe um 4,08 Uhr auf etwa 350 m hinauf. Um diese Morgenstunde herrscht in der tiefsten Lage bereits erheblicher Frost, während die warme Hangzone den Vorteil von $+3^{\circ}$ genießt.

An einem gegebenen Orte stellt sich dieses Höherwandern des Temperaturmaximums in jeder klaren Nacht in etwa gleicher Weise ein. Wenn auch je nach der Wetterlage im einzelnen Falle Unterschiede auftreten, so hat doch im Laufe einer längeren Zeit die warme Hangzone eine durchschnittlich gleiche Höhenlage jeweils am Ende der

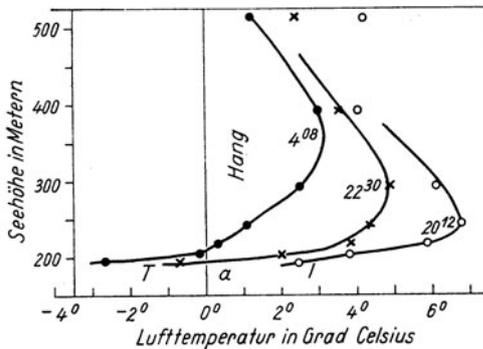


Abb. 93. Nächtliches Hochwandern der wärmsten Hangzone bei Gumpoldskirchen nahe Wien (Nach Wilh. Schmidt)

Nacht, also zur Zeit des Temperaturminimums. Auf diese durchschnittliche Lage richtet sich die Vegetation ein.

R. Geiger, M. Woelfle und L. Ph. Seip (455) untersuchten in den Frühjahren 1931 und 1932 diese Verhältnisse an den Hängen des Großen Arber im Bayerischen Wald. (Über die Versuchsanordnung siehe Näheres S. 230.) Am Talhange des großen Regenflusses waren bei der „Seebachschleife“ in Höhenlagen zwischen 639 und 895 m Seehöhe 23 Meßpunkte zur Bestimmung der Minimumtemperatur eingerichtet worden. Die Abb. 94 zeigt in der linken Hälfte den Querschnitt des Hanges; die Beobachtungsstellen sind durch kleine senkrechte Striche gekennzeichnet.

In der rechten Hälfte der Abbildung ist in einer Häufigkeitskurve gezeigt, welche Höhenlage die warme Hangzone einnahm. Ein erstes schwaches Häufigkeitsmaximum findet man am Talboden. Wenn unten die wärmste Temperatur vorhanden ist, so heißt das, daß die

nächtliche Temperatur durchwegs mit der Höhe abnimmt. Es sind das die Fälle, in denen bei sehr stürmischem und vor allem bei regnerischem Wetter überhaupt keine eigene Temperaturschichtung im Tale vorhanden ist. Dieser Fall interessiert hier nicht. Dagegen läßt

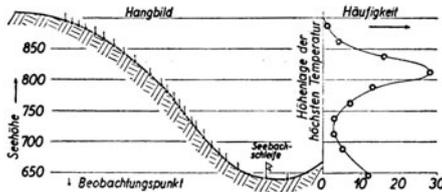


Abb. 94. Lage der warmen Hangzone
(Nach R. Geiger, M. Woelfle und L. Ph. Seip)

sich gut erkennen, daß in der Höhenlage von etwas über 800 m normalerweise die warme Hangzone angetroffen wird und in ihrer Lage nur wenig auf und ab schwankt.

Im vorliegenden Falle kommen gerade in diesem Höhenbereiche die Buchen vor, während sie weiter unten und höher oben in den

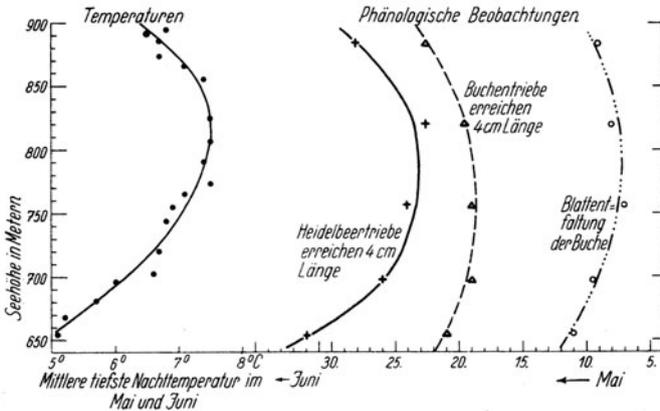


Abb. 95. Zusammenhang zwischen Nachttemperaturen (links) und Pflanzenwachstum (rechts) an einem Hang im Bayerischen Wald

Spätfrostnächten des Frühjahrs immer wieder zurückfrieren. Um den Einfluß der mikroklimatischen Temperaturen auf die Pflanzenwelt noch näher nachzuweisen, wurden von den Verfassern gleichzeitig phänologische Beobachtungen durchgeführt. Das Ergebnis derselben soll die Abb. 95 erläutern. Links findet man die Änderung der nächtlichen Minima mit der Höhe. Für jede Meßstelle ist das

Mittel von 68 Mai- und Juninächten der Jahre 1931 und 1932 eingetragen. Benutzt wurden nicht etwa nur die heiteren Strahlungsnächte, sondern alle verfügbaren Werte. Die warme Hangzone in 800 bis 850 m tritt trotzdem gut hervor.

Im rechten Teil der Abb. 95 sind die phänologischen Beobachtungen wiedergegeben. Zur besseren Vergleichbarkeit mit der Temperaturkurve ist die Zeit von rechts nach links fortschreitend aufgetragen. Frühes Austreiben kommt daher wie hohe Nachttemperatur weiter rechts zu liegen als späte Pflanzenentwicklung und niedrige Tem-

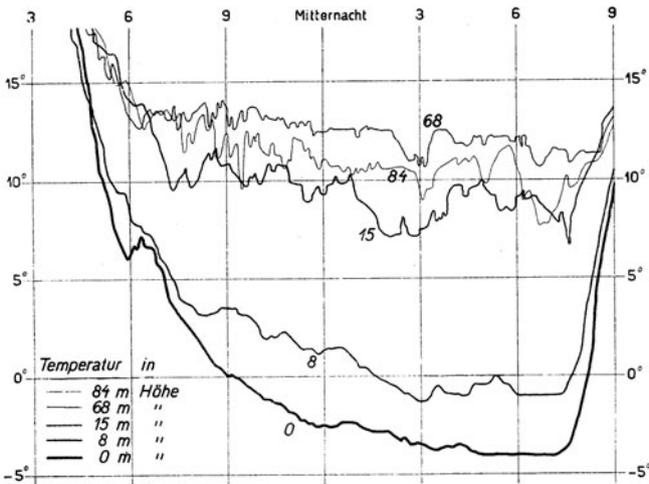


Abb. 96. Nächtliche Temperaturregistrierung aus dem Pomonal (Kalifornien)
(Nach F. D. Young)

peratur. Die Ähnlichkeit der phänologischen Kurven mit der Temperaturkurve springt in die Augen. Es ist die warme Hangzone immer bevorzugt.

Wie der nächtliche Temperaturablauf in den verschiedenen Höhenlagen eines Tals vor sich geht, veranschaulicht noch die Abb. 96. Sie zeigt den Temperaturgang in der Nacht vom 27. auf 28. Dezember 1918 an den Hängen des San José-Berges im Pomonal (Vereinigte Staaten). Die Thermogramme wurden von F. D. Young (423) veröffentlicht. Bis zu einer Höhe von 68 m hinauf nimmt die Temperatur zu. Die Registrierung aus 84 m Höhe aber läßt bereits tiefere Temperaturen erkennen, ein Zeichen, daß die warme Hangzone schon überschritten ist. Besonders zu beachten ist, daß an den zwei untersten Stationen unmittelbar vor Sonnenaufgang die Temperaturkurve fast horizontal verläuft. Die kalte Luft liegt fest verankert am Talboden,

während höher am Hang die kleinen Zirkulationsströmungen (s. oben) den Temperaturgang unruhig machen.

Unter günstigen Umständen läßt sich die nächtliche Temperaturverteilung im Gelände, die bisher auf Grund besonderer Untersuchungen dargestellt werden konnte, unmittelbar beobachten. Reif, Rauheif oder Schneedecke lassen die mikroklimatischen Höhenzonen dem Auge sichtbar werden. Am faßbarsten werden sie, wenn Nebel die kalten Mulden und Täler erfüllt. Man lese etwa die lebendige Schilderung, die Ch. F. Brooks (475) von einer Frühmorgenfahrt mit dem Kraftwagen von Cap Cod an der Ostküste der Vereinigten Staaten nach dem Innern von Massachusetts gab. „Leichter Nebel“, schreibt er unter anderem, „war . . . hier und dort in flachen Mulden zu sehen. Während der Nebel die Autofahrt nicht störte, bereitete jedesmal, wenn das Auto vom kälteren Tiefland zum wärmeren Hügelland fuhr, die lebhaftige Kondensation des Wassers auf der Windschutzscheibe Unannehmlichkeit. Eine Erhebung von nur 3 bis 6 m genügte, um einen Temperaturwechsel von 5 bis 6° C zu bringen und einen dicken tropfenförmigen Beschlag auf beiden Seiten der Windschutzscheibe zu verursachen.“ W. Malsch (403) beschreibt neuerdings einen ähnlichen Fall. Bei dem Durchfahren einer Inversion in einem Tale des Bayerischen Waldes vereiste die Schutzscheibe des offenen Kraftwagens schlagartig so stark, daß keine Sicht mehr vorhanden war und gehalten werden mußte, um die Scheibe zu säubern. Das Mikroklima greift also zuweilen auch unmittelbar in das menschliche Leben ein.

20. Kapitel

Die Kaltluftwinde

(Hangabwind, Talabwind und Gletscherwind)

Im 18. Kapitel hatten wir den Kaltluftfluß als eine langsame nächtliche Luftbewegung von 1 bis 1½ m/sec Geschwindigkeit kennengelernt. In einem großen Tal wird diese Bewegung nicht nur durch die Ausstrahlung des Talbodens in Gang kommen, sondern auch die ausstrahlenden Seitenhänge erzeugen eine bodennahe Kaltluftschicht, die hangabwärts fließt und daher (nächtlicher) Hangabwind genannt wird. Aus diesen Hangabwinden entwickelt sich dann der Talabwind, der unter der früher gebräuchlichen Bezeichnung „Bergwind“ zu den bekanntesten und in den meteorologischen Lehrbüchern beschriebenen tagesperiodischen Winden gehört. Er ist ein örtlich auftretender Wind und bestimmt das Mikroklima der von ihm berührten Gebiete in hohem Maße.

A. Wagner (420) hat gemeinsam mit seiner Innsbrucker Meteorologenschule im letzten Jahrzehnt eine Fülle wertvoller Arbeiten veröffentlicht, die uns eine neue und vollkommene Vorstellung von den periodischen Gebirgswinden geben. Seiner zusammenfassenden Arbeit aus dem Jahre 1938 ist die Abb. 97 entnommen. Sie stellt die normale Zirkulation in Tälern bei Nacht schematisch dar. Die feinpunktierte Fläche kennzeichnet den Bereich der ebengenannten Hangabwinde, die gegen die Talsohle zu an vertikaler Mächtigkeit gewinnen und aus dem Wärmespeicher (s. S. 192) Zustrom erhalten. Die grobpunktierte Fläche stellt den Bereich des Talabwindes vor, der senkrecht zur Zeichenebene strömend zu denken ist. Er besteht ursprünglich aus zwei Teilstücken, nämlich einem „Hangabwind längs

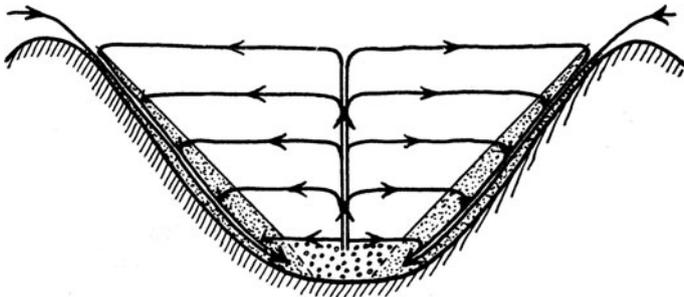


Abb. 97. A. Wagners Erklärung des nächtlichen Talabwindes

der Talsohle“, der von den Hängen her gespeist wird, und dem Wind, der durch den Luftdruckgegensatz zwischen Gebirge und Ebene in eben der Weise entsteht, wie der Seewind durch den Gegensatz von Meer und Land, der mithin eine großklimatische Angelegenheit ist.

Aus dem kleinräumigen Kaltluftfluß wird so der großräumige Talabwind. Seine Strömungsgeschwindigkeit kann merklich den Betrag von 1,5 m/sec überschreiten, welcher S. 191 als obere Grenze für den Kaltluftfluß genannt worden war. Auch die vertikale Mächtigkeit der Strömung kann bis auf einige 100 m anwachsen.

Als Beispiel hierfür sei der „Wisperwind“ genannt, der durch H. Schultz (416) eingehend untersucht wurde.

Im Tale der Wisper, die von Osten kommend bei Lorch in den Rhein mündet, stellt sich abends kurz nach Eintritt der Dunkelheit mit großer Regelmäßigkeit ein das Tal abwärts fließender Wind ein, der 3, unter Umständen sogar 4 m/sec Geschwindigkeit erreicht. Er stellt den Abfluß der nächtlichen Kaltluft aus dem kühlen Wispertal in das verhältnismäßig warme Haupttal des Rheins dar. Er ist um so

stärker, je klarer die Nacht ist und je weniger Gradientwind (das heißt: Wind infolge bestehender Luftdruckunterschiede) vorhanden ist. Der Wisperwind nimmt mit der Höhe an Stärke ab und besitzt im ganzen eine Mächtigkeit von 100 bis 150 m.

H. Schultz konnte ferner nachweisen, daß die Geschwindigkeit des Wisperwindes linear zunimmt mit der Größe der nächtlichen Temperaturumkehr im Wispertal, ein Beweis, daß der örtliche Wind durch die örtlichen Temperaturgegensätze ausgelöst wird. Da die Nachttemperaturen andererseits von der Bewölkung abhängen, fand sich eine Zunahme der Windgeschwindigkeit mit Abnahme der Bewölkung.

In ähnlicher Weise stellte R. Luft (402) bei der Bearbeitung 18jähriger Beobachtungen von Bonn am linken und Beuel am rechten Rheinufer die Bedeutung des „Siebengebirgswinds“ für das örtliche Klima fest. L. Schulz (417) untersuchte die Talabwinde bei dem Kurort Braunlage im Oberharz.

Im Hochgebirge kann bei geeigneter Geländegestaltung der Abfluß der Kaltluft nach anfänglicher Aufstauung plötzlich zur Auslösung kommen und geht dann stürmisch vor sich. A. Schmäuß (414) prägte hierfür das treffende Wort Luftlawinen. Er entdeckte sie in den deutschen Alpen und hat sie näher beschrieben. Auch im zentralafrikanischen Hochgebirge wurden solche herabstürzenden Kaltluftmassen beobachtet, und zwar von H. Scaëtta (412, 413) am Kari-simbi (4000 m) nordöstlich des Kiwu-Sees. Er schildert einen Fall, da sein Zelt von einer solchen abends einsetzenden Luftlawine fast fortgerissen worden wäre. Auch an den folgenden Tagen setzte um die gleiche Abendstunde der gleiche Sturm ein, wenn auch mit etwas milderer Heftigkeit, ein Anhalt mehr, daß es sich um einen tagesperiodischen Vorgang handelte.

Eines besonderen Windes müssen wir hier noch gedenken, der auch ein Kaltluftfluß ist, aber nicht durch die nächtliche Ausstrahlung hervorgerufen ist. Es ist der Gletscherwind oder Firnwind. Die gletschnahe Luftschicht wird im Sommer durch das Eis des Gletschers weit unter die Umgebungstemperatur abgekühlt und setzt sich in Richtung des Gletschergefälles abwärts in Bewegung.

Je heißer der Sommer und je heiterer das Wetter ist, desto kräftiger entwickelt sich der Gletscherwind, wie bereits H. Tollner (419) in der ersten ausführlichen Beschreibung desselben zeigte.

Während also der normale Kaltluftfluß ein Nachtwind ist, ist der Gletscherwind ein Tagwind. Beide aber sind Schönwetterwinde.

E. Ekhart (392) hat durch Pilotballonvisierungen am Hintereis- und Gepatschferner im Ötztal die Natur des Gletscherwinds genauer

erforscht. Der Wind setzt im Sommer früh um 8 bis 9 Uhr ein und ist dann zuerst eine ganz seichte Strömung von wenigen Metern Höhe. Rasch wächst er an Mächtigkeit und Stärke. Seine Höherer Streckung wurde zu etwa 200 m, im Höchsthalle 300 m ermittelt, seine Stärke in Bodennähe zu 4 bis 5 m/sec. Die steile Neigung des Gletschers bedingt die hohe Geschwindigkeit und zugleich eine starke Böigkeit. Die höchste Geschwindigkeit ist in einer Höhe von etwa 2 m über dem Boden (Gletscher) anzutreffen; darunter nimmt sie wegen der

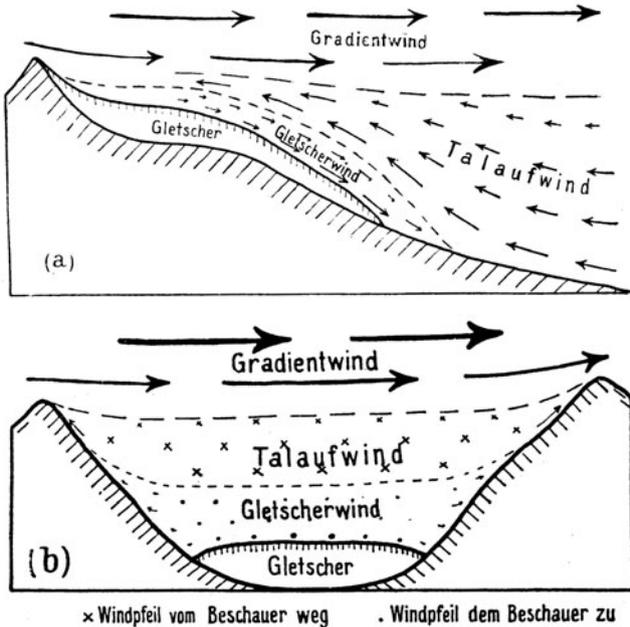


Abb. 98. Einordnung des Gletscherwindes in das Gebirgswindsystem bei Tage
(Nach E. Ekhardt)

Bodenreibung rasch ab. Auch nach oben nimmt die Geschwindigkeit ab, in etwa 50 m Höhe auf die Hälfte, in etwa 120 m auf ein Viertel des Höchstwertes. Auch zur Zeit der stärksten Entfaltung dringt der Gletscherwind nicht sehr weit talabwärts über das Gletscherende hinaus vor. Aber er bringt der Gegend, die er erreicht, eine empfindliche Abkühlung. Gegen Abend nimmt der Gletscherwind an Stärke und Mächtigkeit ab und erstirbt etwa um 20 Uhr.

Die Abb. 98 zeigt das Schema des Gletscherwindes, wie es uns E. Ekhardt auf Grund seiner Erfahrungen gab. Die Windverhältnisse an einem Sommermittag sind oben im Längsschnitt, unten im Querschnitt über das Tal gezeigt. Die Länge der Strompfeile und die

Größe der Kreuze und Punkte geben dabei eine größenordnungs-mäßige Vorstellung von den auftretenden Windgeschwindigkeiten.

Am kräftigsten ist der obere, durch den Luftdruckgradient erzeugte Gradientwind, der mit den örtlichen Schönwetterwinden nichts zu tun hat und uns daher hier nicht interessiert. Das Gebirgstal ist um die angenommene Mittagszeit erfüllt vom Talaufwind, den wir erst später kennenlernen werden. Er schiebt sich über den abwärts fließenden Gletscherwind. Zu beachten ist dabei die bei Beobachtungen gefundene Tatsache, daß der Gletscherwind gerade über der Gletschermitte niedriger ist (s. den Querschnitt) als an den Berg-hängen. E. Ekhart erklärt dies durch die Divergenz, die sich über der gewölbten Gletschermitte ausbilden muß, welche die Luft seitwärts zum Hang schafft, ferner durch die größere Reibung an den Hängen, die den leichtesten Abfluß in die Mitte verlegt.

Da der Gletscherwind ein echter Kaltluftwind ist, wurde er hier im Anschluß an den Hangabwind und Talabwind behandelt. Als tagsüber auftretender Wind aber weist er schon voraus zum folgenden Kapitel, in dem wir nunmehr damit beginnen, den Einfluß des Geländes bei Tage auf die örtliche Klimagestaltung zu unter-suchen.

21. Kapitel

Die Besonnung der verschiedenen Hanglagen

Bei Tage wirkt die Geländegestaltung in erster Linie dadurch auf das Klima, daß geneigter Boden durch die Sonne eine andere Wärmemenge empfängt als ebener Boden. In welchem Ausmaße der geneigte Boden oder der Hang bevorzugt oder benachteiligt ist, hängt von der Hangrichtung und der Hangneigung ab. Richtung und Neigung des Hanges ergeben zusammen die Hanglage oder Exposition. Kennt man diese und außerdem die Strahlungs-intensität auf eine zur Sonnenstrahlung senkrechte Fläche, die sogenannte Vollstrahlung¹⁾, oder diejenige auf eine ebene Fläche, die sogenannte Horizontalstrahlung, so kann man die Strahlung auf den Hang berechnen.

Die unterschiedliche Besonnung hat einen so großen Einfluß auf das Klima, daß den alten Griechen daran der Begriff des Klimas überhaupt erst aufgegangen ist. Denn Klima ist bekanntlich ab-

¹⁾ Man verwechsle den Begriff der Vollstrahlung nicht mit dem der Totalstrahlung (Strahlung von Sonne + Himmel) und dem der Gesamtstrahlung (Sonnenstrahlung über alle Wellenlängen summiert), die im folgenden ebenfalls Verwendung finden.

geleitet aus $\kappaλίβειν$ = neigen. Das Hanglagenklima oder Expositionsklima war für sie das Klima schlechthin. Es hat heute wie damals für viele land- und forstwirtschaftliche, gärtnerische und technische Fragen die größte praktische Bedeutung. Weil nun eine Berechnung der Zustrahlung auf verschiedene Hänge verhältnismäßig leicht ausführbar ist, gibt es eine Anzahl Arbeiten hierüber. Nun hängt aber die Bestrahlung von fünf Größen ab, nämlich von der Tageszeit, der Jahreszeit, dem Trübungsstand der Atmosphäre (Bewölkung), der Hangrichtung und der Hangneigung. Außerdem sind bald Augenblickswerte der Strahlung, bald Strahlungssummen über Tage, Monate oder noch längere Zeitabschnitte erwünscht. Es gibt keine Darstellung, die für alle praktischen Zwecke gleichzeitig Verwendung finden könnte. Um den Leser instandzusetzen, das Passende jeweils zu finden, müssen wir zunächst einen Blick auf die vorhandenen Berechnungen werfen.

Eine einzige Arbeit, nämlich die von J. v. Kienle (429), befaßt sich mit der Berechnung der Sonnenscheindauer an den verschiedenen Hängen, alle übrigen mit der Strahlungsintensität. Von den letzteren beruhen zwei auf vorwiegend theoretischen Überlegungen, gehen also von astronomischen Bestimmungsstücken aus; dies sind die Arbeiten von R. Geßler (426) und von M. R. Pers (432). Vier weitere Veröffentlichungen gründen sich auf tatsächliche Messungen der Strahlungsintensität und haben daher für die Praxis erhöhte Bedeutung. Von ihnen berücksichtigte G. Perl (431) alle geographischen Breiten, indem er Strahlungsmessungen von 80 verschiedenen Orten der Erde verarbeitete. Für einzelne Orte, die unserer Klimalage entsprechen, haben Rechnungen durchgeführt: H. H. Kimball und J. F. Hand (430) für Washington 1922, W. Schmidt (433) für Wien 1926 und J. Schubert (39) für Potsdam 1928. C. Schoy (434) hat die Bestrahlung bestimmter Bergformen untersucht. Wir geben zur Unterrichtung des Lesers in nebenstehender Tabelle einen Überblick über das, was in den genannten Arbeiten zu finden ist.

Bei Berechnungen dieser Art bleibt meistens ein Umstand unberücksichtigt, der doch für die praktische Anwendung von großer Bedeutung ist.

Die Wärmemenge, die ein Hang empfängt, setzt sich immer aus zwei Stücken zusammen, nämlich aus der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung. Die erstere wechselt mit der Hangrichtung und Hangneigung, die letztere aber nur mit der Hangneigung. Der 20° geneigte Nordhang empfängt ebensoviel zerstreute Strahlung wie der 20° geneigte Südhang, und die von beiden dadurch aufgenommene Wärmemenge unterscheidet sich nicht einmal stark von der auf die ebene Fläche fallenden Wärmemenge. Die Himmelsstrahlung mildert also die Expositionsunterschiede. Je größer der

Gruppe	Verfasser und Jahr der Veröffentlichung	Berechnet für Breite φ	Berücksichtigte Hangneigungen und Hangrichtungen	Zeiten, für welche die Berechnungen durchgeführt sind	Berechnete Größen	Darstellung des Ergebnisses
Sonnen-schein-dauer	J. v. Kientle 1933.	49°	0, 15, 30, 45, 60, 75, 90 N, NE, E, SE, S, SW, W, NW	1. Alle Monate 2. Sommer u. Winter 3. Jahr	1. Zeit des Sonnenauf- und -untergangs 2. Atronomisch mögliche Sonnen-scheindauer a) in Stunden b) in % der in der Wirklich vorhandene Ebene möglichen	Tabellen
	R. Geßler 1925	0, 15, 30, 45, 60, 75, 90.	0, 15, 30, 45, 90, N, NE = NW, E, SE = SW, S	1. 17 ausgewählte Tage 2. Jahreszeiten 3. Jahr	Sonnenbestrahlung ohne Berücksichtigung des Einflusses der Atmosphäre	Tabellen
Intensität der Sonnenstrahlung auf theoretisch, auf der Grundlage von Strahlungsmessungen	R. Pers 1935	45°	0, 30, 90, E = W, SE = SW, S	9 ausgewählte Tage im Jahr	Tagesgang der Strahlungsintensität (graphisch) unter Annahme eines Transmissionskoeffizienten von 0,8	Schaubilder (Helio-cyclo)
	G. Perl 1936	0, 15, 30, 45, 60, 75, 90	0, 90 N = S, E = W	1. Täglicher Gang für 4 ausgewählte Tage 2. Summen vom Sonnenaufgang bis zu einer bestimmten Stunde	1. Bestrahlungsintensität 2. Bestrahlungssumme, abgeleitet aus Messungen an 80 Orten	Tabellen und graphisch
	H.H. Kimball und J.F. Hand 1922	42°	0, 90 N, NE, E, SE, S, SW, W, NW	Alle Monate	1. Strahlung vom bewölkten Himmel 2. Strahlung vom heiteren Himmel 3. Strahlung von Sonne und Himmel	graphisch
	W. Schmidt 1926	48°	0, 10, 20, 30 N, NE, S, SW, SE	4 ausgewählte Tage (1. I, 1. IV, 1. VII, 1. X)	1. Strahlung vom Himmel 2. Strahlung von Sonne und Himmel	Tabelle
	J. Schubert 1928	52°	0, 30, 90 N, E, S, W	Alle Monate (Stundenwerte und Summen für den mittleren Monatstag)	Strahlungsintensität 1. Strahlungsintensität 2. Tagessummen der Strahlung a) heitere Tage b) Tage mit mittlerer Bewölkung	graphisch Tabellen und graphisch

Anteil der diffusen Himmelsstrahlung an der Totalstrahlung ist, desto mehr verwischen sich die Unterschiede der verschiedenen Hanglagen.

Daraus folgt sofort, daß bei heiterem Wetter große, bei trübem Wetter kleine Expositionsunterschiede angetroffen werden. Einen Beweis hierfür kann die Abb. 99 erbringen. Am Hohenkarpfen, einem gleichförmig runden Bergkegel der Schwäbischen Alb, stellte in einer Beobachtungsreihe von 1926 R. Geiger (454) nach den acht Haupthimmelsrichtungen Eder-Hechtsche Graukeilphotometer auf, alle in 35°-Neigung, was der mittleren Hangneigung des Bergkegels entsprach. Im Mittel von 116 Beobachtungstagen, die nach der Himmelsbedeckung in vier Gruppen geordnet wurden, ergab sich die in der Abb. 99 dargestellte prozentuale Verteilung der auf die

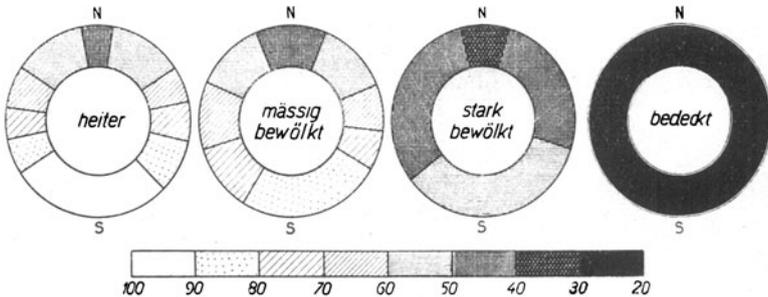


Abb. 99. Einfluß der Bewölkung auf die Bestrahlung der Hänge.
Nach Messungen am Hohenkarpfen 1926

Hänge fallenden Lichtmenge. Die bei heiterem Wetter auf den Südhang fallende Menge wurde hierbei gleich 100 gesetzt.

Wie die Abbildung zeigt, nehmen mit zunehmender Bewölkung die Lichtmengen ab; sie liegen bei ganz bedecktem Himmel für alle Hangrichtungen zwischen $\frac{1}{4}$ und $\frac{1}{5}$ der Südhangbesonnung an heiteren Tagen. Mit zunehmender Bewölkung nehmen aber auch die Unterschiede der Hangrichtung, die im großen und ganzen symmetrisch zur Nordsüdachse angeordnet sind, ab. Bei heiterem Wetter besteht zwischen der Nord- und Südexposition ein Unterschied von 46 Einheiten, bei bedecktem Himmel nur noch von 2.

Dieses Gesetz ist durch die angeführte Untersuchung zunächst nur für den kurzwelligen Teil der Strahlung erwiesen, für welchen die Graukeilphotometer empfindlich sind. Man kann aber annehmen, daß es ebenso für die Gesamtstrahlung gilt.

Zu dem Gesetz vom Einfluß der Bewölkung auf die Expositions-klima-Unterschiede tritt ein zweites vom Einfluß der geographischen Breite.

In denjenigen Tropengebieten, in denen die Sonne im Zenit steht, werden die Hangrichtungsunterschiede klein, zur Mittagsstunde verschwinden sie ganz. Es gibt keine Sonnen- und Schattenseiten. Daher spielt das Expositions-klima gerade in den Ländern, welche die stärkste Sonnenstrahlung genießen, keine überragende Rolle. Im hohen Norden dagegen, wo die Stellung der Sonne größte Unterschiede hervorrufen würde, ist der Anteil der direkten Sonnenstrahlung an der Totalstrahlung verhältnismäßig gering. Die ausgleichende diffuse Strahlung überwiegt. Überdies sind die Beträge der Totalstrahlung gering. Daher ist auch im polaren Gebiet das Expositions-klima praktisch nicht so bedeutungsvoll für Pflanze, Mensch und Tier, als gerade in unseren mittleren Breiten.

Wenn man im Gebirge aufwärts steigt, nimmt bei abnehmender Lufttemperatur die Strahlung zu (s. S. 9). Mit Zunahme der Seehöhe wächst daher auch die Bedeutung der durch die Strahlung hervorgerufenen Hangklimaunterschiede. In den Alpen sind Nordhang und Südhang zwei grundverschiedene Standorte für alles, was lebt und auf die Sonne angewiesen ist. Während zur selben Frühjahrszeit am schneebedeckten Nordhang alles noch tot ist, blühen am Südhang zwischen dem abschmelzenden Schnee, ja oft noch unter der Schneedecke schon die ersten Blumen. Es ist darum kein Wunder, daß man im Gebirge frühzeitig auf die hangklimatischen Unterschiede aufmerksam wurde und sie dort zuerst untersuchte.

Vergegenwärtigen wir uns nunmehr die für unsere Breiten geltenden Strahlungssummen, welche die Hänge verschiedener Neigung und Richtung empfangen.

Die Abb. 100 ist nach den Zahlen von R. Geßler (426) konstruiert und gilt für eine geographische Breite von 45° . Sie gibt die Tagesstrahlung als Produkt der Sonnenscheindauer und jeweiligen Sonnenintensität, also das Integral $\cos i \cdot dt$, wobei i der jeweilige Winkel ist, welchen die Sonnenstrahlen mit der auf der Bodenfläche errichteten Senkrechten bilden, und t die Zeit bedeutet. Als Einheit der Bestrahlungsstärke ist die „Äquatorstunde“ gewählt, das ist diejenige Bestrahlungssumme, welche ein horizontales Flächenelement am Äquator bei der Kulmination der Sonne in einer Stunde erhält, wenn die Deklination der Sonne 0° beträgt.

Die Abb. 100 enthält vier Darstellungen für vier verschiedene Neigungen des Bodens. Eine gegen Osten gerichtete Bodenfläche erhält im Laufe des ganzen Tages theoretisch die gleiche Sonnenstrahlung wie diejenige Bodenfläche, welche symmetrisch zur Nord-Südlinie in gleicher Weise nach Westen gerichtet ist, die erstere den Hauptteil der Strahlung am Vormittag, die letztere am Nachmittag. In der Abb. 100 kann daher die Abszisse, welche die Hangrichtung gibt, von Nord über Ost nach Süd oder von Nord über West nach

Süd gerechnet werden. Eine zweite Symmetrie bringt die Jahreszeit mit sich, indem einem Tage im Frühjahr ein Tag mit gleicher Be-

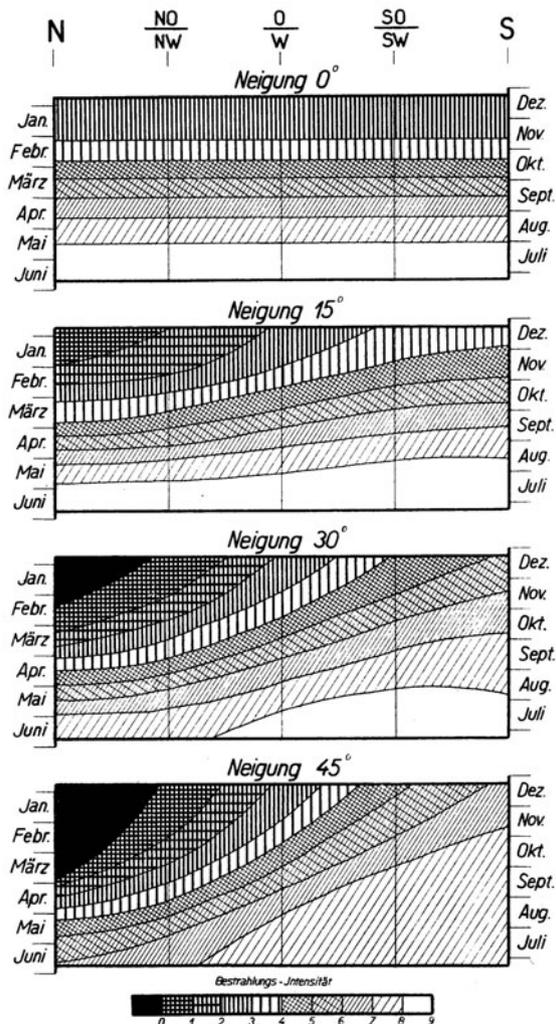


Abb. 100. Stärke der Sonnenstrahlung auf Hänge verschiedener Richtung und Neigung in 45° Breite. (Nach R. Gebler)

strahlungsstärke im Herbst entspricht. In der Abb. 100 findet man daher auch eine zweifache Ordinatenbezeichnung; am linken Rande sind die Monate mit wachsender Sonnendeklination, am rechten

Rande diejenigen mit abnehmender Sonnendeklination angeschrieben. Weil aber der Wechsel im Vorzeichen der Sonnendeklination nicht mit dem Wechsel des betreffenden Kalenderhalbjahres zusammenfällt, sind die Grenzen entsprechender Monate in den beiden Ordinatenbezeichnungen gegeneinander verschoben.

Hat der Boden die Neigung 0° , d. h. ist er eben, so gibt es keine Hangrichtung. Daher verlaufen für diesen Fall die Linien gleicher Bestrahlungsstärke waagrecht. Mit zunehmender Neigung werden aber die Unterschiede der Hangrichtung immer stärker.

Beginnen wir bei den Verhältnissen im Hochsommer (in den Abbildungen jeweils der unterste waagerechte Streifen). Die Bestrahlungsstärke nimmt für die günstigsten südlichen Hangrichtungen mit zunehmender Neigung nicht zu, sondern ab. Es wird nämlich in unseren Breiten zwar die Bestrahlungsintensität um Mittag mit zunehmender Neigung vergrößert; aber am Morgen und Abend kann die Sonne bei ihrer im Hochsommer weit nach Nordost und Nordwest herumgreifenden Bahn die südlichen Hangrichtungen um so weniger erreichen, je steiler dort die Bodenneigung ist. Und theoretisch wird durch diese Verkürzung der Strahlungsdauer am Morgen und Abend mehr verloren, als durch die größere Intensität um Mittag gewonnen wird. Auch bei den anderen Hangrichtungen macht sich der Neigungseinfluß erst bei ganz großen Neigungen, wie sie in der Natur nur sehr selten vorkommen (einer sehr steilen Gebirgswiese entsprechen etwa 30°), bemerkbar. Im Hochsommer sind also die verschiedenen Expositionen wenig unterschieden.

Anders wird es in den Übergangsjahreszeiten, ganz anders im Winter. Die Kurven gleicher Bestrahlungsstärke verlaufen mit zunehmender Bodenneigung und bei ein und derselben Bodenneigung mit zunehmender Annäherung an den Winter in zunehmend größerem Winkel zur Waagerechten. Dadurch rücken die südlichen Expositionen mehr in das begünstigte Gebiet, die nördlichen Expositionen in das ungünstige. Schon bei 30° Neigung sehen wir links oben ein ganz schwarzes Feld auftreten; das bedeutet, daß die nördlichsten Lagen im Winter überhaupt kein direktes Sonnenlicht mehr erhalten. Bei 45° Neigung ist dies bei der reinen Nordexposition von Mitte September bis Ende März der Fall.

Weil nun im Hochsommer die Unterschiede der Hanglagen gering sind und auch die Sonnenstrahlung selbst für weniger günstige Lagen zur Vegetationsentwicklung hinreicht, weil ferner der Winter infolge der Vegetationsruhe, der Herbst bei absterbender Vegetation für das Pflanzenleben weniger von Bedeutung ist, so läßt sich schon aus der Abb. 100 schließen, daß im Frühjahr der Einfluß der Hanglage für die Pflanzenwelt am bedeutendsten und sichtbarsten sein muß, eine von jedem Praktiker bestätigte Erscheinung.

Tagesummen der Sonnenstrahlung in cal/cm²
für den mittleren Monatstag auf Grund der Potsdamer Strahlungsmessungen 1907--1923,
berechnet unter Berücksichtigung der vorhandenen mittleren Bewölkung von Joh. Schubert (1928)

Strahlungssumme auf	Monatsmitte											
	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
die Horizontalfäche.....	20	44	102	196	276	319	269	223	165	81	25	15
den Südhang von 30°.....	54	91	161	248	303	326	283	263	235	149	63	45
den Osthang von 30°.....	18	42	96	182	251	289	240	204	153	76	24	14
den Westhang von 30°.....	19	42	92	175	245	281	239	198	149	76	25	15
den Nordhang von 30°.....	—	—	15	91	176	228	183	124	50	—	—	—
die Südwand.....	74	106	146	158	136	120	113	143	184	157	82	65
die Ostwand.....	13	29	61	106	133	148	122	112	91	49	17	10
die Westwand.....	14	29	56	99	126	139	121	106	88	49	18	12
die Nordwand.....	—	—	—	1	11	23	14	4	0	—	—	—

Die Gebäuerschen Zahlen berücksichtigen nicht die Schwächung der Sonnenstrahlung in der Atmosphäre. Welche Wärmesummen in den einzelnen Monaten nun tatsächlich auf die verschiedenen Hänge fallen, können uns die nachfolgenden, von J. Schubert (39) errechneten Zahlen sagen. Ihnen liegen 27 jährige Strahlungsmessungen am Potsdamer meteorologischen Observatorium (Breite 52° 23') zugrunde. Auch die mittleren Bewölkungsverhältnisse sind berücksichtigt. Es muß daher jetzt der Ost- und Westhang, das Frühjahr und der Herbst unterschieden werden. Die Symmetrie zur Nord-südlinie und zur Sonnenwende ist zwar angenähert, aber nicht streng vorhanden.

Die in der nebenstehenden Tabelle mitgeteilten Zahlen sind die Strahlungssummen in cal, die im Laufe eines Tages in der Mitte des angegebenen Monats auf 1 cm² Fläche der angegebenen Hangrichtung bzw. -neigung treffen. Der Leser kann unschwer ableiten, in welchem Maße die an Hand der Abb. 100 erläuterten Gesetzmäßigkeiten in der Wirklichkeit erfüllt sind.

Die Tabelle bringt eine Erweiterung dadurch, daß sie auch Neigungen von 90° einschließt, also senkrechte Flächen. Für die Bestrah-

lung von Hauswänden und damit für die Spalierobstzucht und das Wohnraumklima haben die Zahlen praktische Bedeutung. Im Hochsommer ist die Ostseite des Hauses am begünstigsten. Gegenüber der horizontalen Fläche empfängt eine Ost- und Westwand das ganze Jahr hindurch weniger Wärme, eine Südwand aber im Winter vom September bis zum März mehr. Die höchsten, an senkrechten Wänden überhaupt vorkommenden Strahlungssummen findet man im ersten Frühjahr und im späten Herbst an der Südwand. Daraus erklärt sich die frühe Blüte an Südwänden (vgl. auch Kapitel 35).

Für einen heiteren Tag in der Mitte des Mai, desjenigen Monats, der für die Pflanzenentwicklung von ausschlaggebender Bedeutung ist, hat J. Schubert berechnet, welche Wärmesummen Hänge und Wände empfangen. Nach der Reihenfolge der Begünstigung geordnet findet man die folgenden Tagessummen der Wärmezufuhr in cal/cm²:

(Zum Vergleich: Vollstrahlung, das ist die Strahlung auf eine Fläche, die stets senkrecht zur Sonnenstrahlung liegt) 916

Südhang von 23¹/₂^o Neigung 594

Südhang von 30^o Neigung 591

Die horizontale Fläche 547

Ein Ost- oder Westhang von 30^o Neigung 500

Südhang von 60^o Neigung 486

Nordhang von 30^o Neigung 361

Eine Ost- oder Westwand 278

Eine Südwand 264

Eine Nordwand 39

Die verschiedene Besonnung der Hanglagen wirkt sich zuerst auf die Bodentemperaturen aus. Leider besitzen wir hierüber nur wenige Messungen.

Schon 1878 hat E. Wollny (435) in einem Garten aus gesiebter Ackererde 15^o geneigte Böschungen nach den acht Hauptrichtungen hin hergestellt und in 15 cm unter der Oberfläche dreimal täglich (1/28, 12, 1/218) die Temperaturen gemessen. Für die wichtigsten Monate war das Temperaturmittel:

Monat	Hangrichtung							
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Mai	10,7	10,9	11,2	11,4	11,3	11,3	11,0	10,9
Juni	20,4	20,6	20,8	21,4	21,4	21,4	20,9	20,6
Juli	18,7	18,9	19,1	19,4	19,3	19,2	18,9	18,7
August	19,2	19,4	19,8	20,4	20,5	20,5	19,9	19,4
September	12,3	12,5	13,2	13,7	13,9	13,7	13,2	12,7

Als wärmste Hangrichtung erscheint also der Südosten oder Süden. Auf die Gründe kommen wir gleich zu sprechen. A. Bühler (424) hat 1895 zu Adlisberg (Schweiz) ähnliche Versuche gemacht, aber nur vier Hangrichtungen berücksichtigt.

Messungen im freien Gelände besitzen wir nur von A. Kerner (427, 428). Er hat aber nicht an der Oberfläche des Bodens, sondern in der beträchtlichen Tiefe von 70 bis 80 cm gemessen. In den Jahren 1887 bis 1890 wurden die Versuche am Judenbüchl bei Innsbruck durchgeführt. Bei der engen Verknüpfung von Oberflächen- und Bodentemperaturen können sie uns aber doch einigen Anhalt geben.

Die Ergebnisse der Kernerschen Messungen sind in der Abb. 101 in veränderter Form dargestellt (461). Die Symmetrie zwischen Ost- und Westrichtungen und zwischen zunehmender und abnehmender Jahreszeit, die wir bei Abb. 100 voraussetzen konnten, ist, wie uns die Schubertschen Zahlen bereits gezeigt hatten, in Wirklichkeit durch mannigfache Nebeneinflüsse gestört. Dementsprechend ist Abb. 101 gegenüber Abb. 100 erweitert; zudem ist die kreisförmige Darstellung gewählt, weil sie die Vorstellung der verschiedenen Hangrichtungen unterstützt. Die Monate erscheinen also nicht als Parallele zu der Abszisse (Abb. 100), sondern als Kreise. Für jeden Monat ist die Bodentemperatur im Mittel aller Richtungen berechnet. Der Unterschied der einzelnen Hangrichtungen von diesem Mittelwert ist in die Abb. 101 eingetragen. Die schraffierten negativen Gebiete sind verhältnismäßig kalt, die punktierten positiven verhältnismäßig warm.

Die größten Temperaturunterschiede zwischen den einzelnen Hangrichtungen fallen in den Sommer (in die Mitte der Kreisringfläche), also in starkem Gegensatz zu den theoretischen Zahlen Geßlers, welche die Schwächung der Strahlung in der Atmosphäre unberücksichtigt ließen.

Die kälteste Hangrichtung ist, wie erwartet, die rein nördliche. Die Lage der wärmsten Hangrichtung wechselt aber im Laufe des Jahres. Vom Januar bis zum Herbst liegt das Temperaturmaximum im Südwest, wandert dann rasch nach Südost, wo es bereits im Juni zu finden ist. Im Laufe des Sommers und Herbstes vollzieht sich dann die Rückwanderung nach Südwest. Diese Erscheinung, die wir schon oben bei den Messungen von E. Wollny fanden, läßt sich in folgender Weise erklären:

Die Bodentemperatur hängt nicht nur von der Intensität der Sonnenstrahlung, sondern auch vom Bodenzustand, besonders von der großem Wechsel unterworfenen Feuchtigkeit ab. Die Morgensonne findet einen feuchten Boden vor. Ein großer Teil der am Vormittag zugestrahlten Sonnenenergie wird daher zur Verdunstung und damit zur Austrocknung des Bodens verwendet. Kommt aber nach-

mittags die Sonne zur stärksten Wirkung an den Südwesthängen des Berges, so ist der Boden schon verhältnismäßig trocken, der Wärmeverbrauch für Verdunstung ist nur mehr gering und der Hauptteil der absorbierten Wärmeenergie wird zur Temperaturerhöhung verwendet.

Aus diesen Gründen pflegt das Temperaturmaximum nicht im Süden zu liegen, sondern gegen Südwesten verschoben zu sein; deshalb

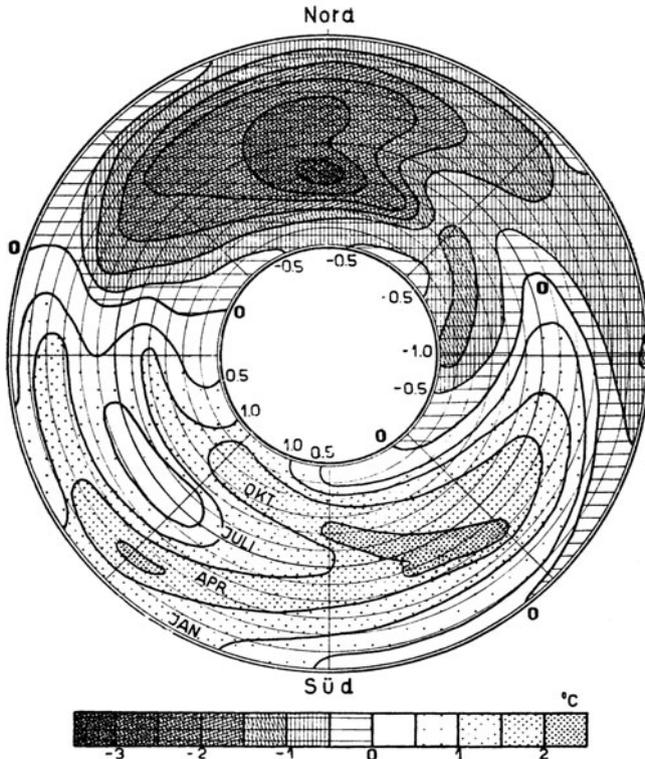


Abb. 101. Bodentemperaturen in 70 cm Tiefe
in Abhängigkeit von der Hangrichtung und Jahreszeit
(Nach Messungen von A. Kerner bei Innsbruck)

ist auch, wie aus Abb. 101 zu ersehen, die reine Westexposition immer über dem Durchschnitt warm (die 0°-Linie der Abb. 101 liegt das ganze Jahr über im Westnordwesten). Die Ostexposition ist aber durchschnittlich zu kalt; nur in den Hochsommermonaten geht der Wert dort über 0° hinaus; im Winter greift die negative Fläche der Abbildung sogar bis über die Südostexposition hinaus. Hierin

unterscheiden sich also Strahlung und Bodentemperaturen grundsätzlich. Nach den Schubertschen Zahlen erhält der Osthang von 30° Neigung wegen der reinen Atmosphäre am Morgen mehr Strahlung als der Westhang. Die Temperaturen des Bodens sind aber wegen des zwischengeschalteten Feuchtigkeitseinflusses dort niedriger als hier.

Gehen wir von der normalen Lage des Temperaturmaximums im Südwesten aus, so erscheint die Lage des Maximums im Südosten während des Sommers als anormal. Ursache hierfür ist, wie schon E. Fritsch (425) und J. v. Hann angaben, das nachmittägliche Bewölkungsmaximum im Sommer. Gerade im Gebirge, aus dem die Beobachtungen stammen, pflegt der Nachmittag auch der heiteren Tage Bewölkung („Schönwettercumuli“), öfters Gewitter und Niederschläge zu bringen. Diese regelmäßige Minderung der Bestrahlung am Nachmittag führt zur Verlegung des Temperaturmaximums nach Südosten. Sie ist eine Folge des Innsbrucker Großklimas und muß daher nicht überall in Deutschland anzutreffen sein.

Es wäre sehr erwünscht, wenn systematische Beobachtungsreihen mit den neuzeitlichen Mitteln der Bodentemperaturmessung (s. S. 125) gewonnen würden. In Ermangelung solcher möge hier noch eine Untersuchung von botanischer Seite Erwähnung finden.

A. Schade (446) hat in Moospolstern an verschiedenen Hängen des Elbsandsteingebirges von 1910 bis 1917 Ablesungen an Maximum- und Minimumthermometern vorgenommen, die in das Moos gesteckt worden waren. Die gefundenen Temperaturen liegen zwischen denen der Felsunterlage und denen der Luft, nähern sich aber weit mehr den ersteren als den letzteren. Die Zahlen werfen ein helles Licht auf die grundlegend verschiedenen Lebensbedingungen, denen die bodennahen Pflanzen verschiedener Hanglagen ausgesetzt sind.

Ein Lebermoosrasen von *Leptoscyphus Taylori* besiedelte im Teufelsgrunde bei Wehlen eine schattige, nach Nordost gerichtete Felswand. 50 m entfernt davon befand sich ein Laubmoospolster

Im Zeitraum	Ein Temperaturmaximum		Ein Temperaturminimum	
	S-Fels	NE-Hang	S-Fels	NE-Hang
15. Nov. 1912 — 5. März .	16,2	5,2	— 7,7	— 6,0
5. März — 1. April ..	28,0	9,3	— 1,6	— 2,0
2. April — 2. Mai ...	47,1	13,0	— 2,0	— 2,2
3. Mai — 2. Juni ..	55,1	16,0	+ 2,9	+ 1,8
3. Juni — 6. Juli ...	55,7	16,4	7,0	6,9
7. Juli — 31. August	47,0	14,7	6,9	7,3
1. Sept. — 11. Okt. ...	44,3	13,6	2,6	4,8
12. Okt. — 2. Nov. ...	24,0	9,1	+ 1,0	2,5
3. Nov. — 30. Nov. ...	15,3	8,9	— 2,6	0,0

von Webera nutans auf einem schmalen, nach S gelegenen Sims an einer glockenförmig abgerundeten, der vollen Sonnenglut ausgesetzten Felskuppe. Die Extremthermometer im Moos wurden von Zeit zu Zeit abgelesen. Die Beobachtungsergebnisse beispielsweise im Jahre 1913 gibt die vorstehende Tabelle.

Bei den Temperaturminimas geht der Unterschied zwischen beiden Lagen selten über 2° hinaus. Aber bei Tag (Maxima), wenn die Einstrahlung wirksam ist, sind die Unterschiede ganz gewaltig. Das mittlere Jahresmaximum für die Zeit vom Mai 1912 bis Mai 1917 betrug bei dem Laubmoos am südexponierten Fels 52,6°, bei dem Lebermoos in der Nordostlage nur 15,9° C.

22. Kapitel

Mikroklimatische Auswirkung der verschiedenen Besonnung

Ehe wir auf die bodennahen Lufttemperaturen an Hängen zu sprechen kommen (23. Kapitel), soll auf einige Erscheinungen in der Natur hingewiesen werden, in denen sich auf kleinstem Raume die verschiedene Besonnung der Hänge unmittelbar bemerkbar macht.

Die Ameisenhaufen in unserem Klimagebiet und die Termitenbauten in den Tropen stellen Berge im kleinen dar, an deren Seiten die unterschiedlichsten Mikroklimata beobachtet werden können. Auf diese von den Tieren bei der Brutpflege ausgenutzten Expositionsklimata soll hier nur vorläufig hingewiesen werden. Im 36. Kapitel, das den Beziehungen der Tierwelt zum Mikroklima gewidmet ist, wird näher darauf eingegangen.

Der Stamm eines freistehenden Baumes wird im Laufe des Tages von der Sonne umwandert. Die Rinde erhält eine stets wechselnde Zustrahlung, die als Bestrahlung einer senkrechten Fläche aufgefaßt werden kann. Jeweils der halbe Stamm steht unter Einwirkung der Strahlung; sie ist an dem der Sonne zugewendeten Rindenteil am größten.

K. Krenn (444) hat die Messungen der Gesamtintensität der Sonnenstrahlung in Wien (Höhenlage 202 m) und auf der Kanzelhöhe in Kärnten (1474 m) benutzt, um für einige jahreszeitlich wichtige Tage unter der Voraussetzung wolkenfreien Wetters zu berechnen, welche Wärmesumme (cal) ein stehender Stamm im Laufe des Tages erhält. Der gedachte Stamm wurde als kreisrunder Zylinder mit dem Durchmesser 1 cm angenommen, in 16 Sektoren, entsprechend den 16 Haupthimmelsrichtungen, geteilt. Für jeden Sektor wurde die Wärmesumme von Stunde zu Stunde, dann auch summiert für

den ganzen Tag berechnet. Die Abb. 102 zeigt in der hübschen Darstellungweise von Krenn die Verhältnisse auf der Kanzelhöhe am 1. April.

In der Mitte der Abbildung ist der Stamm im Querschnitt gezeichnet. Die Wärmesummen, die den einzelnen Sektoren des Stamms von Stunde zu Stunde zuwachsen, sind fortlaufend von der Rinde an auf den Radiallinien nach außen aufgetragen und die entsprechenden Stundenpunkte miteinander verbunden. Die Zwischenräume zwischen den einzelnen Stundenkurven sind zur Verdeutlichung

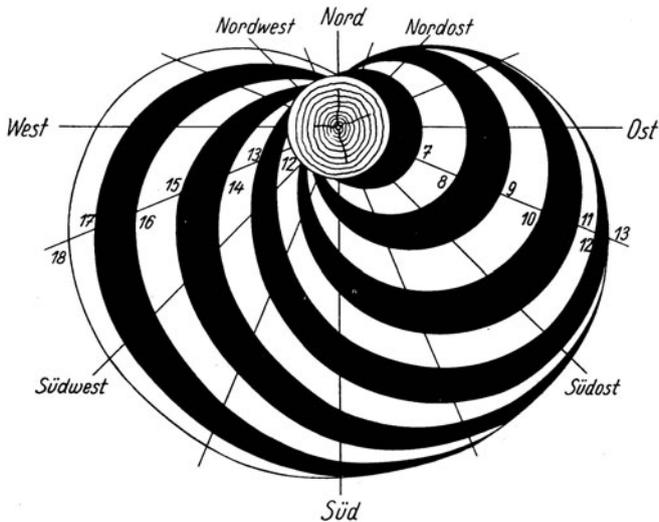


Abb 102. Stündlich fortschreitende Erwärmung eines stehenden Baumstammes an einem wolkenlosen 1. April auf der Kanzelhöhe (Darstellung von K. Krenn)

abwechselnd schwarz und weiß gehalten. Die angeschriebenen Ziffern entsprechen den Tagesstunden. Das allmähliche Herumgreifen der Sonne von der östlichen Stammseite herüber zur westlichen ist gut erkennbar. Die äußerste Begrenzungslinie versinnbildlicht die im Laufe des ganzen Tages dem betreffenden Stammteil zugestrahelte Wärmemenge; welchen Anteil daran die einzelnen Tagesstunden haben, ist aus der Figur sofort abzulesen. Die Begrenzungslinie ist symmetrisch zur Nordsüdlinie, da zur Vereinfachung der Berechnungen die gemessenen Vor- und Nachmittagswerte der Strahlung gegeneinander ausgeglichen wurden.

Diese Begrenzungslinie ist in der folgenden Abb. 103 als gestrichelte Kurve mit der Bezeichnung: 1. April nochmals aufgetragen, aber

wegen der Spiegelbildlichkeit zur N—S-Linie nur in der rechten Hälfte der Abb. 103. Diese enthält für eben die Kanzelhöhe die Kurven auch für den 1. Juli als Kennzeichnung der hochsommerlichen Verhältnisse und für den 1. Januar als Kennzeichnung des Winters. In der linken Hälfte sind die entsprechenden Kurven für die sonnen-scheinärmeren Tieflagen des Wiener Beckens aufgezeichnet.

Im Abschnitt oberhalb der West-Ost-Linie bietet die Anordnung der drei Kurven keine Überraschung. In der Ebene wie in der Höhe

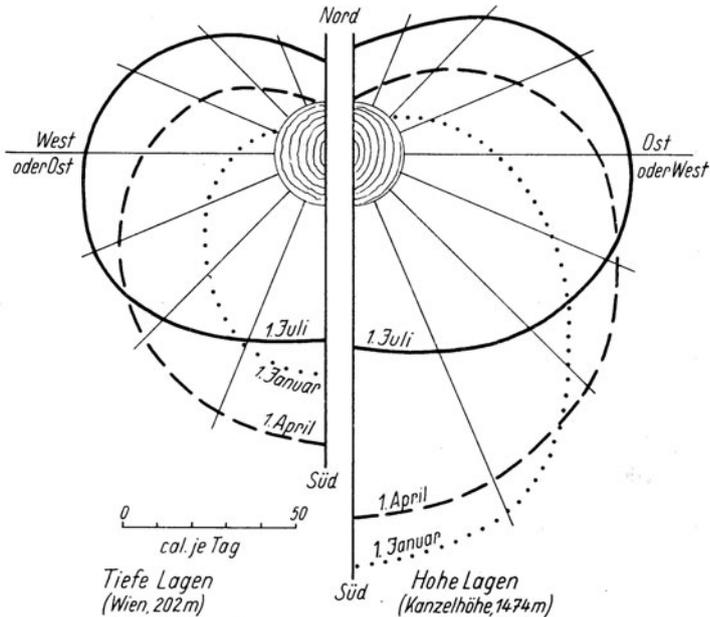


Abb. 103. Tageswärmesummen, die ein stehender Baumstamm in seinen verschiedenen Teilen in der Ebene und im Gebirge erhält
(Nach K. Krenn)

erhält nämlich der Nordteil im Hochsommer am meisten Strahlung, weil dann die Sonne im NE aufgeht und im NW untergeht. Je mehr es Winter wird, desto benachteiligter werden die nördlichen Stammabschnitte. Im allgemeinen ist das Gebirge (rechts) seines Sonnenreichtums wegen gegenüber der Ebene (links) bevorzugt. Die Januarbestrahlung der Ost- und Westseite des Baums ist auf der Kanzelhöhe mehr als doppelt so groß als in Wien.

Aber an der Südseite des Stammes herrschen absonderliche Wärmeverhältnisse. Schon in der Ebene bekommt der Stamm im Winter mehr Strahlung als im Sommer. In den Hochlagen wird

dieser Unterschied ganz gewaltig. Im Frühjahr (1. April) erhält das genau nach Süden exponierte Stammstück mehr als doppelt soviel Strahlung als im Hochsommer und dieser Wert wird am 1. Januar



Abb. 104. Rindenriß und Rindenschäle auf der Südseite einer Rotbuche als Folge der starken Frühjahrsbestrahlung bei tiefen Lufttemperaturen

(Aufnahme von M. Seeholzer)

noch überschritten. Kein anderes Stammstück erhält zu irgendeiner Zeit mehr Strahlung. Daß hieran gerade der niedrige Sonnenstand in der Wintermittagszeit schuld ist, haben wir bereits oben bei Besprechung der Schubert'schen Zahlen erwähnt (siehe S. 209).

Für die Bäume entsteht dadurch eine große Gefahr, vor allem im ersten Frühjahr, wenn die Nächte noch sehr kalt sind, die Mittagssonne aber bei der noch winterlich klaren Atmosphäre schon starke Wirkung hat. Es entsteht der Rindenriß und das Ablösen der Rinde, die „Rindenschäle“. M. Seeholzer (448) beobachtete unter anderen nach dem ungewöhnlich kalten Winter 1928/29 die Erscheinung an Rotbuchen im Spessart und hat sie näher beschrieben.

Nur stärkere Stämme von etwa 25 cm Brusthöhendurchmesser an wurden befallen, da nur solche eine hinreichend große Fläche der Sonne entgegenstellen. Bei den tiefen Frostgraden, die nach dem kalten Winter im Frühjahr

herrschten, waren Holzkörper und Rindenmantel noch vereist. Auf einzeln oder am Südsaum stehende Buchen wurde aber schon so viel Wärme zugestrahlt, daß im Rindenmantel der Taupunkt überschritten wurde. „Diese Verhältnisse“, schreibt Seeholzer, „mußten zum plötzweisen, blasenartigen Abheben der Rinde vom Holzkörper führen. Förderlich war dabei sicherlich der Umstand,

daß die Buche bereits vom Januar an den höchsten Wassergehalt des Jahres hat, und daß das Zellgewebe zwischen Bast und Holz zur Saftzeit soviel Wasser enthält, daß sich bekanntlich die Rinde vom Holz leicht trennt. Nach wenigen Stunden hatte aber dieser Rindenteil den Nullpunkt bereits wieder unterschritten und sank mit dem Schwinden der Sonne sehr rasch weiter auf die Lufttemperatur mit ihren tiefen Kältegraden. Die Folge war ein sehr rasches und starkes Wiedergefrieren des abgelösten Rindenteils und damit neuerdings eine starke Wasserverschiebung und starkes Schwinden. Der abgelöste Rindenkörper ging auf das frühere Maß wieder zurück. Da sich aber der aus dem organischen Verbande gerissene Rindenteil dem Holzkörper nicht mehr so eng anzuschmiegen vermochte wie vor der Ablösung, als beide noch eine organische Einheit waren, so trat eine schwache Spannung ein, die durch einen nur schwachen lotrechten Rindenriß ausgelöst wurde.“ Die gleichen Vorgänge an den folgenden Tagen verstärkten alsdann die Erscheinungen.

Die Abb. 104 zeigt einen solchen Rindenriß an einer 135jährigen Buche im Stadtwald von Lohr, der sich bereits auf eine Länge von 2,6 m erstreckte. Deutlich ist die Rinde aufgewölbt, und zwar auf 1,4 m Länge. Der Riß war im Februar 1929 entstanden, die Aufnahme wurde von Seeholzer im darauffolgenden Juli gemacht.

Den täglichen Temperaturgang im Kambium auf den verschiedenen Seiten eines Baumes beobachtete E. Gerlach (440). An einer alten Fichte stellte er in 11 Meßreihen im Sommer 1926 folgenden Zusammenhang zwischen Eintrittszeit und Eintrittsort des täglichen Temperaturmaximums fest:

Tagesstunde	14 $\frac{1}{2}$	15	15 $\frac{1}{2}$	16	16 $\frac{1}{2}$
Ort des Tagesmaximums ..	SE	S	Luft	SW	N
Betrag des Maximums	31°	31°	24°	32°	24°

Danach folgen sich die Stammseiten nach Betrag und Zeitpunkt des erreichten höchsten Temperaturwertes ebenso wie dies auf den verschiedenen Hanglagen eines kreisrunden Hügels der Fall ist. Die beschattete Nordseite empfängt in der Hauptsache nur durch die umgebende Luft ihre Wärme, also bloß durch Wärmeleitung, nicht auch durch Strahlung; das Temperaturmaximum dort liegt daher noch später als das der südwestlichen Stammexposition. Auch das Eindringen der Wärme von der Rinde aus in das Innere des Stammes hat E. Gerlach durch Temperaturmessungen bis zu 10 cm Rindenabstand verfolgt; es unterscheidet sich grundsätzlich gar nicht von dem Eindringen der täglichen Temperaturschwankungen von der Bodenoberfläche in das Innere des Bodens (s. S. 30 ff.).

Am liegenden (gefällten) Baumstamm sind die Besonnungsverhältnisse wieder ganz andere, aber nicht minder von Bedeutung für forstwirtschaftliche Fragen. K. Krenn (444) hat auch hierfür Zahlen berechnet, und zwar einmal für einen nordsüdlich, sodann für einen ostwestlich liegenden Stamm. Ein Beispiel für die Auswirkung der unterschiedlichen Besonnung enthält die Abb. 105. Sie zeigt den Querschnitt eines Baumstammes, der in Richtung NW—SE lag. Es entstehen an der südwestlichen Seite heiße Mikroklimata in und über der Rinde, auf der entgegengesetzten Seite im NE schattige und kühle. E. Schimitschek (706) hat den Befall solcher „Fangbäume“ durch den Borkenkäfer (*Ips typographus*) untersucht und gezeigt, daß die Entwicklung des Käfers rings um den Stamm entsprechend den mikroklimatischen Bedingungen ganz verschieden ist.

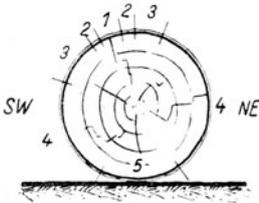


Abb. 105. Mikroklimazonen an einem liegenden Baumstamm (Nach E. Schimitschek)

In dem der Sonne am meisten ausgesetzten Abschnitt 1 hatte der Käfer überhaupt keine Eier abgelegt; die Temperaturen erreichten hier 50° C bei Lufttemperaturen, die selbst in Rindennähe (5 cm) 35° nicht überschritten, in 1 m Abstand vom Holz aber bei 30° lagen. Im beiderseits anschließenden Abschnitt 2 waren wohl Eier abgelegt, aber abgestorben. In den Abschnitten 3 kam es noch zur Entwicklung der Larven, doch vertrockneten diese später. Erst an den Stammseiten (Abschnitt 4 auf der Sonnenseite klein, auf der Schattenseite groß) kam es zur normalen Entwicklung des Käfers. Auf der Stammunterseite aber war die Sterblichkeit in den Brutanlagen wieder 75 bis 92%, weil bei nasser Witterung der Stamm an und nahe der Aufliegestelle eine für den Käfer schädliche Feuchtigkeit aufwies.

Wir gehen in der Betrachtung einen Schritt weiter, nämlich vom Stamm zu dem ganzen belaubten bzw. benadelten Baum. Der Baum wird gleich dem freistehenden Stamm von der Sonne im Laufe des Tages umwandert. Die Blätter auf den verschiedenen Seiten des Baumes unterliegen dabei einer gänzlich verschiedenen Bestrahlung. Im Hinblick auf die Form des Baumes könnte man dessen Oberfläche als einen Hang ansehen, der nicht nur nach allen Himmelsrichtungen exponiert ist, sondern auch eine wechselnde Neigung besitzt, wobei der Neigungswinkel eine Funktion des Bodenabstandes ist. Beobachtungen der zugehörigen Mikroklimata lassen sich zunächst durch Beobachtung der Baublüten durchführen; denn deren Entwicklung ist der empfindlichste Anzeiger der Strahlungs- und Temperaturverhältnisse.

A. Scamoni (445) verfolgte im Mai 1937 bei Eberswalde den Vorgang des Aufblühens einer einzelstehenden 15jährigen Kiefer. Der im Freiland aufgewachsene Baum hatte an den untersuchten vier Astquirlen 181 männliche Blütenstände entwickelt. Von diesen waren in den einzelnen Quadranten des Baumes aufgeblüht:

bis zum Abend des	im N-	E-	S-	W-Quadranten
15. Mai.....	0	4	14	2
16. „	6	27	36	37
17. „	22	44	53	56

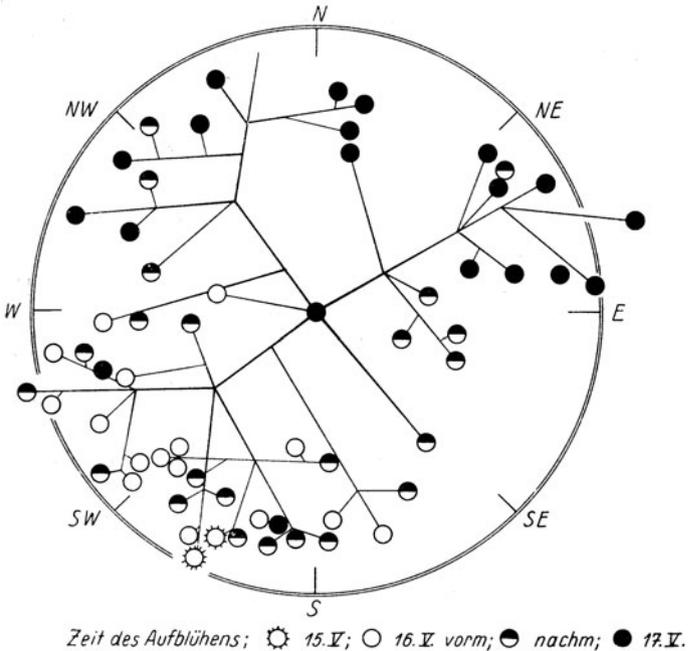


Abb. 106. Aufblühfolge an einer 15jährigen freistehenden Kiefer bei Eberswalde im Mai 1937 (Nach A. Scamoni)

Die größte Anzahl der Blüten fand sich also im Süden und Westen, wie es den Temperaturverhältnissen entspricht. Der Beginn der Blüte setzte aber im Süden ein, wie es den Strahlungsverhältnissen entspricht. Für den vierten Quirl des Baumes, der in 1,1 m über dem Boden lag, zeigt die Abb. 106 die Aufblühfolge in der Aufsicht. Die Zweige des Baumes mit den daran sitzenden Blüten sind in der Projektion auf den Boden schematisch gezeichnet; durch die Wahl des Blütezeichens sind vier Zeitabschnitte des Aufblühens unter-

schieden. So erhält man ein anschauliches Bild des ganzen Aufblühvorgangs. Zu dem Einfluß des Expositionsclimas tritt hier noch der Einfluß der Beschattung durch weiter außen stehende Pflanzenteile; der Einfluß der Blütendichte und der Saftzufuhr und der Individualität jeder Blüte. Hier im Bild und vor allem in der Natur eröffnet sich damit für mikroklimatische Studien ein weites Betätigungsfeld.

In jüngster Zeit hat P. Filzer (439) im botanischen Garten zu Tübingen den Tagestemperturgang im Luftmantel rings um eine Polygonum-Staude und um eine Zwergfichte untersucht. Die Aufblühfolge in einem kreisrunden Tulpenbeet mit geneigtem Beetrand hat im Zusammenhang mit Temperatur- und Feuchtigkeitsmessungen O. Härtel (441) in München dargestellt.

Als letztes Beispiel für die mikroklimatische Auswirkung der verschiedenen Besonnung diene uns die Kompaßpflanze. Jüngst gab H. Schanderl (447) eine zusammenfassende Darstellung des ganzen Problems nach der mikroklimatischen und botanischen Seite hin. Wir folgen im nachstehenden seinen Ausführungen.

An Südhängen kann man am wilden Lattich (*Lactuca scariola*) und einigen anderen Pflanzen in Deutschland beobachten, daß sie ihre vertikal gestellten Blattspreiten in eine nordsüdliche Richtung einstellen. In der Annahme, daß man aus der Blattstellung auf die Himmelsrichtung schließen könne, wurde der Name „Kompaßpflanze“ gewählt. Mit dem Erdmagnetismus hat die Erscheinung natürlich nichts zu tun, sondern sie ist eine Wirkung sowohl der direkten kurzwelligigen Sonnenstrahlung wie auch der vom Boden zurückgeworfenen langwelligigen Wärmestrahlung. Die Fähigkeit, die Blätter durch Drehung in eine Ebene einzustellen, ist bestimmten Pflanzen erblich eigen und daher sind nur bestimmte Pflanzen Kompaßpflanzen. Bei der Einzelpflanze spielt aber auch ihr Zustand eine Rolle. Pflanzen auf feuchten Standorten können leicht durch Verdunstung ihren Wärmehaushalt regulieren; auf trockenen, steinigen Standorten, also vorwiegend an den sonnigen Südhängen jedoch fehlt ihnen dazu der nötige Wassernachschub aus dem Boden und sie helfen sich daher durch die Kompaßstellung der Blätter, also durch Herabsetzung der Zustrahlung.

Wenn nun eine solche Kompaßpflanze an einem steinigen, steilen Westhang oder an einer Westmauer steht, dann kann für sie die Wärmerückstrahlung der Wand (aus Osten) unerträglicher werden als die direkte Strahlung, die mittags (aus Süden) am größten ist. In diesem Falle stellen sich die Blätter senkrecht zur Mauer, also ost-westlich ein; die Botaniker nennen das die „transversale Kompaßstellung“. Die Abb. 107 zeigt eine diesbezügliche Aufnahme von H. Schanderl. Der an der Westmauer gewachsene wilde Lattich stellt seine Blattflächen senkrecht zur Mauer. Der Name „Kompaß-

pflanze“ ist, wie man sieht, nicht ganz zutreffend. H. Schanderl hatte aus diesem Grunde die richtigere Bezeichnung „Orientierungspflanze“ vorgeschlagen, doch wegen der seit 1850 eingebürgerten alten Bezeichnung den Vorschlag wieder fallen lassen.

Daß Süd—Nord—Stellung und Ost—West—Stellung der Blätter an ein und derselben Pflanze vorkommen kann, zeigte H. Schanderl



Abb. 107. Kompaßstellung der Blätter eines „wilden Lattichs“ vor einer Mauer (Aufnahme von H. Schanderl)

in wunderhübscher Weise an einigen Exemplaren eben dieser *Lactuca scariola*. Sie standen im Würzburger Wellenkalkgebiet an einem 30° geneigten Westhang. Vier nahe beieinander wachsende Pflanzen hatten zusammen 627 Blätter. Für jedes Blatt bestimmte Schanderl am sonnigen 10. Juli 1931 mit dem Kompaß die Richtung, in der die Blattspreite stand. Das Auszählungsergebnis, also die Häufigkeitsverteilung, errechnete er in Prozentwerten für jede der 16 Haupt-Himmelsrichtungen. Es ist in Zahlen und in graphischer Form in der

Abb. 108 dargestellt. Hierbei ist unterschieden zwischen den Blättern, die zwischen der Hangoberfläche und 50 cm Höhe wuchsen, und den Blättern, die über 50 cm Bodenabstand hatten. Für erstere gelten die schwarze Verteilungsfigur in der Abb. 108 und die ausgeschriebenen Zahlen, für letztere die gestrichelte Verteilungsfigur und die eingeklammerten Zahlen.

Ein Blick auf die Abb. 108 zeigt sofort, daß die Pflanzenblätter im unteren Halbmeter des Lattichs vorwiegend ostwestlich gerichtet sind, die höher wachsenden Blätter aber vorwiegend nordsüdlich.

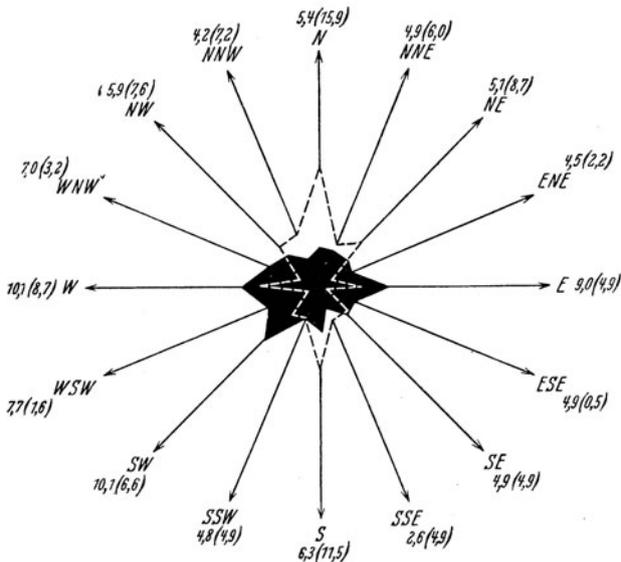


Abb. 108. Blattorientierung an den bodennächsten (schwarz) und den höheren (gestrichelt) Blättern des Lattichs an einem Westhang. (Nach H. Schanderl)

Diese schützen sich also in erster Linie gegen die direkte Zustrahlung durch die Sonne, jene mehr gegen die Rückstrahlung des Westhangs. Damit ist bewiesen und von Schanderl auch durch weitere Experimente bestätigt worden, daß sich die Blatteinstellung nach dem Strahlungsklima derjenigen Hangstelle, auf der die Pflanze steht, richtet.

Einen merkwürdigen Sonderfall der Kompaßpflanze stellt die von Br. Huber (442) entdeckte Gnomonpflanze dar. Die Aster Linosyris, die Goldschopfstern, hat schmale lanzettliche Blätter, die normalerweise horizontal stehen. Auf trockenen und stark strahlungs-exponierten Standorten drehen sie sich in Vertikalstellung. An steilen Südwesthängen aber sind die hangseitigen Blätter nach vorn, und zwar

alle nach Süden gleichsam „gekämmt“ und stehen zugleich ziemlich genau in Richtung der mittäglichen Sonnenhöhe¹⁾. Zur Zeit der stärksten Strahlung bietet die Pflanze der Sonne die kleinstmögliche Fläche dar. Im Gegensatz zur Kompaßpflanze hat die Gnomonpflanze auch an Westhängen dieselbe Stellung nach Süden, weicht jedenfalls von der Richtung zur Mittagssonne nur höchstens um 10° ab. An der Erscheinung selbst, die auch von H. Schanderl wiederholt bestätigt wurde, ist nicht zu zweifeln; ihre Erklärung steht aber noch aus.

Mit diesen Betrachtungen haben wir uns aber schon weit in das Gebiet des Botanikers vorgewagt. Wir kehren zurück zu den Bodentemperaturen in den verschiedenen Hanglagen und wollen im folgenden Kapitel untersuchen, wie sich die bodennahe Luftschicht am Hang verhält.

23. Kapitel

Die Lufthaut an Berghängen

Trotzdem der geneigte Hang Anlaß dazu gibt, daß kalte Luft abgleitet, warme Luft hangaufwärts strömt, findet man doch auch auf den Hängen eine bodennahe Luftschicht mit den besonderen, im ersten Teil des Buches beschriebenen Eigenschaften. Gleich einer Lufthaut überkleidet sie auch steile Hänge und bestimmt die klimatischen Standortsbedingungen der auf den Hängen wachsenden Pflanzen.

Über die Eigenschaften dieser Lufthaut besitzen wir eine systematische Untersuchung, die das Forstmeteorologische Institut in München unter Leitung von A. Schmauß auf Veranlassung von Th. Künkele (461) von der bayerischen Landesforstverwaltung im Jahre 1926 durch R. Geiger (454) ausführte. Versuchsfeld war der Hohenkarpfen, ein isolierter Bergkegel am württembergischen Albrand.

Es wurden 34 Beobachtungsstationen in verschiedenen Hangrichtungen und verschiedenen Höhen eingerichtet. Die Kartenskizze (Abb. 109) zeigt an dem Verlauf der Isohypsen die nach allen Seiten regelmäßige Ausbildung des Bergkegels. Außer der Gipfelstation (A) wurde am obersten Steilhang von durchschnittlich 30° Neigung ein

¹⁾ Der Gnomon des Altertums trug einen senkrechten Stab. Er ist der Vorläufer der Sonnenuhr, deren Stab parallel der Erdachse stehen soll. Das Wort Gnomon findet hier also Verwendung in der allgemeineren Bedeutung von: „Sonnenzeiger“, da die Pflanze in der „Gnomonstellung“ zur Sonne hinzeigt.

Kranz von acht Stationen (*W*-Stationen) eingerichtet, am Kegelansatz, wo der steile Weißjurakegel in die sanftere Neigung (110°) des braunen Jura übergeht, 16 Stationen (*H*-Stationen), und weiter abwärts (in der Abb. 109 nicht mehr enthalten) nochmals ein Kranz von 8 Stationen. Überall wurden die Temperaturmaxima und -minima

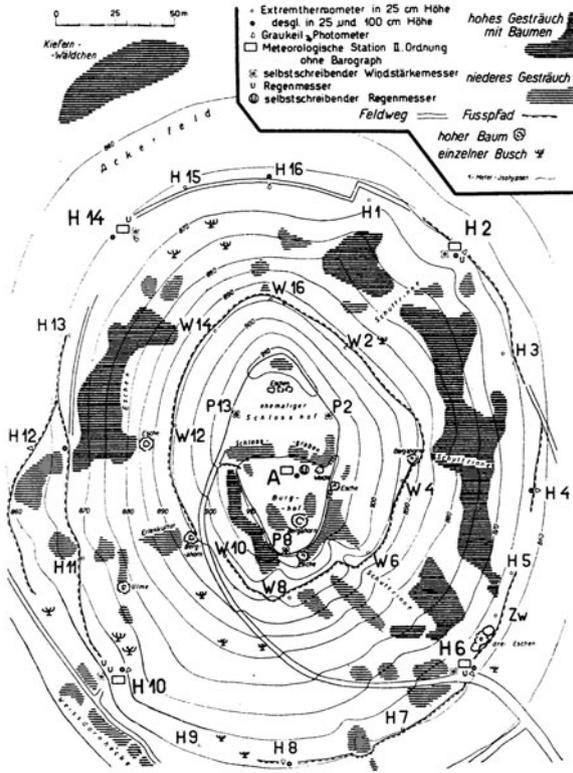


Abb. 109. Versuchsanordnung zur Expositions Klimamessung 1926 am Hohenkarpen in der schwäbischen Alp. (Von R. Geiger)

in 25 cm Höhe, an 8 *H*-Stationen und der Gipfelstation auch in 1 m Höhe gemessen. Die Thermometer wurden an Plätzen aufgestellt, wo der Hang genau senkrecht zur gewünschten Himmelsrichtung verlief und wo kein Busch oder Baum in unmittelbarer Nähe störend wirken konnte.

Im allgemeinen trug der Berg Schafweide, nur am Ost- und Westhang zog sich Buschwerk, teilweise mit Bäumen unterstellt, hin, wie es die Abb. 109 zeigt. Völlig vegetationsfrei war nur der Südhang.

Die Abb. 110 zeigt den Berghang im Seitenriß; das Bodenprofil ist zweifach überhöht. Um die Temperaturverhältnisse in der bodennahen Luftschicht darstellen zu können, mußte diese 50fach überhöht werden. Im oberen Teil der Abbildung sind die Tagesmaxima, im unteren die Tagesminima dargestellt, und zwar gültig für die Sommerbeobachtungszeit 1926 und für das Mittel aller Hangrichtungen. Der Verlauf der Isothermen, die sich der Bodengestalt anschmiegen, läßt erkennen, daß eine bodennahe Luftschicht mit ausgesprochener

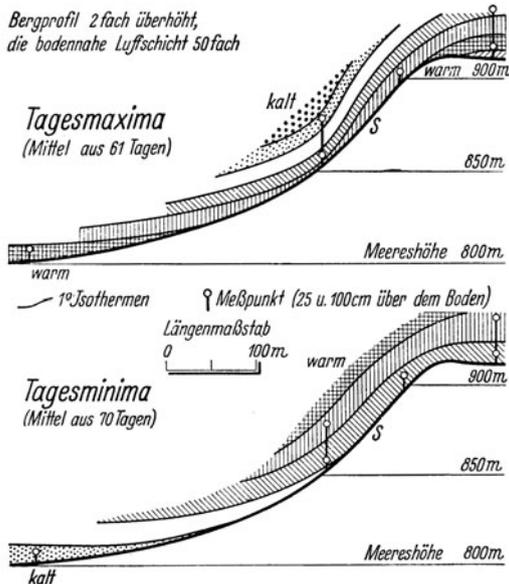


Abb. 110. Ausbildung der Lufthaut bei Tag (oben) und Nacht (unten) an den Hängen des Hohenkarpfen

Temperaturschichtung auch am steilsten Hang vorhanden ist. In ihr herrscht wie über ebenem Boden bei Tag eine Temperaturabnahme, bei Nacht eine Temperaturzunahme mit der Höhe. Die in der Abb. 91 (S. 192) rechts unten für Talhänge dargestellte Temperaturverteilung bei Nacht findet man in der Lufthaut am Hohenkarpfen in kleinem Maßstabe wieder. Bei Tag ist die Verteilung ganz entsprechend, wobei nur kalt und warm vertauscht ist: Das Tal und das obere Plateau sind jetzt warm, vor dem Hang liegt ein „Kältespeicher“.

Die für die Abb. 110 erfolgte Zusammenfassung aller Hangrichtungen geschah zum Nachweis der Existenz der Lufthaut. Nun interessiert aber der Einfluß der Hangrichtung auf die Temperaturverhältnisse in der Lufthaut.

Wir gehen dabei am besten von den früheren Betrachtungen (s. S. 209ff.) über Hangrichtung und Bodentemperaturen aus. In erster Annäherung werden sich die bodennahen Lufttemperaturen verhalten wie die Bodentemperaturen. Auch die Luft wird daher am kühlfsten am Nordhang sein, und die heißesten Tagestemperaturen

sind in Hangrichtung zwischen Süd- und Südwest zu erwarten. Das bestätigt die nebenstehende Abb. 111. Außerdem aber ist zu beachten, daß Wind und Austausch die am Boden erwärmte bzw. erkaltete Luft leicht wegspülen können, weil Hänge meist dem Winde ausgesetzt sind und schon die Neigung des Bodens Austauschbewegungen begünstigt.

Aus diesem Grunde spielt der Pflanzenwuchs im Mikroklima der Hänge eine überragende Rolle. Denn wo Pflanzenwuchs den Luftaustausch hemmt, prägt sich das örtlich bedingte Hangklima um so markanter aus. Wo ein Hang aber ganz vegetationsfrei ist, verwischen sich die Unterschiede.

Zum Nachweis dessen dient die Abb. 111. Sie zeigt die Verteilung der Temperaturmaxima am Hohenkarpfen im Mittel von 70 Sommertagen. Der obere Kreis gibt schematisch die Meßergebnisse in 25 cm Höhe über dem Boden wieder. Die kleinen Kreise zeigen die Lage der einzelnen Beobachtungspunkte an, die durch Vergleich mit Abb. 109 unschwer festzustellen sind. Der Kreis links unten in Abb. 111 enthält die Temperaturverteilung in 1 m Höhe nach den Beobachtungen am Gipfel (A) und an den H-Stationen; beim Vergleich der Beobachtungen in beiden Höhen ist also der Kreis links unten bis auf die Dimensionen des oberen Kreises erweitert zu denken.

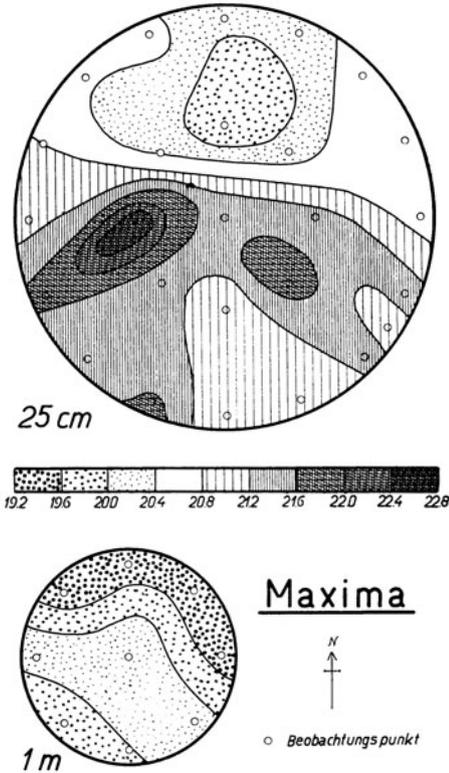


Abb. 111. Verteilung der Tageshöchsttemperaturen in der Lufthaut des Hohenkarpfen

Daß sich überall die Lufthaut ausbildet, geht aus der durchweg tieferen Temperatur in 1 m Höhe (nur punktierte Flächen!) gegenüber der Temperatur in 25 cm Höhe hervor; hier in 25 cm Höhe macht sich die Bodentemperatur stärker geltend, und zwar um so mehr, je steiler der Hang ist. Es überwiegt mit zunehmender Neigung der Einfluß der stärkeren Sonnenstrahlung gegenüber der besseren Möglichkeit zu Ausgleichsbewegungen hangaufwärts. Aus der Abb. 111 ist dies daraus zu entnehmen, daß im Bereich der *W*-Stationen die Isothermen dichter liegen als an den *H*-Stationen. Am steilsten Hange unterscheiden sich die verschiedenen Hangrichtungen am meisten. Die Beobachtungen am untersten flachen Hange, die hier nicht mehr mit aufgeführt sind, lassen den Einfluß der Hangrichtung überhaupt nicht mehr erkennen; dort bestimmen die Bodenverhältnisse (Gras, Acker usw.) allein die Temperatur der bodennahen Luftschicht.

Daß die niedrigsten Temperaturen am Nordhang zu finden sind, entspricht der Erwartung. Es überrascht aber, daß das Maximum am südlichen Hange in zwei Teile aufgespalten ist: in ein Maximum im Südosten und ein noch stärkeres im Südwesten. Hier ist es nun der Einfluß der Vegetationslosigkeit des Südhangs, der das reine Südklima in seinen Extremen mildert. Einen Beweis, daß dies wirklich die Ursache ist, erbringen die Messungen an der Zwischenstation *Zw* (Abb. 109). Diese Station *Zw* wurde zwischen *H* 5 und *H* 6 gerade dort eingeschoben, wo vom Punkte *W* 4 herab eine vegetationsfreie Rinne den Berg herabließ. War wirklich die ungehinderte Luftbewegung am Südhang die Ursache für die Milderung der Mittagstemperatur, so mußte sich eine ähnliche Erscheinung an der *Zw*-Station zeigen, wo der Hangaufwind in die Lücke zwischen dem Gebüsch geleitet werden mußte, also über *Zw* hinstrich, während die beiden Nachbarstationen *H* 5 und *H* 6 vor den die Luftbewegung hindernden Gebüschlagen lagen. Die Abb. 111 zeigt, daß die zwei Nachbarstationen *H* 5 und *H* 6 durchschnittlich eine höhere Mittagstemperatur hatten als die dazwischenliegende *Zw*-Station, und bestätigt so das Gesagte. Die gleichförmige Verteilung der Nachttemperaturen, die hier nicht mehr dargestellt sind, konnte die Sicherheit dafür abgeben, daß die genannten Tagesmessungen nicht auf Zufälligkeiten oder gar Fehlern in der Meßmethode beruhen.

Systematische Messungen der Luftfeuchtigkeit, die in der Lufthaut verschieden gerichteter Hänge anzutreffen ist, fehlen uns leider; ihnen würde im Blick auf manche praktischen Fragen, z. B. für das Hochbringen der Forstkulturen in trockenen Klimagebieten, erhebliche Bedeutung zukommen. Bei den bereits erwähnten Messungen von O. Härtel (441) in einem kreisrunden, leicht gewölbten Tulpenbeet von 1 m Durchmesser fand dieser in der Südexposition

in 2 cm über dem Boden in der Mittagsstunde schon eine 10% niedrigere Luftfeuchtigkeit als in der Nordexposition. Es sind danach erhebliche Unterschiede zu erwarten.

Auch über die Verteilung des Niederschlags rings um einen Hügel ist hier ein Wort zu sagen.

Von der Großklimatologie her ist uns geläufig, daß in Mitteleuropa die Westseiten der Gebirge wegen des Vorherrschens der Westwinde den meisten Niederschlag erhalten. Am Gebirgsrand muß die Luft aufsteigen, ihr Druck fällt, dadurch kühlt sie ab und nähert sich dem Taupunkt. Wird dieser überschritten, so kommt es zur Wolken- und Niederschlagsbildung. Die Abkühlung beim Aufsteigen beträgt 1° auf 100 m senkrechte Erhebung. In den kleinen Dimensionen, mit denen man bei Hügeln, Geländewellen, überhaupt in der Mikroklimatologie, zu rechnen hat, spielen offenbar solche thermodynamischen Überlegungen keine Rolle. Die Niederschlagsverteilung wird vielmehr durch zwei andere Faktoren bestimmt: das Windfeld und die Bodenneigung.

Messungen, die R. Geiger (454) am Hohenkarpfen auch hierüber anstellte, führten zu folgendem Ergebnis: Mißt man den Niederschlag mit Regenmessern, deren Auffangfläche in üblicher Weise horizontal steht, so erhält der windzugewendete Hang weniger Niederschlag als der windabgewendete. Auf der Luvseite wird nämlich der Niederschlag vom Wind, der auf den Hang auftrifft und ihn zu umströmen und zu überströmen trachtet, fortgetragen. Auf der Lee-seite aber bildet sich im Windschatten ein stilles Gebiet mit unregelmäßigen schwachen Luftbewegungen aus. Hier fällt der Niederschlag, der über den Hügel gepeitscht wurde, herab. Am Hügel ist also die Niederschlagsverteilung genau umgekehrt wie am hohen Berge: Die Ostseite erhält mehr, die Westseite weniger Niederschlag, wenn man normal aufgestellte Regenmesser zur Beobachtung benutzt. Diese mikroklimatische Regel gilt für den leicht vom Wind getragenen Schnee in höherem Maße als für den Regen.

Jeder hat schon beobachtet, daß hinter Zäunen, hinter Feldsteinen, hinter Bodenwellen der Schnee besonders tief liegt. Als allgemeine Regel, die auch im Waldbau und in der Landwirtschaft praktisch sich auswirkt, ist die geschilderte Mikroklima-Erscheinung aber noch zu wenig beachtet. Der oft zu lesende Satz: Die Westseite eines Waldbestands ist niederschlagsbegünstigt gegenüber der Ostseite, beruht auf einer Verwechslung der großklimatischen und mikroklimatischen Betrachtungsweise und ist mindestens in dieser allgemeinen Form nicht richtig.

Bei der Niederschlagsverteilung um einen Hügel tritt zu dem Einfluß des Windfeldes noch der Einfluß der Bodenneigung hinzu. Den Praktiker wird immer zuerst der auf den wirklichen, also ge-

neigten Hang fallende Niederschlag interessieren, nicht derjenige auf die künstlich horizontal gestellte Auffangfläche des Regenmessers, welche überdies 1 m über der Bodenoberfläche liegt.

Vergleichsmessungen zwischen einem horizontal und einem bodenparallel aufgestellten Regenmesser am Hohenkarpfen zeigten, daß der 20° geneigte Hang auf der windzugewendeten Seite des Hügels mehr Niederschlag erhielt als die ebene Fläche. Der Überschuß hing von der Windgeschwindigkeit ab, die während des Regenfalles herrschte. Und zwar betrug der Überschuß

bei Windgeschwindigkeiten unter 4 m/sec.....	3%
„ „ von 4 bis 5 m/sec.....	11%
„ „ über 5 m/sec	27%
in einem Einzelfall (Gewitterguß)	34%

Je lebhafter der Wind ist, desto schräger schlägt der Regen herab und begünstigt dadurch um so mehr den geneigten Hang. Auf der windabgewendeten Seite des Hügels aber, wo der Regen von oben herab ausfällt, wurden auf dem Hang 5% weniger gemessen als im horizontalen Regenmesser.

Man erkennt, daß der letztbesprochene Einfluß der Bodenneigung dem Windeinfluß gerade entgegenwirkt. Er hebt diesen also mindestens zum Teil auf. Man wird bei Beurteilung im Gelände beide Faktoren gegeneinander abwägen müssen.

24. Kapitel

Weiteres zum Geländeeinfluß

Im 19. Kapitel hatten wir nur für die Nacht die Temperaturverhältnisse in den Tälern und auf den Hängen kennengelernt. Die Einwirkung der Geländegestaltung auf das Mikroklima bei Tage wurde in den drei letzten Kapiteln soweit dargelegt, daß wir nunmehr die Temperaturverhältnisse während des ganzen Tages besprechen können. Wir schließen daran die Behandlung der übrigen meteorologischen Elemente an, soweit sie mikroklimatologisch von Interesse sind und soweit Beobachtungen vorliegen.

Um den Tagestemperaturgang an Hängen, in Tälern und auf Bergen darzustellen, können wir wiederum auf eine Versuchsreihe zurückgreifen, die auf Veranlassung von Th. Künkele (460) in den Jahren 1931 und 1932 von R. Geiger, M. Woelfle und L. Ph. Seip (455) vom Forstmeteorologischen Institut München durchgeführt wurde. Versuchsfeld war der Große Arber im Bayerischen Wald. Auf seinem Gipfel (s. Abb. 112) wurde in 1447 m Seehöhe eine meteorologische Station (Normalaufstellung in der deutschen

Hütte) errichtet. Zwei Talstationen gleicher Art wurden nach Bodenmais im Südwesten in 665 m und nach der Seebachschleife im Osten in 645 m Höhe verlegt. Hierzu traten zwei Zwischenstationen in halber Höhe: Kopfhäng in 1008 und Mooshütten in 946 m Höhe. Zwischen diese Hauptstationen wurden auf den in der Abb. 112 durch Kreuze bezeichneten Linien 99 Meßpunkte zur Bestimmung der Nachttemperatur eingerichtet. Von der Meßlinie,

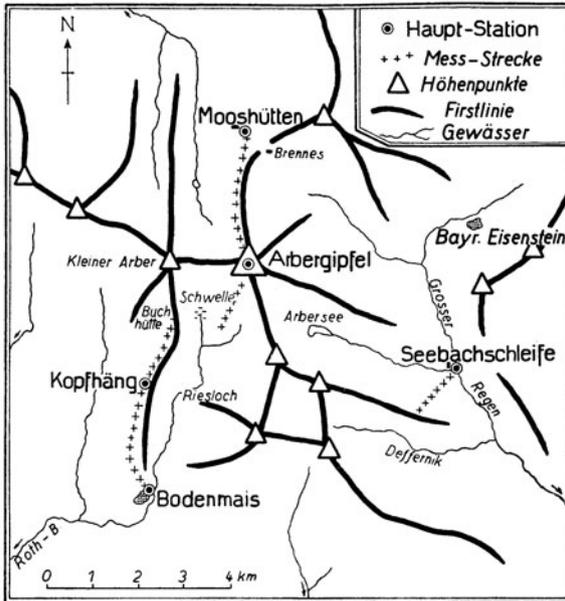


Abb. 112. Überblick über die Versuchsanordnung am Arber

die von der Seebachschleife hangaufwärts nach Südwesten führte, wurden Ergebnisse bereits auf S. 194–196 mitgeteilt.

Die Abb. 113 zeigt den Temperaturtagesgang an drei Hauptstationen im Mittel von 25 heiteren Tagen aus den Monaten Mai und Juni. Der kritische Leser beachtet vielleicht, daß die Tageskurven nicht in sich zurückkehren, d. h. daß die Temperaturen um 24 Uhr nicht dieselben sind wie die um 0 Uhr. Daran ist die Auswahl der Tage schuld. Heiteres Wetter bringt im Frühjahr eine Hebung des Temperaturniveaus; darum ist es nach Ablauf von 24 Stunden überall wärmer geworden. Das Entsprechende gilt für den in der Abb. 114 dargestellten Feuchtigkeitsgang. Nach Ablauf eines heiteren Tages ist die Atmosphäre regelmäßig trockener geworden.

Ein Blick auf die Abb. 113 bestätigt den alten, schon von A. Woeikof aufgestellten Grundsatz, daß konvexe Ortslagen ein gemäßigtes, konkave Ortslagen ein extremes Klima aufweisen. Das Tal zeigt eine

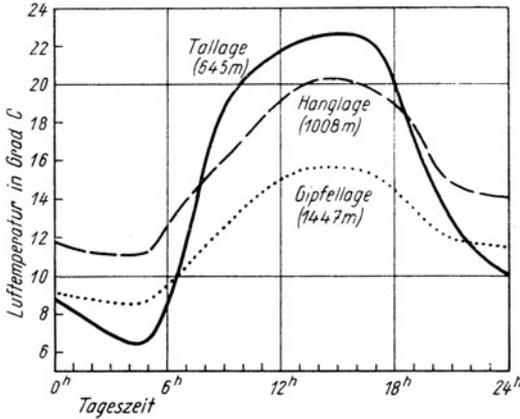


Abb. 113. Tagesgang der Temperatur an heiteren Frühjahrstagen in verschiedenen Höhenlagen des Arber

große, der Gipfel eine kleine Tagesschwankung der Lufttemperatur. R. Reidat (465) konnte dieses Gesetz auch für die Gegend von Erfurt in einer mikroklimatischen Studie nachweisen. In der Stadt

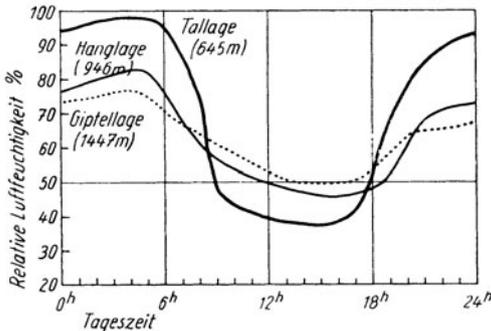


Abb. 114. Tagesgang der relativen Luftfeuchtigkeit an heiteren Frühjahrstagen in verschiedenen Höhenlagen des Arber

Erfurt in 221 m Seehöhe und auf dem 40 km davon entfernten Inselberg in 914 m Höhe war der Temperaturunterschied zwischen Maximum und Minimum

für den Monat:	Jan.	März	Mai	Juli	Sept.	Nov.
in Erfurt	3,6	6,8	9,7	9,6	8,1	3,3
auf dem Inselberg	1,4	3,1	5,4	5,0	4,0	1,4

Auch dieser Unterschied geht weit hinaus über die normale Abnahme der Tagestemperaturschwankung mit der Seehöhe, kennzeichnet also den Einfluß des Geländes.

Nach Abb. 113 findet man am Arber von 8 bis 18 Uhr eine Temperaturabnahme mit der Höhe, von 22 bis 6 Uhr die nächtliche Temperaturumkehr (Inversion). Die höchste Tagestemperatur (15,6°) hat der Hang (vgl. die „warme Hangzone“ S. 193); danach folgt das Tal (14,9°), danach mit erheblichem Abstand der Gipfel des Berges (12,2°). Im Verlauf der Taltemperatur prägt sich der schroffe Wechsel zwischen Tag und Nacht scharf aus. Wenn am Morgen die Sonne in das Tal scheinen kann, setzt der Temperaturanstieg äußerst kräftig ein. Zur unmittelbaren Erwärmung durch die Sonne tritt die Heizwirkung seitens der benachbarten Hänge. Auch ist die Enge des Tales zunächst einer abkühlenden Luftbewegung hinderlich. Wenn gegen Abend die Sonne hinter dem Berg verschwunden ist, setzt ein schroffer Temperaturfall ein.

Ausgeglicherener dagegen ist der Tagesgang auf dem Gipfel und auch schon am Hang. Am Temperaturverlauf der Hangstation beachten wir den geradlinigen Temperaturanstieg zwischen 6 und 12 Uhr. Wie groß auch die Wärmezufuhr an dem leicht geneigten Südhang, auf dem die Station liegt, sein mag, die Temperaturzunahme in der Zeiteinheit kann einen bestimmten Betrag nicht überschreiten. Sonst wird der Hangaufwind so verstärkt, daß er eine zusätzliche Belüftung und damit einen Rückgang der Temperatur hervorruft.

Ähnliche Verhältnisse wie hier am Arber sind späterhin durch A. Lauscher-Wittmann (462) am Ostabhang der Wienerwald-Berge, durch N. N. Trankevitch (470) als Stichprobenmessungen auf einem Versuchsfeld der Transbaikalischen Versuchstation und an anderen Orten festgestellt worden.

Die Temperaturabnahme mit der Höhe in Abhängigkeit von Witterung und Tageszeit zeigt die Abb. 115 für die Stationen am Arber, und zwar oben für die wärmste, unten für die kälteste Tagesstunde. Als sicherstes Kennzeichen der allgemeinen Witterung ist der Luftkörper gewählt. Tage mit polar-maritimer Luftzufuhr (PM-Tage) sind Tage mit Kälterückfall und böigem Schauerwetter. Es sind die Tage mit den niedrigsten Temperaturen. Daher erscheinen die zugehörigen Kurven am weitesten links in der Abb. 115. An Tagen mit maritimem Luftkörper (M) herrscht regnerisches, windiges „Westwetter“. Die Tage mit Kontinentalluft (C) sind die wind-schwachen, sonnenscheinreichen, tagsüber heißen, aber nachts kalten Schönwettertage des Frühjahrs.

Es fällt sofort auf, daß für den Temperaturgradient bei Tag das Wetter kaum eine Rolle spielt; er liegt stets zwischen 0,87 und 0,96° je 100 m, erreicht also nicht ganz den adiabatischen Gradient von

10/100 m. Wilh. Schmidt (466) hat an den Hängen von Gumpoldskirchen bei Wien untertags nur bisweilen Gradienten gefunden, die den adiabatischen überschritten. In der ausführlichen Untersuchung von F. Innerebner (457) an den Talhängen nördlich und südlich von Innsbruck sind überadiabatische Temperaturgradienten nur als Folge lokaler Überwärmungen (Stadteinfluß) vorgekommen, im Normalfall am freien Hang niemals.

Hierin unterscheiden sich also die freie Atmosphäre und die Atmosphäre am Hang. In ersterer treten an heißen Tagen um die

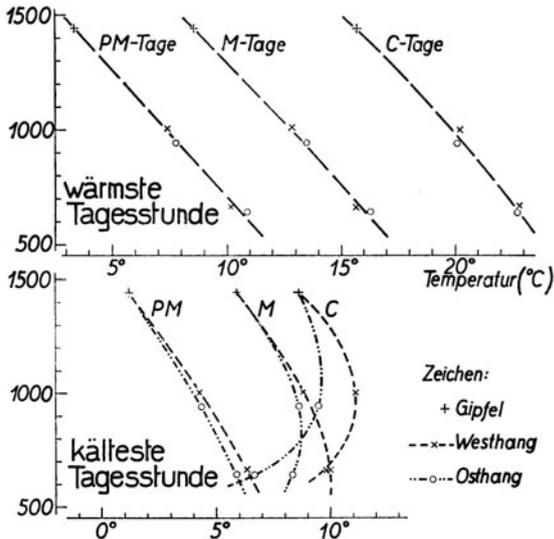


Abb. 115. Temperaturänderung mit der Höhe bei Tag und Nacht am Arber in Abhängigkeit vom Luftkörper

Mittagsstunden häufig größere Gradienten als 1° je 100 m auf, wie vielerorts aerologische Messungen erwiesen haben. An Hängen aber, längs deren die erhitzte Luft leicht aufwärts gleitet, kommt es in der Regel nicht zur Überschreitung des adiabatischen Gradienten.

Die nächtliche Temperaturumkehr ist schon S. 26ff. im allgemeinen besprochen worden. Die Wetterabhängigkeit ihrer Gestaltung ist aus Abb. 115 unten zu ersehen. Sie ist an PM-Tagen schwach ausgebildet, dagegen bei C-Luft sehr markant. Es muß hierbei zwischen West- und Osthang des Arber unterschieden werden. Durchwegs ist die Temperaturumkehr am Osthang stärker als am Westhang. Das darf aber nicht als Wirkung der Himmelsrichtung angesehen werden; vielmehr ist daran die Mikroklimalage der Stationen schuld.

Die Weststationen sind im vorliegenden Falle freier gelegen und darum dem Winde mehr ausgesetzt; die Oststationen können ihrer windabschirmenden Umgebung wegen ihr Ortsklima reiner erhalten. Die Ordnung der drei gewählten Tagesgruppen nach der Temperatur von *PM* = kalt bis *C* = warm ist bei Tage überall, bei Nacht nur für die höheren Lagen des Berges vorhanden. Im Tal kann es im Frühjahr, wie die Abb. 115 gut erkennen läßt, bei heiterem Himmel durch Strahlung und Kaltluftbewegung ebenso kalt werden wie bei polarmaritimem Luftkörper durch Advektion (d. h. Heranschaffung

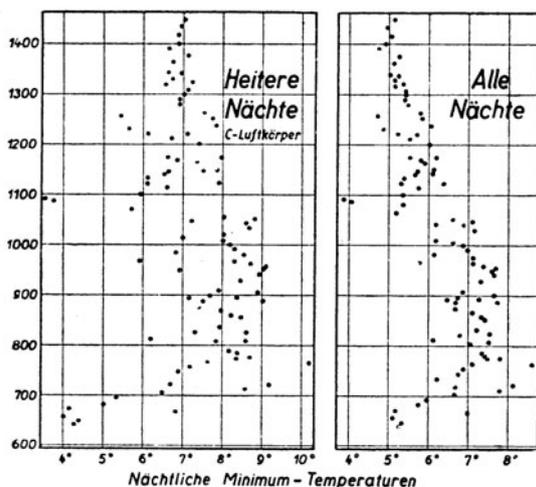


Abb. 116. Die Streuung der Nachttemperaturen in verschiedenen Seehöhen am Arber

von Kaltluft). Die Abb. 115 veranschaulicht daher zugleich die zwei möglichen Formen eines Schadenfrostes im Frühjahr: den Strahlungsfrost und den Advektivfrost.

Für die Abb. 113 bis 115 hatten je drei Beobachtungsstationen mit großklimatischem Beobachtungsverfahren, auf 800 m Höhenunterschied am West- und Osthang des Arber verteilt, die Unterlagen geliefert. Es erhebt sich nun die Frage, ob eine lineare Interpolation der Temperatur- und Feuchtigkeitswerte statthaft ist, um für irgendeinen Hangpunkt zwischen diesen Stationen die Klimaverhältnisse zu finden.

Zur Beantwortung der Frage zeigt die Abb. 116 für alle Arberstationen die mittlere tiefste Nachttemperatur in den Frühjahrsnächten 1931 und 1932. In der rechten Hälfte sind alle, in der linken Hälfte nur die heiteren Nächte benutzt. Es zeigen sich folgende

Gesetzmäßigkeiten: 1. Die Streuung der Nachttemperaturen ist außerordentlich groß. Der Einfluß der Mikroklimlage überwiegt oft weit den Einfluß der Seehöhe. Beispielsweise können Orte in 700 m Seehöhe nachts 30° wärmer, aber auch 30° kälter sein als der Gipfel in 1400 m Höhe. 2. Die Streubreite nimmt mit der Seehöhe ab. Bestimmt man die Mitteltemperatur einzelner Höhenstufen und berechnet für die in ihnen vorkommenden Stationen die mittleren Temperaturunterschiede gegenüber dem Höhenstufenmittel, so findet man

für die Höhenstufe . . .	650—850	850—1050	1050—1250	1250—1450 m
in heiteren Nächten . .	1,1	0,6	0,8	0,3° C
in allen Nächten	0,6	0,4	0,4	0,2° C

also im allgemeinen eine Abnahme der Streuung mit wachsender Erhebung. Sie ist durch die Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe verursacht, da stärkerer Wind örtliche Einflüsse wegschwemmt. 3. Ein Vergleich der linken und rechten Teilfigur lehrt, daß die Eigenart der Mikroklimlage erhalten bleibt, das Mikroklima also wirklich ortsgebunden ist. Meßstellen, die tiefe Nachttemperaturen haben, haben sie allezeit (vgl. z. B. die zwei sehr kalten Stationen knapp unter 1100 m Höhe). Wir kommen auf diese Fragen im Zusammenhang mit dem Schadenfrostproblem im 40. Kapitel zurück.

Wie man von den in den Abb. 113 bis 115 gezeigten Hangklima-regeln ins kleine gehen kann, so kann man auch den Blick auf Geländeeinflüsse richten, die sich in noch größeren Räumen auswirken.

In seinen Zugspitzbahn-Versuchen hat A. Büdel (450) mit Hilfe von Temperatur- und Feuchtigkeitsregistrierungen unter Benutzung der Seilschwebbahn Obermoos (1234 m)—Wettersteinkamm (2805 m) die Klimaverhältnisse am Westhange des mächtigen Zugspitzmassivs erforscht. Seine Veröffentlichungen aus den Jahren 1929 bis 1931 geben uns einen vorzüglichen Einblick in das, was er Bergatmosphäre nennt. „Unter der Bergatmosphäre“, sagt er, „darf man sich keine homogene, dem Hang aufliegende Luftschicht vorstellen. Vielmehr sind es einzelne Luftkörper, die übereinander und nebeneinander lagern und deren Entstehung von der Bodenform, dem Bodenzustand, der Exposition, den Ein- und Ausstrahlungsverhältnissen, den Luftströmungen usw. abhängt. Was beim Mikroklima Zentimeter, sind in der mit ganz anderen Energiemengen ausgestatteten Bergatmosphäre vielleicht Meter“. Bedenkt man, daß bei den Büdelschen Versuchen die Kabine der Seilschwebbahn, auf deren Dach das Registriergerät befestigt war, bis zu 130 m vom Erdboden wegkam, so ersieht man sofort daraus die Großräumigkeit der Untersuchung.

Die Wirkung der verschiedenen Bergatmosphären setzt sich zusammen zur Gebirgsatmosphäre. Und diese ihrerseits übt noch weit über die Grenzen des Gebirges hinaus einen Einfluß auf die Luftmassen der Umgebung aus. Man braucht nur etwa an den weit in die Ebene hinein reichenden Föhn zu denken. A. Büdel nennt dies Einflußzone des Gebirges. Den Geländeeinfluß in diesen Größenordnungen zu erforschen, ist aber schon ganz Aufgabe der Großklimatologie.

Wie bei Nacht, so erzeugt auch bei Tage der Unterschied von Berg und Tal ein eigenes Windsystem. An Stelle des nächtlichen Hangabwinds (s. S. 197) tritt bei Tage der Hangaufwind; er ist

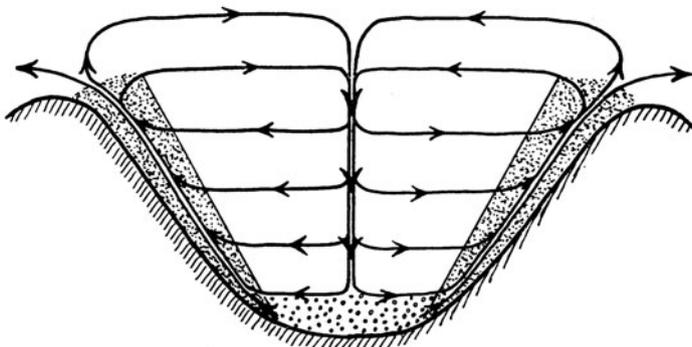


Abb. 117. A. Wagners Schema der Luftzirkulation in Tälern bei Tage

um so stärker; je stärker die Zustrahlung und je vegetationsfreier und steiler der Hang ist. Wer im Gebirge wandert, kann ihn am Rauch der Berghütten oder in der Lufthaut am Schweben der sich von der Pflanze lösenden geflügelten Samen gut beobachten. Seine vertikale Mächtigkeit nimmt mit der Höhe am Hang zu, wie in entsprechender Weise der Hangabwind in seiner Fließrichtung nach abwärts an Mächtigkeit zunimmt (s. S. 198).

An Stelle des nächtlichen Talabwinds tritt tagsüber der Talaufwind, der früher schlechthin als Talwind bezeichnet wurde. Die Abb. 117 enthält das Schema des Zusammenwirkens von Hangaufwind und Talaufwind nach den Vorstellungen von A. Wagner (420). Die Abb. 117 wird durch den Vergleich mit der Abb. 97 (S. 198) und dem dort Gesagten ohne weiteres verständlich sein. Der Talaufwind kann noch viel höhere Geschwindigkeiten erreichen als der Talabwind. Er tritt vielerorts mit großer Regelmäßigkeit ein. So berichten H. Kinzl und A. Wagner (459) von den peruanischen Anden, daß im Santa-Tale die Eukalyptusbäume unter Einwirkung

des Talaufwindes ausgesprochenen Windwuchs zeigen und daß die einheimische Bevölkerung in den Nachmittagsstunden sich ihn beim Reinigen des gedroschenen Getreides dienstbar macht.

Die Pflanzendecke ist ein ausgezeichneter Anzeiger des Hanglagenklimas. Bei Besprechung der „warmen Hangzone“ wurden schon früher (s. S. 195f.) Beispiele hierfür gebracht; sie bezogen sich aber allein auf die Auswirkung der Nachttemperaturen. Die Tageseinwirkung, nämlich die verschiedene Besonnung, die damit verbundene Austrocknung und die unterschiedliche Belüftung machen sich nicht minder stark geltend. Das geographische Schrifttum bringt zahlreiche Beispiele hierfür. Wir wählen zur Veranschaulichung nur einige wenige aus.

Vom Buntsandsteingebiet des Pfälzerwaldes schreibt Th. Künkele (461) vom forstlichen Standpunkt aus: „Wer dieses geologisch scheinbar einförmige, orographisch stark gegliederte, von engen Talbildungen mit hohen Bergeshängen zerschnittene Gebirge von einem Gipfel aus überschaut, dem erscheint es beim Blick nach NNE (also auf die sonn- und windseitigen Hänge) als ein fast reines, dunkel blauendes Kiefernmeer mit ganz wenig Laubholz; wendet man aber den Blick nach SSW, so ist es sogar für den Forstmann überraschend, wie völlig sich hierbei das Waldbild ändert, denn die Winterseiten deckt mit zurücktretender Nadelholzbeimischung ein saftgrün schimmerndes weites Laubholzgebiet. Dies kommt natürlich auch auf den Karten der Forsteinrichtung und der Wandervereine zum Ausdruck, wo die grünen und gelben Holzartenfarben des Laubholzes im Gegensatz zu den andersfarbigen Tönen des Nadelholzes ein Widerspiel der Orographie des Gebirges darstellen. Eine Bonitätskarte würde dasselbe Bild liefern, da die verschiedenen Hänge des gleichen Berges (also der gleichen geologischen Schichten) sich in der Bonität stets unterscheiden und oft wie 2:4 verhalten.“

Anschaulich schildert K. Sonntag (469) in seiner Beschreibung des Klimas der Kalmit (Rheinpfalz) die Auswirkung des Hanglagenklimas: „In der Beschaffenheit des Waldkleides spiegelt sich deutlich Luv und Lee wider, nicht minder deutlich die Lage zur Sonnenstrahlung. Im W, SW und S sind die Bäume verkümmert, schief, die Kronen verstümmelt. Eichen und Buchen behalten meist Buschform, es findet sich sogar eine Legföhre. Im N und E wachsen die Bäume gleichen Alters viel höher, im E auch gerade. Der SE-Hang ist von Strahlung und Wind gleich begünstigt: er bekommt wenig Wind und nicht zu viel Sonne, wird daher nicht zu trocken, aber auch nicht zu kalt; dort erheben sich ganz stattliche Buchen, Föhren und Eichen und die größten Fichten.“

Vom geographischen Gesichtspunkt aus hat 1923 F. Huttenlocher (456) den Einfluß der Exposition auf die Pflanzenwelt, die

Siedlungen, den Wald, die Nutzung der Hänge und die Kulturen untersucht unter besonderer Berücksichtigung seiner württembergischen Heimat.

Eine wahrhaft meisterhafte mikroklimatische Schilderung gibt F. v. Kerner (458) von dem Vorkommen der Alpenrose im Gschnitztales südlich von Innsbruck. Seine Schilderung folge hier (mit geringfügigen Kürzungen):

„Die in ihrem Gedeihen an Silikatboden geknüpften, unterseits rostblättrige Alpenrose findet an der Südflanke des äußeren Gschnitztales in etwa 1550 m Höhe ihre untere Vorkommensgrenze. Im gletschernahen Talinnern reicht sie bis 1320 m hinab. Sie findet sich aber auch — örtlich beschränkt — am Fuße der Innenseite des Südastes der alten Gletschermoräne, welche bis ins äußere Tal reicht und an einer Stelle auf der Außenseite des Nordastes dieser Moräne; an diesen beiden Standorten in wenig mehr als 1200 m Höhe.

Am letzteren Orte verbindet sich mehreres, was ihn gegen seine Umgebung thermisch zurücksetzt. Zunächst die nordöstliche Auslage inmitten eines nach Süden exponierten Geländes; dann die volle Preisgabe den kalten nordöstlichen und östlichen Winden, vor welchen die Südflanke des Moränenwalles geschützt ist; andererseits die Lage im Schatten des Föhn, dem die umgebenden südlichen Hänge voll ausgesetzt sind, endlich — minder bedeutsam, die Bestreichung mit einem kühlen Bergwind, der aus einer Schlucht kommt, welche sich in den zwischen dem Moränenwall und dem nördlichen Talhang gelegenen Einschnitt fortsetzt, sowie die Nachbarschaft eines Baches, der auch den vom eben genannten Luftstrom gewählten Weg nimmt. Diese Nachbarschaft mag, wenn der Bach vereist ist, abkühlend wirken. Die beiden Flanken des etwa 20 m hohen Steinwalles stehen da, wo auf der Nordflanke die Alpenrose wächst, in einem lokallandschaftlichen Gegensatz. Der sanftere Südhang — großenteils mit Föhren- und Lärchennadeln bedeckt — von bräunlicher Tönung, der steilere Nordhang — von Moosen dicht überwuchert — in schimmerndes Grün getaucht.

Stellt sich im Sommer oder Frühherbst ein Schneefall ein, so schwindet am Alpenrosenstandort die weiße Decke später als anderwärts auf der nördlichen Talseite. Im Frühjahr soll die Örtlichkeit drei Wochen später schneefrei werden als ihre Umgebung. Ein dort vorbeiziehender Karrenweg würde (nach erhaltener Mitteilung) noch mit Schlitten befahrbar sein, wenn die Wege ringsum schon „aper“ sind.

Temperaturmessungen der obersten Bodenschichten im Sommer zu mittlerer Tageszeit ergaben ein Zurückbleiben des moosigen Moränenwallhanges gegenüber dem trockenem um 3 bis 4°. Messungen der relativen Feuchtigkeit ergaben bei Föhn Werte von 32 bis 36% an

der seinem Anprall stark ausgesetzten Wallflanke gegenüber solchen von 54 bis 62 an der Windschattenseite. Zahlreiche Verdunstungsmessungen (mit Piche) an einer vom Föhn überwehten und an einer vor seinem Anprall geschützten Stelle ergaben, daß an letzterer im Gesamtdurchschnitt 39% der an der ersteren abgelesenen Wassermenge verdunsteten. Die Grenzwerte waren 28 und 46%. Die Wiese, welche den feuchtkühlen Mooshang vom erwähnten Bach trennt, heißt Vernail, ein alter Flurname, der eine sichere Deutung zuläßt. Vernail kommt von vernalis. Man möchte da eine Beziehung vermuten entweder in dem Sinne, daß die Örtlichkeit noch frühlinghaft erscheint, wenn ringsum schon der Sommer eingezogen, oder in dem Sinne, daß auf der Wiese schon Frühlingsblumen blühen, wenn in der Nachbarschaft noch Schnee und Eis sind.

Schwieriger erscheint es, das Vorkommen der Alpenrose am Fuße der dem Gschnitztalboden zugekehrten Innenseite des südlichen Moränenwalles, also am Fuße der südlichen Talseite, mehr als 300 m unterhalb ihrer normalen unteren Vorkommengrenze an dieser Seite, lokalklimatisch zu erklären. Die Bodenfeuchte mag hier, nahe dem Talgrundwasser, größer sein als höher oben am Gehänge. Thermisch mag sich die Bodengestaltung stark auswirken. Die vom U-förmigen Moränenwall umgürtete Talsohle ist der Schauplatz der Entwicklung starker winterlicher Inversionen. Sie wurden vor vielen Jahren an der Stelle, wo der Gschnitzbach jetzt den Steinwall der Moräne durchbricht, das ist an der Ausflußstelle des winterlichen Kältesees, festgestellt. Das nächtliche Temperaturminimum war dort in 15 von 55 Fällen (Mitte Januar bis Ende März) um mehr als 3°, in sieben um mehr als 5° und in einem Falle um mehr als 7° tiefer als an einer 50 m höher gelegenen Stelle am linksseitigen Talhang.“

25. Kapitel

Vom Geltungsbereich meteorologischer Stationen

In dem Netz meteorologischer Beobachtungsstationen, über das heute jedes Kulturland verfügt, ist der störende Einfluß der bodennahen Luftschicht durch Aufstellen der Instrumente in mindestens 2 m Bodenabstand verhältnismäßig leicht auszuschalten (s. S. 1). Schwieriger ist es, im Blick auf die mikroklimatischen Einflüsse, welche das Gelände, die Pflanzendecke und die Besiedlung mit sich bringen, eine Station zu finden, die den durchschnittlichen Verhältnissen der näheren und weiteren Umgebung entspricht, die — wie man sagt — für ihre Umgebung repräsentativ ist.

Die Aufzeichnungen an einer repräsentativen Station besitzen einen großen Geltungsbereich. Sie sind das Ideal des Großklimatologen. Gerade aber das wechselnde Gelände macht die rechte Wahl einer solchen Stationslage schwierig. Es ist daher notwendig, die Frage nach dem Geltungsbereich einer Station, in der sich Großklimatologie und Mikroklimatologie aufs engste verknüpfen, hier aufzuwerfen.

Je mehr der Einfluß des Geländes auf das Klima erkannt wurde und je mehr die Anforderung an die Genauigkeit und die Verwendbarkeit der meteorologischen Beobachtungen stieg, desto lauter erhob sich der Wunsch nach einer Verdichtung des Stationsnetzes. Dieser Wunsch galt zunächst dem Netz im Gebirgsland. Aber je weiter die Klimakunde fortschritt, desto mehr schrumpfte der Geltungsbereich auch für die Stationen der Ebene ein. Schon 1911 zeigte K. Knoch (484), wie beachtlich selbst für das norddeutsche Flachland der Einfluß geringer Geländeverschiedenheiten ist. Auch im Blick auf die wachsende Zahl gerichtlicher Gutachten und auf die Beratung der Landwirtschaft, des Verkehrs, des Handels und der Technik trachtete man immer mehr danach, für jeden in Frage stehenden Ort möglichst nahebei eine meteorologische Station zur Verfügung zu haben. M. Topolansky (499) sagte: „Man kann nie genug Stationen haben“.

Ernste Hindernisse aber stehen einem solchen Wunsche entgegen. Als A. Hettner (481) einmal im Namen der Geographen die Erweiterung der Stationsnetze forderte, wies K. Knoch (485) im Namen der Meteorologen darauf hin, daß dazu viel Geldmittel gehörten. Und selbst wenn das Geld da ist, müssen erst die Beobachter gefunden werden. Bei den großen Anforderungen, die an die Treue und Sorgfalt und Zähigkeit jedes Beobachters gestellt werden, wovon der Nutznießer der Beobachtungen meist keine Vorstellung hat, ist das eine schwierige Sache. Aber selbst wenn Persönlichkeiten und Geld da sind, so sind Neueinrichtungen doch erst dann berechtigt, wenn das hereinkommende Material auch die erste, unumgänglich notwendige Sichtung und Bearbeitung erfährt. Auch das fordert viel Mittel und Kräfte.

Man muß sich also mit der Tatsache abfinden, daß der Verdichtung des Stationsnetzes bald praktische Grenzen gesetzt sind. Es gibt aber einen anderen Weg, um Abhilfe zu schaffen. An Stelle der Errichtung neuer Stationen kann man versuchen, durch den Fortschritt unseres Wissens den Geltungsbereich der vorhandenen Stationen zu erweitern. Dafür muß aber zunächst einmal dem Worte „Geltungsbereich“ die rechte Deutung gegeben werden.

Ursprünglich ist damit gemeint, daß die ziffernmäßigen Angaben der Beobachtungsstation auch noch für eine weitere Umgebung als

gültig angesehen werden können. Der Geltungsbereich der Station ist dort zu Ende, wo die ziffermäßigen Abweichungen gegenüber der Station größer werden, als auf Grund der geforderten Genauigkeit zugelassen werden kann.

Man kann aber das Wort Geltungsbereich noch in einem anderen Sinne gebrauchen. Wenn zwei Stationen *A* und *B* so weit auseinanderliegen oder — was das gleiche bedeutet — mikroklimatisch so verschiedene Lage haben, daß die Beobachtungen von *A* und *B* sich wesentlich voneinander unterscheiden, so sind diese Unterschiede doch nicht zufälliger Natur. *B* mag vielleicht manchmal wärmer, manchmal kälter oder feuchter sein als *A*; aber die Abweichungen ordnen sich bestimmten Gesetzen unter, die in der physikalischen Natur der Atmosphäre und des Bodens begründet sind. Diese Gesetze sind Mikroklimagesetze. Sind sie bekannt, so sind auch die Beziehungen der verschiedenen meteorologischen Elemente an den Stationen *A* und *B* zueinander verstanden. Die Mikroklimatologie macht es umgekehrt nun möglich, von den bekannten meteorologischen Bedingungen eines Ortes auf diejenigen des unbekanntes Nachbarortes zu schließen.

An Stelle einer Erweiterung des Stationsnetzes durch Errichtung neuer Stationen tritt eine Erweiterung des Geltungsbereiches jeder Station durch die Erkenntnis. Oft muß der Mikroklimatologe schon heute über das Klima eines fremden Ortes Aussagen machen. Für solche Fälle seien hier einige praktische Richtlinien gegeben, wie man am zweckmäßigsten zu einem verlässigen Urteil über das unbekanntes Mikroklima kommt.

Selbstverständlich unterrichte man sich zunächst gründlich über die Großklimaverhältnisse der nächsten Beobachtungsstationen. Stets bilden sie das unentbehrliche Fundament für alle mikroklimatischen Überlegungen.

An dem unbekanntes Ort untersuche man alsdann zunächst die Strahlungsverhältnisse. Sie spielen im Gebirgsland eine entscheidende Rolle. Zur Erläuterung des Verfahrens führen wir eine diesbezügliche Untersuchung an den Lunzer Klimastationen durch F. Lauscher (487) an, welche die vortrefflichste und erschöpfendste Arbeit auf diesem Gebiet darstellt.

Die Strahlung hängt erstens von den großklimatischen Strahlungsbedingungen ab, die durch Seehöhe, Temperatur, Luftfeuchte, Bewölkung, Trübungsfaktor usw. bestimmt und über weitere Gebiete einheitlich sind. Örtlich tritt hinzu: 1. Die Reflexzahl des Bodens, für welche die Tabelle auf S. 123 eine Abschätzung ermöglicht; 2. die Hangrichtung und Hangneigung, über deren verschiedene Besonnung im 21. Kapitel (s. S. 201 f.) das Notwendige gesagt wurde; 3. die Ab-

schattung durch die umliegenden Berge, Wälder, Gebäude usw., von deren Ermittlung und Darstellung nun gesprochen werden soll.

Mit einem Theodolit bestimmt man den Verlauf des natürlichen Horizonts, indem man für alle auffallenden Erhebungen und Einsenkungen Azimut und Höhenwinkel mißt. Das Ergebnis trägt man

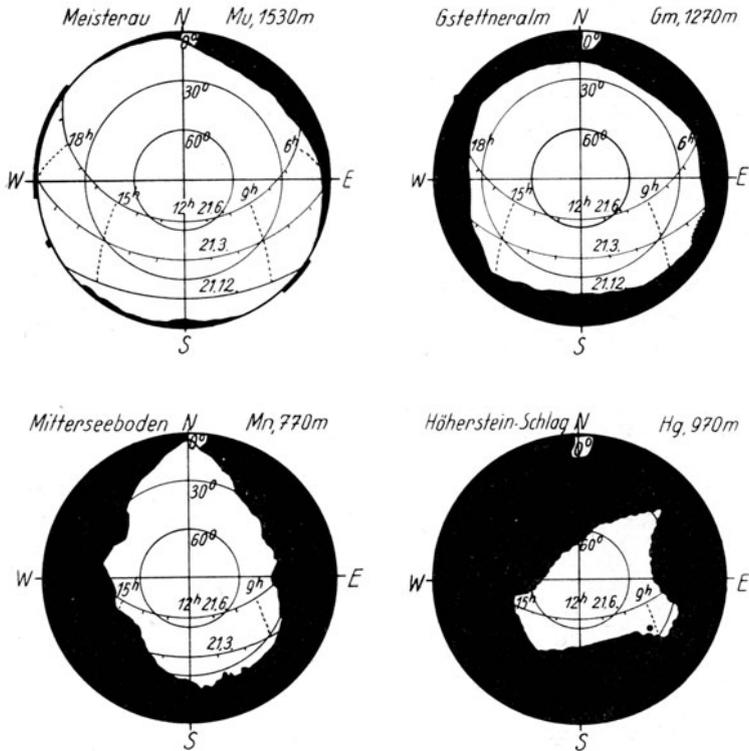


Abb. 118. Verschiedene Horizonteinengung an vier ausgewählten Lunzer Beobachtungsstationen
(Nach F. Lauscher)

in ein Schaubild nach Art der Abb. 118 ein, in der vier Beispiele nach F. Lauscher dargestellt sind.

Aus dem Teilbild links oben ersieht man am besten die Methode. Der umschließende Kreis versinnbildlicht den Horizont; der Mittelpunkt des Kreises entspricht dem Zenit. Zwischen Horizont und Zenit sind mit gleichen Abständen die Höhenlinien von 30 und 60° eingetragen. Die Bahn der Sonne am 21. Juni, zur Zeit der Tag- und Nachtgleiche und am 21. Dezember ist mit eingetragen. Die

Stundenpunkte sind auf den Sonnenbahnen vermerkt und zum Teil durch punktierte Linien verbunden.

In Meisterau, das hoch oben auf dem Dachsteinkalk-Plateau liegt, ist nur im NE durch den etwas erhöhten Plateaurand der natürliche Horizont eingengt. Nach W und NW geht der Blick sogar unter den Horizont nach abwärts zur Ebene hinaus.

Die Gstettneralm (rechts oben) liegt im Grunde jener großen Doline, deren ungewöhnlich tiefe Nachttemperaturen bereits auf S. 186 (vgl. Abb. 89) erwähnt wurden. Daher ist ringsum der Horizont ziemlich gleichmäßig eingengt. Mitterseeboden (links unten) liegt in einem engen, S–N verlaufenden Tal und hat daher nur talauswärts freien, talaufwärts teilweise freien Horizont. Im W und E ist der Ausblick bis über 30° Höhe hinaus durch die Berghänge verhindert. Die Station Höhersteinschlag (rechts unten) liegt auf einer Lichtung mitten im Hochwald und stellt das Beispiel einer ungewöhnlich stark abgeschatteten Station dar. Bei ihr ist es der umgebende Mischwald, der die Abschattung verursacht.

Man kann den Grad der Abschirmung durch den natürlichen Horizont auch in eine Ziffer fassen, um verschiedene Stationen leicht miteinander vergleichen zu können. Es kommen drei Verfahren dafür in Betracht.

1. Es sei h der Höhenwinkel, bis zu dem sich der natürliche Horizont über den ebenen Horizont erhebt. Vereinigt man die h -Werte, die nach allen Himmelsrichtungen gemessen wurden, zu einem Mittel, so erhält man den mittleren Abschirmwinkel (h_m). In der Praxis genügt es, für die acht Haupthimmelsrichtungen h zu bestimmen und diese acht Werte zu mitteln. Für die vier in der Abb. 118 genannten Stationen beträgt der mittlere Abschirmwinkel: 4,0, 16,6, 30,5 und 49,0.

2. Man ermittelt den Raumwinkel des freien Himmelsstückes in % der Himmelshalbkugel (ω). In der vollkommenen Ebene ist $\omega = 100$. Bei einem ringsum gleichen Abschirmwinkel h ($h = h_m$) ist der Raumwinkel $\omega = 100(1 - \sin h)$. Geht der natürliche Horizont auf und ab, so darf man ω nicht aus h_m berechnen, sondern muß die Berechnung für jede der acht Himmelsrichtungen getrennt durchführen und diese Teilergebnisse mitteln. Für obige vier Stationen ist ω : 93,2, 71,5, 49,8 und 26,6.

3. Neuerdings hat F. Lauscher als beste Kennzeichnung der Horizontabschirmung den „Betrag der vollkommen diffusen Strahlung“ (D) vorgeschlagen. Zu dessen Ermittlung wird angenommen, daß die Strahlung aus allen nicht abgeschirmten Teilen des Himmels gleich groß ist. D gibt dann die vom freien Himmel kommende diffuse Strahlung auf die Horizontalebene an, ausgedrückt in % der diffusen Strahlung auf die Horizontalebene bei völlig freiem Horizont.

D ist besser als ω , weil D berücksichtigt, daß die horizontnahen Himmelsteile weniger am Strahlungsumsatz beteiligt sind als die zenitnahen. D berechnet sich zu $100(1 - \sin^2 h)$. Für die vier Stationen ist der Wert: 99,5, 91,8, 74,2 und 43,0. Naturgemäß ist der Unterschied der Stationen bei D geringer als bei ω .

Aus Skizzen nach Art der Abb. 118 kann man, wenn sie in entsprechend großem Maßstab gezeichnet sind, sofort entnehmen, wie lange an den genannten drei Tagen die Sonne an jeder der Stationen scheint. Man findet die nachstehend aufgeführten Sonnenscheinstunden unter der Voraussetzung wolkenlosen Himmels:

Für die Station	Am 21. Juni	Bei Tag- und Nachtgleiche	Am 21. Dezember
Meisterau	14,7	11,8	8,2
Gstettneralm	12,0	9,1	1,2
Mitterseeboden	7,4	5,1	0,8
Höhersteinschlag	6,9	0,7	0,0

Die örtlichen Unterschiede in der Besonnungsdauer sind also außerordentlich verschieden. Mit dem Tagbogenmesser von Wilh. Schmidt (493) lassen sie sich heute auch unmittelbar messen.

Für die Wärmezufuhr ist aber wichtiger als die Besonnungsdauer die Intensität der Bestrahlung. Man muß beachten, daß durch die Horizonteinengung die Sonne immer in den Morgen- und Abendstunden abgeschirmt wird, also dann, wenn ihre Intensität am geringsten ist. Dadurch wird der Unterschied der vier Stationen hinsichtlich der zugestrahlten Energiemenge geringer als hinsichtlich der Strahlungsdauer. Wenn die Sonne die halbe Zeit hinter dem Berghorizont verweilt, so ist die Bestrahlungssumme nicht auf 50% herabgesetzt, sondern im Winter nur auf 70, im Sommer auf 75%, wie Lauscher feststellte.

Nach den Strahlungsverhältnissen ist als zweitwichtigstes Element zu prüfen: der Wind. Je geringer die örtliche Windbewegung und der Massenaustausch ist, desto strenger folgt das Mikroklima den gegebenen Strahlungsverhältnissen. Maßgebend für seine Beurteilung sind die großklimatischen Windverhältnisse (vorherrschende Windrichtungen, Häufigkeit der Windstärken), die Lage im Gelände (Gipfel, Sattel, Luvhang usw.), wobei dem Auftreten lokaler Winde (vgl. 20. und 24. Kapitel) besondere Beachtung zu schenken ist, die Horizonteinengung (Windschutz durch die Umgebung) und die Rauigkeit des Bodens (s. S. 285).

Ein weiteres gutes Mittel, um das Mikroklima eines unbekanntenen Ortes zu beurteilen, sind stichprobenartige Messungen. Für sie genügt die Mitnahme eines Aspirationspsychrometers nach ABmann

und eines Hornschen Handwindmessers, welcher die unmittelbare Ablesung der Windgeschwindigkeit ermöglicht. Man wählt zu den Messungen wolkenloses Wetter und eine Tageszeit, in der sich die meteorologischen Elemente wenig ändern, also entweder die ersten Nachmittagsstunden oder die frühesten Morgen- und späten Abendstunden. Man kann dann ohne zu große Fehler die Messungen an verschiedenen Orten untereinander vergleichen. Vorsichtshalber mißt man in Schleifenlinien, um von einem oder von mehreren Plätzen Messungen zu verschiedener Zeit zu gewinnen und damit alle Messungen auf den gleichen Zeitpunkt beziehen zu können. (Über das Forschungsauto als mikroklimatologisches Hilfsmittel siehe im 38. Kapitel, Seite 351.)

An jedem Platz beobachtet man Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Windstärke, am besten einmal in Brusthöhe, sodann etwa 10 cm über dem Boden in der Weise, wie sie J. Bartels (160) angab: Man geht mit dem Aßmannschen Psychrometer, während das Uhrwerk läuft, langsam vorwärts und hält dabei die Mündung ständig in der gewünschten Höhe über dem Boden. Gelegentlich solcher Probemessungen wird man alle Hinweise benutzen, die einem durch Art, Zusammensetzung und Zustand der Pflanzendecke geboten sind. Daß man bei Schnee, bei Reif- oder Glatteisbildung auch gute Aufschlüsse erhält, wurde bereits S. 142 ff. näher erläutert.

Die vorgeschlagenen Probemessungen sind überaus wertvoll zur Formung des eigenen Urteils. Es gibt im neueren Schrifttum hübsche Beispiele dafür, wie man solche „Temperaturfahrten“ auswerten kann. Schon die bahnbrechende Arbeit von Gregor Kraus (12) über das Klima auf kleinstem Raume ist durch Wanderungen und Beobachtungen im Gelände entstanden. Über die Erfahrungen mit Geographiestudierenden, die zu ununterrichtlichen Zwecken regelmäßig zu solchen Probemessungen herangezogen wurden, berichtet aus den Vereinigten Staaten Ch. F. Brooks (475). Bei einer Fahrt über die Arlbergbahn machte W. Hartmann (480) Temperaturmessungen. Die örtlichen Unterschiede der Strahlung im Gebirge beobachteten F. Lauscher, F. Steinhauser und M. Toperczner (488); weitere Fahrten dieser Art bearbeitete F. Lauscher (486).

Die besten Erkenntnisse über den Geltungsbereich der meteorologischen Stationen bekommt man freilich aus Sondernetzen, die eigens zur Erforschung mikroklimatischer Unterschiede eingerichtet wurden.

Durch Wilh. Schmidt ist in Zusammenarbeit mit H. Gams, W. Kühnelt, J. Furlani und H. Müller (491—494) ein Netz von 13, später 23 Mikroklimastationen zur Erforschung des Bioklimas in der Ostmark errichtet worden. Die Stationen lagen an der Nord-

grenze der Kalkhochalpen auf Seehöhen zwischen 610 und 1780 m in der Nähe des Lunzer Untersees. Dieses Netz kann zum Vorbild dienen. Es ist nur zu bedauern, daß die Ergebnisse erst zum kleinen Teil bekanntgegeben wurden. In Oberbayern hatte R. Geiger (179, 180) schon von 1923 bis 1927 ein Stationsnetz zur Untersuchung der bodennahen Luftschichten in Betrieb. Die 99 Stationen am Großen Arber (455) wurden bereits früher genannt. Auf dem Karstplateau des Bükkgebirges im Nordosten Ungarns haben F. v. Bascó und B. Zólyomi (473) sieben Stationen errichtet und im Sommer 1934 dort Beobachtungen durchgeführt. Die Stationen waren auf einem 4000 qm großen Gebiet der Hochfläche in Seehöhen zwischen 761 und 783 m verteilt. A. B. Tinn (499) hat fünf Stationen im Nottingham-Distrikt in England auf Grund mehrjähriger Beobachtungen miteinander verglichen. Einige andere Beispiele sind in früheren Kapiteln schon erwähnt worden. Sie alle geben ein ausgezeichnetes Studienmaterial für die Frage nach dem Geltungsbereich meteorologischer Stationen.

Anhang

Das Mikroklima in Höhlen

Eine Form der Geländegestaltung blieb in ihrem Einfluß auf das Mikroklima bisher unbesprochen. Es ist die Höhle, deren Klimaverhältnisse sowohl für die Höhlenkunde Interesse besitzen wie auch für manche Tiere die standörtlichen Lebensbedingungen abgeben.

Das Mikroklima der Höhlen ist zunächst ein Klima im Boden. Hohe Luftfeuchtigkeit und geringe Schwankungen der Temperatur zeichnen es aus. Man unterscheidet am besten einseitig offene und mehrseitig offene Höhlen. In ersteren herrscht größte Luftruhe und das Mikroklima ist nur nahe dem Eingang der Höhle ein Übergangsklima vom Freiland- zum Bodenklima, sonst von größter Gleichförmigkeit. Wenn die Höhle vom einzigen Eingang her abwärts führt, fällt die Kaltluft bei entsprechender Jahreszeit und Witterung in das Innere der Höhle und bleibt dort liegen. Man nennt solche Höhlen dann einfach „Kältespeicher“ oder auch „statische Höhlen“. In mehrseitig offenen Höhlen dagegen treten oft und regelmäßig hohe Windgeschwindigkeiten auf, da enge Gänge die Ausgleichsströmungen zwischen kalten und warmen Gebieten vermitteln. Man nennt diese Höhlen daher auch Windröhren oder dynamische Höhlen.

Die Höhle zu Jenin in Palästina, die in der Abb. 119 im schematischen Längsschnitt gezeigt ist, mag als Beispiel einer einseitig offenen Höhle dienen. P. A. Buxton (501) hat in ihr Messungen

der Temperatur und Feuchtigkeit um die Mittagsstunde des 7. Juni 1931 ausgeführt. In der unteren Hälfte der Abb. 119 sind die Ergebnisse von vier Meßstellen eingetragen. Bei A, wohin das Tageslicht dringen und wo der Mensch aufrecht stehen konnte, zeigte die Luft noch die Kennzeichen der heißen und trockenen Außenluft. 7 m davon, von Punkt B ab, verengerte sich die Höhle, so daß man kriechen mußte, und das Tageslicht trat zurück. Während die Temperatur des feuchten Thermometers nahezu konstant blieb, ging diejenige des trockenen auf den Wert des feuchten zurück. 20 m vom Eingang war die Sättigung der Luft erreicht und von da ab änderte sich das Mikroklima nicht mehr. Bei B wurde ein Wassertümpel angetroffen, in dem sich Frösche und Larven von Wasserinsekten fanden. Messungen in vielen ähnlichen Höhlen durch den gleichen Verfasser zeigten stets, daß in ihrem Inneren die Tagesschwankung der meteorologischen Elemente unterhalb der normalerweise geforderten Meßgenauigkeit lag.

W. Paulcke (506) hat im Gletschereis am Jungfrauoch 1932 eine 21 m tiefe, gangartig gestaltete, 1,2 m breite und 1,9 m hohe Höhle untersucht. Am Höhleneingang war die Temperatur durch das Winterjahresmittel von -12° bestimmt. Demzufolge lag in der ganzen Höhle die Temperatur unter dem Gefrierpunkt, stieg aber vom Eingang zum Inneren bis auf -4° an. Der Dampfdruck (über Wasser) betrug am Eingang 1,8, im Höhleninnersten 3,4 mm. Die Übersättigung in bezug auf Eis war am Höhleneingang 11%, im Innersten 3% (nach brieflicher Mitteilung). Es entstand an den Wänden der Höhlenreif, der nahe dem Eingang vorwiegend aus Hohlprismen, im Inneren aus Becherkristallen und blattförmigen Eisbildungen bestand. Die verschiedenen Formen sind in dem wundervollen Buch von W. Paulcke beschrieben, im Bilde dargestellt und erklärt.

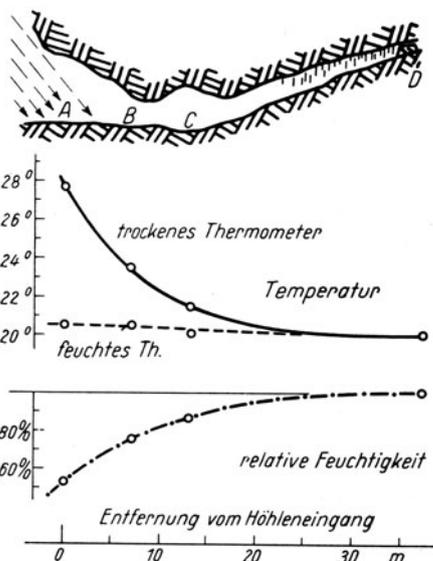


Abb. 119. Temperatur- und Feuchtigkeitsmessung in einer einseitig offenen Höhle (Nach P. A. Buxton)

Die Temperaturverhältnisse der „Eisbinge“ bei Platten im Sudetengau hat H. Mrose (504) untersucht. Es ist dies eine das ganze Jahr eisführende, nach oben offene Spalthöhle von 1 m Breite und 20 m Tiefe in 1000 m Seehöhe im Erzgebirge. Mrose nennt sie eine Sackhöhle, da die kalte Luft von oben einfallen, aber nicht abfließen kann. Sackhöhle ist also, was der Höhlenkundler „Kältespeicher“ nennt. Bei feuchtem Sommerwetter zeigt eine 5 bis 10 m hohe dünne Nebelschicht über dem Firn im Inneren an, wieweit der Austausch mit der Außenluft hinabreicht. Die Jahresmitteltemperatur des Gesteins in dieser Seehöhe beträgt etwa $+4^{\circ}$. Zu Wintersausgang beginnt also, trotzdem die Sackhöhle wie ein Frostloch (s. S. 182) wirkt, bald die Schneeschmelze bis zum Grunde der Höhle. Jedoch die Behinderung des Wärmeaustausches nach oben ist so groß und der Temperaturunterschied gegenüber dem umgebenden Gestein so gering, daß es $\frac{3}{4}$ Jahr braucht, bis der Schmelzvorgang der $1\frac{1}{2}$ m hohen winterlichen Schneeschicht vollzogen ist. Bis dahin kommt aber schon der erste Schnee des neuen Winters, so daß der Firnschnee am Grunde der Höhle niemals weggeht.

Die mehrseitig offenen Höhlen oder Windröhren beschreibt R. Oedl (505) in folgender Weise (etwas gekürzt): „Die Windröhren sind alle diejenigen Höhlen, die mehr als einen Ausgang aufweisen, so daß in ihnen durch die Temperaturdifferenzen zwischen Höhlenluft und Außenluft eine Luftzirkulation stattfinden muß. Zumeist bestehen diese Windröhren aus einem unteren Eingang, der in der Bergesflanke gelegen ist und den Zutritt in ein mehr oder weniger horizontales Höhlensystem, das von Gängen, Domen und Labyrinth gebildet wird, ermöglicht. Von diesen zweigen Schlotte, fast senkrechte kreisrunde Röhren nach oben ab, die zu der Bergoberfläche führen und bei ihrem Austritt in Form von Erdtrichtern, bei hochgelegenen Plateaus als Schneetrichter oder in kleinen Dolinen enden. Die sogenannte ‚Eisriesenwelt‘ im Tennengebirge kann als Musterbeispiel einer Windröhre gelten. Auch Durchgangshöhlen mit nur zwei Öffnungen, wie wir sie in der großartigen Frauenmauerhöhle in Steiermark und in der Mammuthöhle des Dachsteins antreffen, sind richtige Windröhren mit starkem Luftzug, obwohl die jeweiligen Eingänge nur wenig Höhenunterschied aufweisen.“

Den Windröhren ist der Wechsel des Luftzuges eigen. In warmen Zeiten, wenn die Außenluft bedeutend wärmer ist als die Höhle, fällt die kalte und daher schwere Innenluft beim untersten Eingang heraus und saugt von den oberen Ausgängen warme Außenluft mit, die sich an der kälteren Höhlenwandung abkühlt. Dieser Vorgang wird besonders in der Eisriesenwelt dadurch verstärkt, daß bei Schneeschmelze und während Regenperioden durch die Plateauschächte große Wassermengen abrinnen, die dann Außenluft mit sich reißen.

Diese wird in den Schneetrichtern, die den ganzen Sommer hindurch sich in dieser Höhe leicht erhalten können, sehr stark abgekühlt, so daß ich in dem rückwärtigen Höhlensystem der Eisriesenwelt noch nie eine höhere Temperatur als $+ 2,0^{\circ}$ angetroffen habe. Hier sind daher die geothermischen Tiefenstufen bis fast 800 m Tiefe vollkommen gestört.

Im Winter bei sehr niedriger Außentemperatur wird die relativ wärmere Höhlenluft im Berginnern emporsteigen und bei den oberen Ausgängen entweichen, während beim tiefstgelegenen Eingang die kalte Winterluft eingesogen wird. Daher treten die Eisbildungen, falls Tropfen- und Schmelzwasser eindringen kann, bei Windröhren immer in der Nähe des untersten Einganges auf. In der Eisriesenwelt hatten wir z. B. im Winter 1921/22 600 m vom Eingang entfernt ein Minimum von $- 10^{\circ}$ verzeichnet. Es ist daher nun leicht verständlich, daß hier fast 2 km Ganglänge quauernd mit Eis bedeckt sind.“

H. Oedl hat in der Eisriesenwelt mehrere hundert Temperatur- und Feuchtigkeitsbeobachtungen in allen Jahreszeiten ausgeführt und sie mit Erfahrungen aus anderen Höhlen verglichen. Es sei hier auf die Zusammenfassung von H. Oedl (505) und auf die im Verzeichnis des Schrifttums hier weiterhin genannten Arbeiten verwiesen.

VI. Abschnitt

Der Einfluß der Pflanzendecke

Die lebende Pflanze ist in ihrem Dasein und in ihrem Gedeihen durch das Klima an ihrem Standort bedingt. Einer der wichtigsten Standortsfaktoren ist daher das Standortsklima. Es setzt sich aus großklimatischen und mikroklimatischen Zügen zusammen.

Die Pflanze besitzt als lebendiger Organismus einen eigenen Wärme- und Wasserhaushalt. Damit übt sie eine Rückwirkung auf das Mikroklima ihres Standorts aus. Sie verändert aber auch, indem sie wächst, mit der Zeit ihre Größe und Gestalt. Dadurch beeinflußt sie den Wärme- und Wasserhaushalt des Bodens, auf dem sie steht, und der Luft, in die sie hineinragt. Es besteht mithin eine Wechselwirkung zwischen der Pflanze, die vom Standortsklima abhängt, und dem Standortsklima, das durch die Pflanze mitgestaltet wird.

Mit zunehmender Größe und mit der Vergesellschaftung der Pflanzen wächst ihr Einfluß auf das Standortsklima. Zunächst vollzieht er sich ausschließlich im Bereich des Mikroklimas. Aber über das Mikroklima hinaus kann er allmählich bis zu großklimatischen Dimensionen anwachsen, wie R. Geiger (599) im Blick auf die

Wechselwirkung von Wetter und Wald näher ausführte. Es ist für ein Land und dessen Großklima nicht mehr gleichgültig, ob es bewaldet oder unbewaldet ist.

Das Recht der Mitgestaltung der Pflanze an ihrem Standortklima hat dazu geführt, von einem Pflanzenklima zu reden (532, 4). Richtiger würde es sein, von einem Pflanzenbestandsklima oder Vegetationsklima (6) zu sprechen. Will man überhaupt solche Bezeichnungen benutzen, so müssen sie alle Beziehungen von Pflanzenwelt und Standortklima umfassen. Es darf nicht, wie es bei E. Tamm (545) fast scheint, das Wort Pflanzenklima nur für die 2 m hohe, landwirtschaftlich interessierende Vegetationsform beschlagnehmen werden.

Die Untersuchung der Wechselwirkung zwischen der wachsenden Pflanze und dem Mikroklima als Standortklima hat große praktische Bedeutung. Blicken wir in die Landschaft unserer Breiten, so sehen wir normalerweise den Boden mit Pflanzengesellschaften bedeckt. Felder und Gärten liefern uns die Nahrung, der Wald einen der wichtigsten und vielseitigsten Rohstoffe. In der Land- und Forstwirtschaft, im Garten- und Weinbau gilt die Fürsorge des Wirtschafters in erster Linie der jung heranwachsenden Pflanze, die ob ihrer Jugend besonders witterungsempfindlich ist und die gerade in der Jugend den extremen Standortbedingungen des bodennahen Mikroklimas unterworfen ist. In steigendem Maße wird daher heute bei den Kulturmaßnahmen der Land- und Forstwirtschaft darauf achtgegeben, welches Standortklima die Pflanzen vorfinden und wie Kulturmaßnahmen zusammen mit den wachsenden Pflanzen das Standortklima beeinflussen.

Der vorliegende VI. Abschnitt des Buches ist der Besprechung dieser überaus reizvollen, aber nicht leicht zu durchschauenden Wechselbeziehungen von Pflanze und Mikroklima gewidmet. Man wird ihnen nur gerecht, wenn man zuerst die Pflanze selbst vornimmt, wenn man (gleichsam ohne Rücksicht auf die sie umspülende Luft) die Frage stellt, wie sie als lebendiger Organismus auf die meteorologischen Einwirkungen reagiert. Wir beginnen daher unsere Betrachtungen mit dem Wärmehaushalt der Pflanzen.

26. Kapitel

Der Wärmehaushalt der Pflanzen und die Pflanzentemperaturen

Bei Tag unterliegt die Pflanze der Wärmestrahlung durch Sonne und Himmel, bei Nacht gibt sie Wärme durch Ausstrahlung ab. Von der Zustrahlung, die auf ein Laubblatt fällt, wird ein Teil

an der Oberfläche des Blattes zurückgeworfen (reflektiert), ein Teil dringt in das Innere des Blattes und wird dort zur Temperaturerhöhung verbraucht, ein weiterer, meist kleiner Teil dringt durch das Blatt hindurch, tritt also auf der Schattenseite des Blattes wieder aus. Es gilt zunächst, den Anteil dieser drei Verbrauchsquellen kennenzulernen. Mehrere Botaniker, vor allem A. Seybold, und mehrere Meteorologen haben über den Strahlungshaushalt der Blätter Untersuchungen durchgeführt, die uns eine zuverlässige Beurteilung der Verhältnisse ermöglichen. Br. Huber (514) verdanken wir eine ausgezeichnete zusammenfassende Darstellung über den gesamten Wärmehaushalt der Pflanzen, R. Orth (521) gab neuerdings einen Überblick über die Arbeiten der Seyboldschen Schule.

Wir beginnen mit der Reflexion der Strahlung an Blättern. Sie ist eine Funktion der Wellenlänge. Zur Kennzeichnung der Reflexionsfähigkeit benutzen wir wie früher (s. S. 123) die Reflexzahl, die den Anteil der zurückgeworfenen Strahlung in % der auffallenden Strahlung angibt. Wir hatten bei Untersuchung der Reflexion am toten Boden drei Spektralbereiche unterschieden und tun das jetzt wieder.

Im kurzwelligen oder ultravioletten Spektralbereich (Wellenlängen unter $0,36 \mu = 360 \text{ m}\mu$) ist die Reflexzahl für lebende Blätter gering; sie liegt unter 10. Für die Dünenheide fanden K. Büttner und E. Sutter (307) nur den Wert 2. Pflanzen verhalten sich danach wie Sand und Erde (vgl. S. 123).

Im sichtbaren Bereich von $0,36$ bis $0,76 \mu$, in dem wir die Strahlung als Licht bezeichnen, da sie für das menschliche Auge sichtbar wird, liegt die Reflexzahl für grüne Blätter zwischen 8 und etwa 20, nur bei den weißen Flächen panaschierter Blätter erreicht sie ausnahmsweise 60. In der Tabelle auf S. 123 war für den Wald eine Reflexzahl von 5 bis 18, für Felder, Wiesen und Äcker eine solche von 15 bis 30 genannt worden. Das fügt sich gut ein. Normalerweise wird also auch im sichtbaren Spektralbereich nur $\frac{1}{5}$ oder höchstens $\frac{1}{4}$ des auf das Blatt fallenden Lichtes zurückgeworfen.

Anders steht es im langwelligen, infraroten Spektralbereich mit Wellenlängen über $0,76 \mu$. Schon 1925 zeigte A. Ångström (260), daß die Reflexzahl 44 beträgt, also wesentlich höher liegt. Die Richtigkeit dieser Tatsache läßt sich unmittelbar veranschaulichen, wenn man eine Landschaft mit Bäumen unter Verschaltung verschiedener Filter, die nur bestimmte Wellenlängengruppen durchlassen, unter Benutzung entsprechend sensibilisierter Platten photographiert. Im Jahre 1930 hat E. v. Angerer (510) solche Aufnahmen veröffentlicht. Bei der Infrarotaufnahme treten die Bäume

einer Landschaft, die auf der Normalaufnahme dunkel erscheinen, hell, fast weiß heraus, ein Zeichen, daß sie viel Strahlung reflektieren.

Die lebende Pflanze hat, wie aus dem bisher Gesagten folgt, im Gegensatz zu totem Boden ein von der Wellenlänge stark abhängiges Reflexionsvermögen. Vergleichsmessungen zwischen einer Wiese, deren Gräser 12 cm hoch standen, und einem Betonboden führte F. Saubere (522) durch. Das Ergebnis ist in der Abb. 120 wiedergegeben. Die ausgezogene Kurve bezieht sich auf die Wiese.

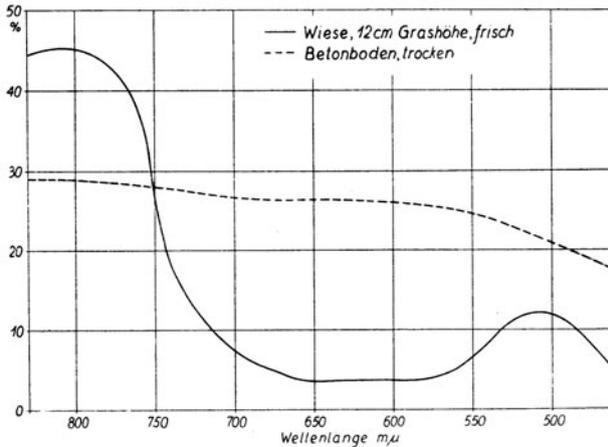


Abb. 120. Die Reflexion an einer lebenden Pflanzenoberfläche (ausgezogen) und an einer toten Oberfläche (gestrichelt) in Abhängigkeit von der Wellenlänge (Nach F. Saubere r)

Sie zeigt ein schwaches Maximum der Reflexion bei $500 \mu\text{m}$, also im grünen, und ein sehr kräftiges Maximum bei $800 \mu\text{m}$, also weit im infraroten Teil des Spektrums. Die Reflexzahl ist hier 45; das steht in guter Übereinstimmung mit der Messung von A. Ångström. Ganz anders verhält sich der Beton, dessen Reflexfähigkeit allmählich mit abnehmender Wellenlänge kleiner wird.

Geht man noch weiter ins Infrarote, so scheint die Reflexzahl der Pflanzen wieder abzunehmen. K. Egle (511) hat an den grünen Blättern von fünf verschiedenen Pflanzen im Bereich um $1,0 \mu$ 33 bis 49, im Mittel 42, im Bereich um $2,4 \mu$ aber 5 bis 16, im Mittel 9 gefunden. Man kann hier wohl auch noch die Messungen von G. Falckenberg (269) anführen, der „für den Wellenlängenbereich $\lambda_{max} = 10 \mu$ “ für zonale Blätter der Pelargonie 5, für Tannennadeln 4 als Reflexzahl feststellte.

Überblickt man die bisherigen Ergebnisse, so läßt sich folgendes Schema aufstellen:

Spektralbereich	Wellenlängen in μ	Reflexzahl der Blätter und Pflanzen
Ultraviolett.....	unter 0,36	unter 10
Sichtbares Licht	0,36—0,76	8—20 mit Maximum bei 0,51 μ
Infrarot	0,80	45 (Maximum)
	1,0	42
	2,4	9
	10	5

Diese spektrale Verteilung der Reflexfähigkeit ist für den Wärmehaushalt der Pflanze von Einfluß. Je geringer die Reflexion ist, desto mehr absorbiert die Pflanze an Strahlung in dem betreffenden Spektralbereich. In dem Wellenlängenbereich, in dem die Sonne ihre Energie hauptsächlich zustrahlt, ist die Pflanze aufnahmefähig für die Wärmestrahlung. In einem Teilgebiet der langen Wellen ist aber die Reflexfähigkeit (und, wie wir später sehen werden, auch die Durchlässigkeit) größer, die Absorption also geringer. Nach dem Kirchhoffschen Gesetz ist aber für eine bestimmte Wellenlänge (und Temperatur) das Verhältnis von Absorption zu Emission (Ausstrahlung) konstant. In den Wellen um 0,80 μ , in denen die Pflanze wenig absorbiert, emittiert sie auch wenig. Die langen Wellen aber sind, wie S. 17 festgestellt wurde, der Bereich, in dem die nächtliche Ausstrahlung bei den niederen Temperaturen vor sich geht, welche Boden und Pflanzen der Erde im Vergleich zur Sonnentemperatur haben. Es ist daher nicht ausgeschlossen, wie das A. Ångström (260) vermutete, daß die Pflanzendecke in der selektiven Reflex- bzw. Absorptionsfähigkeit einen gewissen Selbstschutz gegen die nächtliche Wärmeausstrahlung besitzt. Freilich können erst weitere Messungen zuverlässigen Aufschluß darüber geben.

Das Blatt der Pflanze besitzt für die Strahlung aber auch eine gewisse Durchlässigkeit. Im Inneren eines dichten Laubwaldes stellt man dies für den sichtbaren Spektralbereich ohne weiteres mit dem Auge an dem grünen gedämpften Licht fest. Die Durchlässigkeit (oder schlecht: Transparenz), von Physikern und Meteorologen Transmission genannt, von Botanikern auch als „Diathermansie“ bezeichnet, wechselt wie die Reflexzahl mit der Wellenlänge. Und zwar entspricht im allgemeinen einer hohen Reflexzahl eine hohe Durchlässigkeitszahl. Dabei ist unter der Durchlässigkeitszahl der Anteil der vom Blatt durchgelassenen Strahlung in % der auftreffenden Strahlung verstanden.

Im kurzwelligen Bereich ist die Durchlässigkeitszahl klein, ebenso wie die Reflexzahl unter 10, im sichtbaren Bereich 5 bis 20 mit einem schwachen Maximum bei 0,55 bis 0,58 μ , also im Gelben und Grünen. Das Auge, das für Grün am empfindlichsten ist, sieht daher das Licht im Walde grün. Im Infraroten aber folgt bei 0,8 μ ein sehr starkes Maximum. Wie plötzlich hier der Anstieg der Durchlässigkeitszahl ist, kann die Abb. 121 nach Messungen von F. Sauberer (522) veranschaulichen. Es sind darin die Durchlässigkeitszahlen in Abhängigkeit von der Wellenlänge aufgetragen, und zwar für ein junges Blatt der Rotbuche (ausgezogene Kurve), für eine Primel (gestrichelt) und eine Nießwurz (strichpunktirt). Würden unsere Augen für alle Wellenlängen gleich empfindlich sein, so sähen wir das Waldinnere

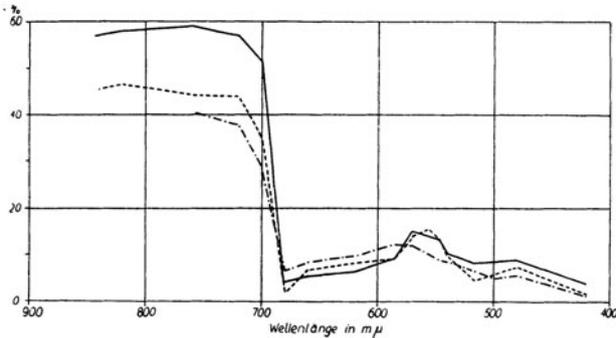


Abb. 121. Strahlungsdurchlässigkeit von drei verschiedenen Blättern in Abhängigkeit von der Wellenlänge. (Nach F. Sauberer)

nicht grün, sondern infrarot. Für die von K. Egle (511) gemessenen Wellenlängen von 1,0 und 2,4 μ wurde eine mittlere Durchlässigkeitszahl von 47 bzw. 25% gefunden.

Während die Reflexion der Strahlung teils diffus (ungerichtet), teils spiegelnd (gerichtet) vor sich geht, ist die durchgehende Strahlung stets völlig diffus. Es mag aber die Feststellung F. Sauberers Erwähnung finden, daß es keineswegs gleichgültig ist, ob man die Oberseite oder Unterseite eines Blattes der Strahlung aussetzt. Bei einem Weißpappelblatt betrug beispielsweise die Durchlässigkeitszahl 22, wenn die Strahlung auf die Oberseite, aber nur 15, wenn sie auf die Unterseite des Blattes fiel.

Im Innern eines Waldes ist die Strahlung nicht nur geschwächt, sondern auch in ihrer spektralen Zusammensetzung verändert, wie aus dem Bisherigen hervorgeht. Zahlen hierüber bringen wir später im Kapitel über die Strahlungsverhältnisse im Wald (30. Kapitel). Der Schatten im Wald ist also ein anderer Schatten als derjenige, der etwa nordwärts einer hohen, die Sonne abhaltenden Mauer zu

beobachten ist. Das diffuse Himmelslicht ist immer besonders reich an kurzwelliger Strahlung (blauer Himmel). Diesen Schatten nennt man daher nach Vorschlag von A. Seybold (523) Blauschatten. Den Schatten im Bestand müßte man entsprechend dem Durchlässigkeitsmaximum der Blätter bei $0,8 \mu$ Infrarotschatten nennen; man hält sich aber besser an das, was das menschliche Auge wahrnimmt, und spricht vom Grünschatten. In der Botanik spielt die Unterscheidung beider eine große Rolle; denn der Aufbau der Blauschattenpflanzen, die an einer Hausmauer im diffusen Himmelslicht wachsen, ist ein ganz anderer als derjenige der Grünschattenpflanzen, die unter dem Blätterschirm eines Laubwaldes oder Mischwaldes ihr Dasein verbringen. Doch würden uns weitere Betrachtungen hierüber schon allzusehr in das Gebiet der Botanik hineinführen.

Ist die Reflexzahl (R) und die Durchlässigkeitszahl (D) bekannt, so ergibt sich sofort der Anteil der absorbierten Strahlung (A); denn $R + D + A$ muß die gesamte auftreffende Strahlung = 100 Einheiten ergeben. Aus dem Vorangehenden ist daher sofort zu erschließen, daß im Ultraviolett die Absorption bei etwa 90% der auffallenden Strahlung liegt, mit zunehmender Wellenlänge abnimmt, im Gelbgrün ein Minimum von etwa 25% erreicht und nach nochmals leichtem Anstieg zum Hauptminimum von etwa 5 bis 10% abfällt. Noch weiter im Infrarot wird bei $1,0 \mu$ der Wert 10% wieder erreicht und dann steigt die Absorption bis $2,4 \mu$ auf 65% an.

Nun sind die an einem Ort gegebenen Strahlungsverhältnisse zwar für den toten Boden ein „unentrinnbarer Klimafaktor“ (vgl. 36. Kapitel), nicht aber für die lebende Pflanze. Sie hat sogar eine ganze Anzahl von Möglichkeiten, um sich gegen eine zu starke Einstrahlung zu schützen, und einige wenige Möglichkeiten, um die Nachteile einer zu starken Ausstrahlung zu mildern. „Die Natur“ sagt P. Filzer (512), „kennt kein Schema, nach dem sie arbeitet, die lebende Substanz ist kein starres physikalisches System, sondern plastisch und befähigt, gleiche Aufgaben mit verschiedenen Mitteln zu lösen.“

Die Möglichkeiten zur Abwehr übermäßiger Einstrahlung beruhen auf dem Bau und der Stellung der Blattoorgane. An den Kompaß- und Gnomonpflanzen wurde bereits ein Beispiel hierfür gebracht (s. S. 220 und 222). Die Profilstellung der Blätter, das heißt die Vertikalstellung derselben, bewirkt, daß am sonnigen Standort der kleinstmögliche Blattquerschnitt der mittäglichen Strahlung entgegengestellt wird. Eine Wellung der Blattoberfläche verhindert, daß bei einer bestimmten Sonnenstellung die ganze Blattfläche zugleich die größte Strahlung empfängt. Mit wechselnder Blattfärbung wechselt die Reflexzahl. Bei den Kakteen wird oft der allzu heftige Angriff der Strahlung

schon in einem „Vorfeld“ teilweise gebrochen, nämlich in Büscheln von Stacheln, die parallel über der Blattoberfläche liegen, oder in Filzpolstern ähnlicher Anordnung. Es gehört dem Bereiche der Botanik an, was der anatomische Bau der Pflanze hierin alles leisten kann. Man sehe etwa die Zusammenstellung bei Bruno Huber (514) hierüber nach.

Näher geht den Meteorologen schon die variable Lichtlage der Blätter an. Man meint damit die Fähigkeit der Blätter, sich auf Veränderungen des Strahlungshaushalts durch Bewegungen der Blattorgane einzustellen. Es gibt Blätter lebender Pflanzen, die nach 15 Minuten Bestrahlung durch eine elektrische Heizsonne ihre „Tages-schlafstellung“ einnehmen, indem sie durch Betätigung der ihnen eigenen Blattgelenke die wärmeaufnehmenden Blattflächen durch Schrägstellen verringern. Auch bei der „Nachtschlafstellung“ stehen die Blätter meist vertikal, vielleicht um die nächtliche Ausstrahlung herabzusetzen. O. W. Keßler und H. Schanderl (517) veröffentlichten hübsche Aufnahmen vom weißen Steinklee (*Melilotus albus*) in verschiedenen Blattstellungen, auf die hier noch verwiesen sei. Im trockenen Mittelmeergebiet und in tropischen Steppenländern soll „ein eigentümlicher, mit den Tagesstunden sich vollziehender Wechsel in der Physiognomie der Landschaft“ dadurch erkennbar werden. Es ist selbstverständlich, daß dies auf das Mikroklima zurückwirkt.

Zu der bisher besprochenen Strahlung treten noch andere Faktoren, welche die Temperatur der Pflanze beeinflussen. Nur temperaturerhöhend wirkt die Atmungswärme der Pflanze als Folge der chemischen Verbrennung. Sie kann normalerweise vernachlässigt werden und erreicht nur bei Keimung und Blüte höherer Pflanzen eine beachtliche, aber auf kleinsten Raum beschränkte Wirkung. Nur temperaturerniedrigend wirkt die Verdunstung (Transpiration der Pflanzen). Da für 1 g abgegebenen Wassers je nach der Temperatur 570 bis 600 cal der Pflanze entzogen werden, kann dieser Wärmeverlust erhebliche Beträge erreichen. Endlich tritt der Wärmeaustausch mit der umgebenden Luft hinzu, der für die Pflanze positiv oder negativ ausfallen kann.

Wenn man alle genannten Faktoren berücksichtigt, so bleibt schließlich zu einem gegebenen Zeitpunkt für die Pflanze ein positiver oder negativer Wärmeüberschuß übrig, der zur Temperaturerhöhung bzw. Temperaturerniedrigung führt. Im allgemeinen hat also die Pflanze, ein Blatt, eine Nadel, ein Ast, nicht dieselbe Temperatur wie die umgebende Luft. Das ist eine Grundregel, die man wohl beachten muß, damit man nicht etwa von gemessenen Lufttemperaturen aus falsche Schlüsse auf die Lage der Pflanze zieht. Allgemein kann man sagen, daß die Pflanze dann wärmer ist, wenn

die Bodenoberfläche wärmer als die anliegende Luftschicht ist, wenn somit eine positive Strahlungsbilanz vorliegt. Das ist bei Tage der Fall. Umgekehrt ist bei Nacht die Pflanze meist kälter als die Luft.

Die Unterschiede zwischen Pflanzen- und Lufttemperatur verschwinden aber, wenn die Pflanze keinen eigenen Strahlungsumsatz mehr aufweist. Dies tritt erstens ein, wenn in der Atmosphäre überhaupt kein nennenswerter Strahlungsumsatz herrscht, nämlich in den Übergangszeiten vom positiven zum negativen Strahlungshaushalt und umgekehrt: am Abend und Morgen, zweitens bei ganz bedecktem Himmel, Regen, Schneetreiben, Nebel usw. Sie verschwinden aber auch für diejenigen Pflanzenteile, die durch andere Teile abgeschirmt werden. Die inneren und die unteren Teile eines Baumes, eines Strauches, ja selbst einer kleinen Pflanze treten in diesem Falle nur in Strahlungsaustausch mit anderen Pflanzenteilen, die im wesentlichen dieselbe Temperatur haben. Der Strahlungsaustausch mit der Umgebung wird nur von den außengelegenen Blättern vollzogen.

Praktische Anwendung findet dies bei Beurteilung der Frostgefährdung. Eine zweijährige Fichtenpflanze, die unter einem Altholzschirm etwa von frostharten Birken steht, hat ungefähr dieselbe Temperatur wie die der umgebenden Luft. Dieselbe Pflanze im Freiland nebenan ist aber kälter als die sie umgebende Luft. Der Temperaturunterschied zwischen draußen und drinnen ist bei der Pflanze größer, als man sie in der Luft mit dem Aspirationsthermometer feststellt (vgl. 40. Kapitel).

Die Messung der Pflanzentemperaturen selbst ist nicht einfach, weil die zu messende Pflanze in ihren Lebensfunktionen möglichst ungestört bleiben soll. Dünne Blätter, Nadeln, Blüten bieten überdies durch ihre Kleinheit Schwierigkeiten.

Ein feines Quecksilberthermometer kann man nur bei Baumstämmen, dicken Ästen, fleischigen Blattorganen und Früchten benutzen. So beobachtete z. B. F. D. Young (528) die Temperatur der Orangen unmittelbar unter der Schale an der vom Baum abgewendeten Seite der Frucht, um zur Beurteilung der Frostgefährdung in den kalifornischen Orangekulturen die Früchte selbst ein Wort mitsprechen zu lassen. Die Orangen konnten sich bis $-4,2^{\circ}\text{C}$ unterkühlen, ehe sie gefroren.

Die Methode, ein frisch gepflücktes Laubblatt rasch um ein Quecksilberthermometer zu wickeln, kann schon einen ersten Anhalt für die Blattertemperaturen vermitteln. Auch die kalorimetrische Methode ist versucht worden; hierbei wurden Blätter in ein mit Terpentinöl gefülltes Gefäß geworfen und die Temperaturänderung darin beobachtet. Man kann daraus die anfängliche Blattertemperatur berechnen, wenn die spezifische Wärme der Blätter auf besondere Weise vorher bestimmt ist.

Allgemein eingeführt ist heute die thermoelektrische Methode. Die eine Lötstelle von Kupfer- und Konstantandrähten wird auf gleicher Temperatur gehalten, wozu man die leicht im Gelände mitzuführende Thermosflasche benutzt; die andere Lötstelle wird in Form einer „Thermonadel“ ausgebildet, die man in das Pflanzenorgan einstecken oder ihm andrücken kann. Ohne Schwierigkeit erhält man eine Meßgenauigkeit von 0,1°.

Die im Handel erhältlichen Thermonadeln sind aber noch nicht fein genug, um nicht bei besonnten Blattoberflächen schon 2 bis 3° C Strahlungsfehler aufzuweisen.

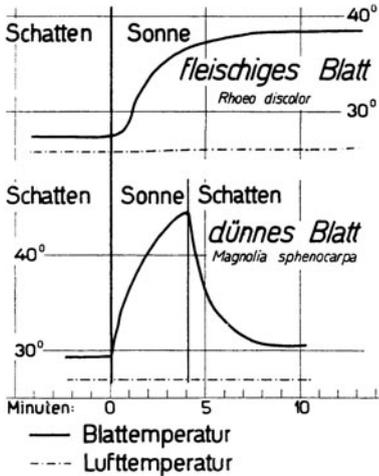


Abb. 122. Reaktion der Blattoberflächentemperatur auf plötzliche Besonnung

Außerdem ist der hintere, also an den zuleitenden Drähten gelegene Teil der Lötstelle der wirksamste, und dieser liegt beim Einstecken oft noch außerhalb des Blattes, der Knospe usw. A. Mäde (519), der diese Fragen kritisch durcharbeitete, wendete daher in neuester Zeit das Albrechtsche Einfadenwiderstandsthermometer zur Messung der Blattoberflächentemperaturen mit Erfolg an. Hierbei wurde ein Platindraht von wenigen cm Länge und 0,015 mm Durchmesser benutzt. Bei geeigneter Handhabung hat das Gerät nicht nur die hohe Genauigkeit von etwa 0,2° C, sondern überdies den Vorzug,

registrierfähig zu sein. Die Temperatureaufzeichnungen der später folgenden Abb. 123 sind mit diesem Gerät ausgeführt. Zu welchen schönen Ergebnissen man damit kommen kann, zeigt der Nachweis eines Kaltluftsees auf der Oberfläche eines ausstrahlenden Rizinusblattes durch H. Ullrich und A. Mäde (525); das Blatt war stark gewölbt und bildete eine kleine Mulde, deren Rand 1 cm hoch war. Bis zu dieser Höhe reichte der kleine Kaltlufttropfen (s. S. 182 ff.).

Besprechen wir nunmehr, was sich über die Temperaturen der Pflanzen, vorwiegend in Beziehung zur Lufttemperatur, aussagen läßt.

Jedes Blatt besitzt eine bestimmte thermische Trägheit. Wird es besonnt, so dauert es einige Zeit, etwa 5 bis 10 Minuten, bis es seine Temperatur so weit erhöht hat, daß der Wärmeverlust gegenüber der unverändert gebliebenen Luft gleich ist dem Wärmegewinn

durch die Absorption der Sonnenstrahlung. Die Abb. 122 zeigt den Temperaturgang zweier verschiedener Blätter, die plötzlich der Sonne ausgesetzt bzw. beschattet wurden. Die Beobachtungen wurden im Garten zu Peradeniya auf Ceylon unter tropischer Sonne von A. M. Smith (524) 1906 gemacht. Die jeweilige Lufttemperatur ist durch die strichpunktierte Linie angegeben. Im Augenblick der Besonnung steigt die Temperatur des dünnen Blattes sofort, des fleischigen Blattes erst nach kurzer Zeit, zunächst rasch, dann langsamer. Die Temperatur nähert sich nach der bekannten Newtonschen Kurve dem Gleichgewichtszustand, der oben beschrieben wurde. Der Unterschied zwischen Luft- und Pflanzentemperatur erreicht den beträchtlichen Wert von 11° bei dem fleischigen Blatt; bei der Magnolie ist er noch wesentlich höher.

Die Abb. 123 zeigt eine fortlaufende Aufzeichnung der wahren Blattoberflächentemperatur durch zwei Tage von zwei verschiedenen Pflanzen, die A. Mäde (519) aus Müncheberg veröffentlichte. Die ausgezogene Linie bezieht sich auf ein dickfleischiges und hartes Blatt der *Bilbergia nutans* (einer Treibhauspflanze aus der Familie der Ananasgewächse), die gestrichelte auf das dünne Laubblatt von *Plectranthus fruticosus* (Hahnensporn, ein Kleinstrauch aus den Lippenblütlern). Punktirt beigefügt ist der Verlauf der wahren Lufttemperatur. Um die Mittagsstunden sind die Blattoberflächen bis 10° und mehr wärmer als die Luft. Die größere Trägheit des fleischigen Blattes ist an dem verzögerten Anstieg und Abfall der Temperatur, die größere Masse an der niedrigeren Höchsttemperatur erkennbar. Ist der Strahlungshaushalt aber negativ, so sind die Blattoberflächen kühler als die Luft, und zwar in entsprechender Weise das dünnere Blatt kühler als das dicke. Recht hübsche Registrierungen der Temperatur eines Pfirsichzweiges kann man ebenfalls einer anderen Arbeit von A. Mäde (518) entnehmen.

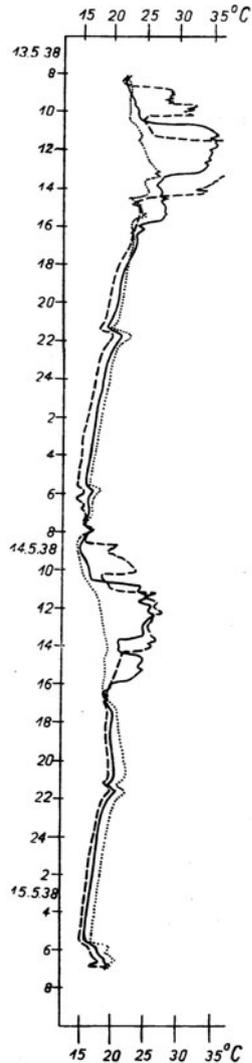


Abb. 123. Zweitägige Registrierung der Blattoberflächentemperatur und (punktirt) der Lufttemperatur. (Nach A. Mäde)

Bei ähnlichen Messungen von H. Ullrich und A. Mäde (525) ergaben sich zwischen besonnten und beschatteten Blatteilen auf Entfernungen von nur 2 cm schon mehr als 10° Temperaturunterschied.

Br. Huber (515) registrierte mit Thermoelementen, die auf einen Multithermographen von Hartmann u. Braun schrieben, gleichzeitig Bodenoberflächen-, Luft- und Pflanzentemperaturen in einer windgeschützten SSW-Mulde bei Rathen im Elbsandsteingebirge. Die Abb. 124 gibt ein Beispiel hiervon. Sie zeigt, was Br. Huber als allgemein gültige Regel fand, daß alle Pflanzentemperaturen zwischen der Luft- und der Bodenoberflächentemperatur lagen. Freiragende Pflanzenorgane erreichten etwa $\frac{1}{3}$ der Übertemperatur der trockenen Bodenoberfläche, Pflanzenorgane in Bodennähe etwa $\frac{1}{2}$ bis $\frac{2}{3}$

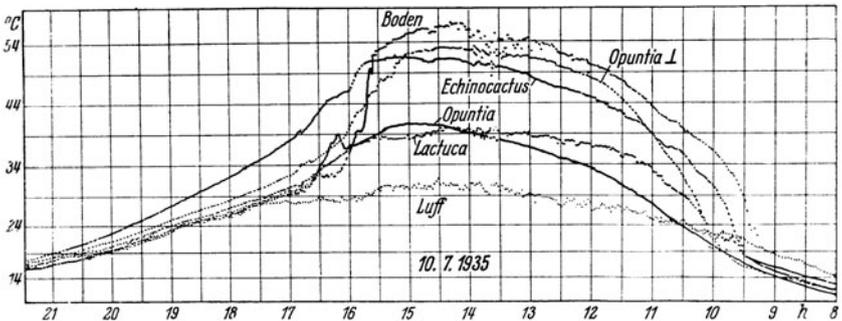


Abb. 124. Temperaturen in der Luft, an der Bodenoberfläche und in verschiedenen Pflanzen. (Nach Br. Huber)

dieser Übertemperatur. Für das erstere kann die Registrierung der Lactuca in der Abb. 124 ein Beispiel geben, für das zweite diejenige einer Carnegia (Kugelkaktus), die in der Abb. 124 versehentlich mit Echinocactus bezeichnet ist. Neben dem Opuntia-Flachspieß, der sich in natürlicher senkrechter Lage befand und dessen Temperaturen ähnlich derjenigen der Lactuca verlaufen, wurde ein Opuntia-Sproß künstlich senkrecht zur Sonne gestellt. Die zugehörige Registrierung ist in der Abb. 124 mit Opuntia \perp bezeichnet. Die Temperaturen dieses Sprosses erreichen nahezu die Oberflächentemperaturen des Bodens.

Br. Huber hat im Höchstfalle eine Temperatur von 56° in einer lebenden Pflanze gemessen (in einem Sempervivum bei 35° Lufttemperatur). Temperaturen um 50° wurden wiederholt und von verschiedenen Beobachtern festgestellt.

Endlich soll noch gezeigt werden, wie die Strahlungs- und Temperaturverhältnisse der bodennahen Luftschicht die Temperatur der

in ihr wachsenden Pflanzen bestimmen. Bei Schneelagen beobachteten G. und P. Michaelis (520) zu Wintersausgang 1933 im kleinen Walsertal im Allgäu in 1670 m Seehöhe die Rindentemperaturen eines Grünerlenzweiges auf thermoelektrischen Wege. Die Ergebnisse sind in der Abb. 125 mittels Isolethen dargestellt.

Der 16. März 1933 war ein leichtbewölkter Tag; die Lufttemperatur lag zwischen -2 und $+4^{\circ}\text{C}$. Die Temperaturen in der Rinde des Grünerlenzweiges schwanken aber zwischen -4 und $+30^{\circ}$. Die größte Temperaturschwankung würde der Strahlung wegen an der Schneeoberfläche zu erwarten sein. Die abkühlende Wirkung des

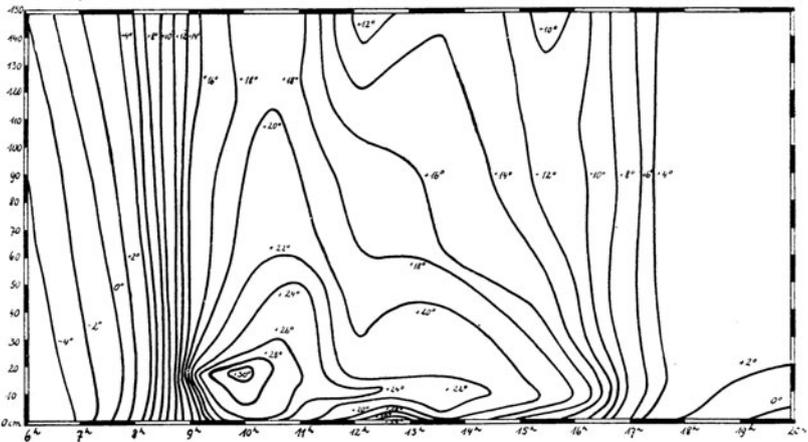


Abb. 125. Temperaturverlauf in einem Grünerlenzweig, der die Schneedecke durchdringt. (Nach G. u. P. Michaelis)

Schnees durch Leitung hebt aber den Bereich größter Schwankung der Zweigtemperatur etwas über die Schneeoberfläche, wenigstens solange die Einstrahlung wirksam, der Zweig also übertemperiert ist. Daher ist früh um 10 Uhr das Temperaturmaximum in etwa 15 cm Höhe zu finden. Da aber der Schnee unmittelbar am Zweig zu schmelzen beginnt, wandert das Maximum nunmehr abwärts. Bei Nacht dagegen, wenn der ausstrahlende Zweig annähernd Schneetemperaturen hat, liegt das Minimum stets in der Oberfläche.

Anhangweise sei hier noch auf folgende Mikroklima-Erscheinung hingewiesen.

Bei Züchtungsversuchen werden oft Blüten in Pergamenttüten, Gazebeutel oder dergleichen eingehüllt, um sie vor Fremdbestäubung

durch Wind oder Insekten zu schützen. Es ist selbstverständlich, daß solche Tüten den Strahlungs- und Wärmehaushalt dieser Blüten und damit auch deren Temperaturen wesentlich verändern. Wer blütenbiologische Versuche macht, darf das nicht außer acht lassen.

Von N. Weger (527) sind die diesbezüglichen Verhältnisse untersucht worden. Als Mittelwert von fünf Strahlungstagen im Mai und Juni 1937 zeigt die Abb. 126 den Temperaturverlauf in der Luft

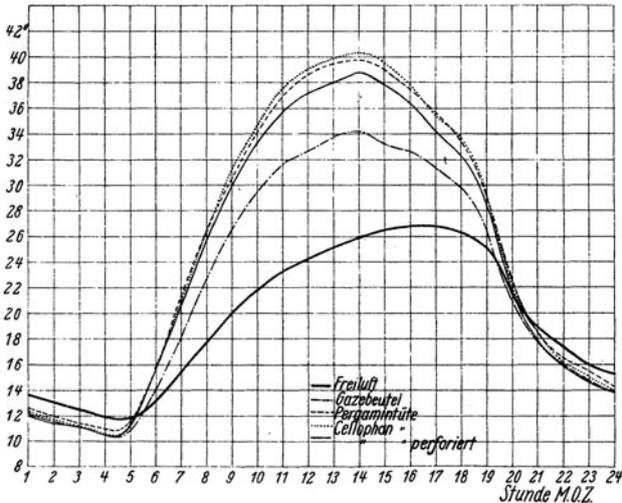


Abb. 126. Temperaturgang an fünf heiteren Tagen in Tüten, wie sie zu blütenbiologischen Versuchen benutzt werden
(Nach N. Weger)

(stark ausgezogen) und in vier Tüten aus verschiedenem Material. Zur Zeit der Einstrahlung ist es in den Tüten bis zu 15° heißer als im Freien, zur Zeit der Ausstrahlung etwas kühler. Der Temperaturgang in den kleinen Tüten mit ihrer geringen Luftmasse folgt rascher dem Strahlungsgang als die freie Luft und hat daher das Maximum schon drei Stunden früher. In der durchsichtigen Cellophantüte erwärmt sich die Luft am raschesten; Perforierung der Tüte drückt infolge des verbesserten Luftaustausches die Höchsttemperatur bereits um 2° herab. Im Gazebeutel ist die Ventilation am besten, die Übertemperatur daher um 6 bis 7° geringer als in der Cellophantüte.

27. Kapitel

Strahlungs- und Temperaturverhältnisse in einer niederen Pflanzendecke

Im 17. Kapitel war schon einmal von Pflanzen die Rede gewesen, aber nur von so kleinen Pflanzen — klein aus Jugend oder aus Artanlage —, daß sie lediglich eine Veränderung der Bodenoberflächeneigenschaft hervorzurufen vermochten. Wir gaben dieser Art von Pflanzendecke den Namen Bodenüberzug und haben, was darüber zu sagen ist, bei Erörterung des Bodeneinflusses auf das Mikroklima (IV. Abschnitt) bereits besprochen.

Jetzt aber fassen wir ins Auge, was geschieht, wenn die Pflanze hinaufstrebt ins Luftmeer, wenn sie den Winden geschickt nachgebend immer höhere Schichten in ihren Einflußbereich zwingt und das Standortsklima allmählich von Grund auf umgestaltet.

Der Gegensatz zum Bodenüberzug ist der hohe Wald. Unter dem geschlossenen Kronendach eines Altbestandes ist Raum für eine mehrere Dekameter hohe Luftmasse, die in ihren Eigenschaften durch den Bestand bedingt wird. Es ist das Gebiet des waldeigenen Stammraumklimas. Soweit es überhaupt noch ein bodennahes Klima gibt, ist es vom festen Boden abgehoben und an die Kronenoberfläche des Bestandes hinaufverlegt. Dort wird Strahlung absorbiert und Strahlung ausgesendet, der Wind des freien Luftraumes abgebremst, Wasser an die Luft abgegeben, wie im Freiland von der festen Bodenoberfläche aus. An die Stelle der im Waldinneren liegenden, außer Tätigkeit gesetzten Bodenoberfläche tritt die Kronenoberfläche als äußere tätige Oberfläche. Dieser von A. Woeikof in die Meteorologie eingeführte Begriff wird uns zum Verständnis der Wechselwirkung von Pflanze und Mikroklima noch beste Dienste leisten. Wir vergegenwärtigen uns aber hier schon, daß der Begriff „Oberfläche“ nicht mehr im alten Sinne, sondern gleichsam idealisiert zu verstehen ist; denn an der Waldoberfläche ist es ein vertikal stark gegliederter Raum, der die Rolle der festen Bodenoberfläche übernommen hat.

Zwischen Bodenüberzug und Wald schieben wir als Zwischenglied die niedere Pflanzendecke ein. Zu ihr rechnen alle landwirtschaftlichen Kulturen, also die Getreidefelder und Kartoffeläcker, aber auch die forstlichen Kulturen, die das Stangenholzalter noch nicht überschritten haben, alle Buschformationen, Wiesen, Unkrautfelder usw. Vom Bodenüberzug unterscheidet sich die niedere Pflanzendecke dadurch, daß der von ihr umschlossene Luftraum durch sie bestimmt wird und seinerseits in Wechselwirkung mit der Außenluft tritt, vom Wald dadurch, daß der Abschluß nach außen,

der den Stammraum unterhalb des dichten Kronenraumes als einen selbständigen Luftkörper kennzeichnet, noch fehlt. Mit dieser niederen Pflanzendecke beschäftigen sich die folgenden zwei Kapitel. Man hätte ihnen zusammen die Überschrift: Landwirtschaftliche Mikroklimatologie geben können, wenn nicht einerseits auch forstlich wichtige Probleme darin behandelt würden und wenn nicht andererseits die Landwirte auch an den Mikroklimafragen brennend interessiert wären, die in den früheren Abschnitten des Buches besprochen wurden. Die Beziehungen von Wald und Mikroklima sind in den späteren Kapiteln 29 bis 35 behandelt.

Um die Mikroklimaverhältnisse in und über einer niederen Pflanzendecke darzulegen, sei mit dem Strahlungshaushalt begonnen.

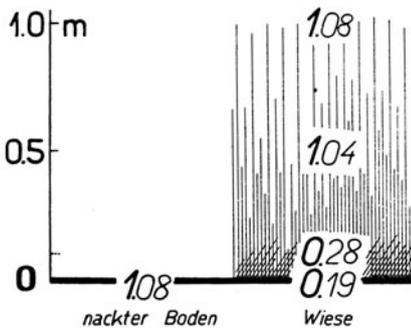


Abb. 127. Allmähliche Absorption der Strahlung in einer Wiese. (Nach A. Ångström)

Die Abb. 127 zeigt nebeneinander einen unbewachsenen Boden und eine Wiese mit 1 m hohem Grase. Die von oben einfallende Sonnenstrahlung wird in der oberflächenschicht des nackten Bodens völlig absorbiert. Im Grase wird ein großer Teil zwischen den Halmen abgefangen. In der Abbildung sind die Werte der Sonnenstrahlungsintensität in cal/qcm min angeschrieben, wie sie A. Ångström (260)

gelegentlich in einem mit Wiesenlieschgras und *Dactylis glomerata* bestandenen Felde beobachtete. Wir sehen, daß in 50 cm über dem Boden die Intensität noch kaum geschwächt ist. Dann aber nimmt sie rasch ab und bis in 10 cm gelangt nur noch ein Viertel, bis zum Boden noch ein Fünftel der oben auffallenden Strahlung.

In einem 3 m hohen, jungen Ulmengestrüpp, das mit dichtem Unterwuchs durchsetzt und von Waldrebe durchwachsen war, beobachtete F. Sauberer (522) mit Langeschen Sperrschichtzellen ohne Filter, die hauptsächlich für die Wellenlängen im Orange empfindlich sind, die Strahlung, die im untersten Meter über dem Boden noch anzutreffen war. Sie schwankte stark mit der Jahreszeit. Im Juni/Juli trat unten ein Minimum an Helligkeit ein, weil um diese Zeit die niedrigen, zuerst treibenden Pflanzen voll entwickelt waren. Sterben diese ab, so nimmt die Helligkeit am Boden zu. Es seien hier einige Zahlen angeführt:

Helligkeitsverteilung im dichten Ulmengestrüpp
(in % der Außenhelligkeit)

Höhe über dem Boden:	1	10	25	50	100 cm
Am 5. Juli 1936 ..	0,01	0,06	0,13	0,23	2,1
Am 19. Juli.....	0,03		0,17	0,41	2,2
Am 15. November .	0,50	22	30	30	59

Nach dem Laubfall im November gelangte bis in 10 cm Bodenhöhe fast ein Viertel der Außenhelligkeit, aber bis zum Boden nur $1/2\%$. Im Winterzustand des Ulmengestrüpps erreichten nicht ganz 10% die Höhe von 1 cm über dem Boden, wie weitere Messungen zeigten.

Den Tagesgang der sichtbaren Strahlung in verschiedenen landwirtschaftlichen Kulturen zeigt die Abb. 128. Am 6. und 7. Mai 1935

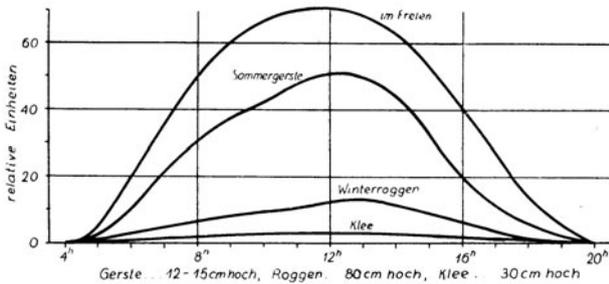


Abb. 128. Tagesgang der Helligkeit am Boden in verschiedenen Feldern an einem Maitag. (Nach F. Sauberer)

wurden, ebenfalls von F. Sauberer, die dargestellten Strahlungsintensitäten am Boden der Felder gemessen. Sie kennzeichnen die Lichtmenge, die etwa den keimenden Unkräutern in den Feldern zur Verfügung steht. Der große Unterschied zwischen den senkrecht stehenden Halmen der lichten Gerste oder des dichten Roggens und den breit die Strahlung abschirmenden Kleeblättern tritt deutlich hervor. Auf diesen Unterschied kommen wir bei Betrachtung der Temperaturverhältnisse zurück.

Auch innerhalb der niederen Pflanzendecke muß, worauf F. Sauberer aufmerksam machte, ein erheblicher Strahlungsumsatz stattfinden. Wenn bald hier, bald dort Pflanzenteile durch die absorbierte Sonnen- und Himmelsstrahlung erwärmt werden, so wird diese Wärme weder durch die schlecht leitenden Pflanzen, noch durch die schlecht leitende Luft weitergeschafft. Aber auch der Massenaustausch ist innerhalb der Pflanzen durch die erwungene Luftruhe geringfügig. Der Wärmetransport erfolgt also mittels Strahlung, die von den wärmeren zu den kälteren Pflanzenteilen geht. Außerdem darf die

an den Pflanzenoberflächen reflektierte Strahlung nicht vergessen werden. Der Strahlungsumsatz innerhalb der Pflanzendecke ist also reichlich kompliziert und wird dies noch durch die selektiven Eigenschaften der Blätter, die im 26. Kapitel besprochen wurden. Durch sie ist nicht nur die Menge, sondern auch die Eigenart der Strahlung innerhalb der niederen Pflanzendecke steten Veränderungen unterworfen.

Wie schwierig aber auch diese Vorgänge im einzelnen zu durchschauen sein mögen, die eine Grundtatsache ist festzuhalten, daß 1 qm pflanzenbedeckter Bodenoberfläche nicht mehr und nicht weniger Wärme erhält als 1 qm nackten Bodens unter sonst gleichen Bedingungen; denn die Bepflanzung ändert die Intensität der Zu- strahlung nicht. Nur der durch Reflexion verlorene Anteil kann ein

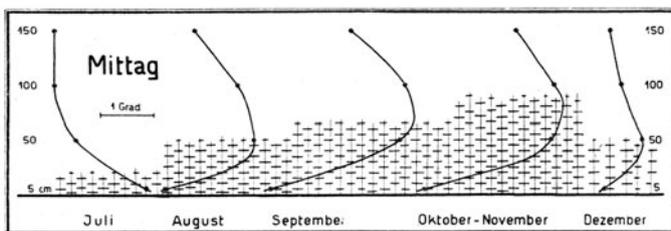


Abb. 129. Der Einstrahlungstypus in einem Blumenbeet

anderer sein. Ebenso ist die Ausstrahlung von 1 qm pflanzenbedeckten und 1 qm nackten Bodens bei Nacht gleich (im Gegensatz zu der falschen Darlegung in der ersten Auflage, S. 116 und 190). Auch hier kann nur die andere Absorptions- und Reflexfähigkeit und damit das veränderte Strahlungsvermögen einen Unterschied bedingen der aber praktisch kaum von Bedeutung ist.

Was jedoch die Anwesenheit der Pflanzendecke völlig verändert, ist die Verteilung des gegebenen Wärmegewinns und Wärmeverlustes: Während sich beim nackten Boden der ganze Umsatz in der Grenzfläche Boden-Luft vollzieht, steht dafür in der Pflanzendecke ein hoher vertikaler Raum zur Verfügung. Diese Verteilung der Tageswärme schützt vor der jähen Hitze, die Verteilung der Nachtkälte vor den schädlich-tiefen Temperaturen. Die Pflanzen mäßigen die Temperaturschwankung des bodennahen Klimas (vgl. S. 167).

Damit sind wir von der Betrachtung des Strahlungsumsatzes bereits zum Wärmeumsatz gelangt. Beginnen wir mit der Temperaturverteilung in einer niederen Pflanzendecke zur Zeit des Einstrahlungstypus.

In der Abb. 129 sind die Mittagstemperaturen in einem Beet von Antirrhinum (Löwenmaul) im Sommer und Herbst 1923 dargestellt, die R. Geiger (179) im Klostergarten von St. Bonifaz in München beobachtete. Die Pflanzendecke ist nach ihrer jeweils gemessenen Höhe und Dichte schematisch mit eingetragen. Die Blumen mit ihren horizontal liegenden Blättern fangen die Sonnenstrahlung schon in der oberen Schicht ab. Die „äußere tätige Oberfläche“ (s. S. 263) und mit ihr das Temperaturmaximum liegt daher nahe der Oberfläche der Pflanzendecke. Eine Ausnahme hiervon macht nur der Juli, da in diesem Monat die jungen niedrigen Pflanzen noch weitläufig standen, so daß die Erwärmung der zwischen ihnen ge-

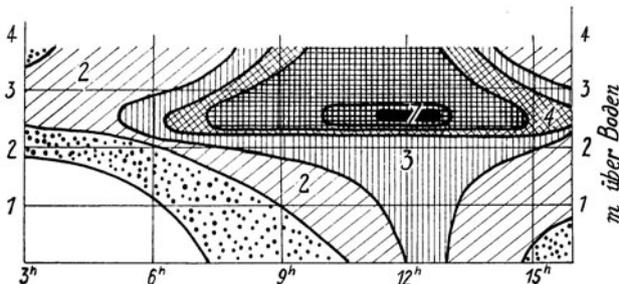


Abb. 130. Die Temperaturunruhe in einem $2\frac{1}{2}$ m hohen Legföhrenbestand läßt die Lage der äußeren tätigen Oberfläche erkennen
(Nach R. Kanitscheider)

legenen freien Bodenflecke die vertikale Temperaturverteilung bestimmte.

Der Vergleich der Juli- und Augustkurven kann uns erklären, warum aus mikroklimatischen Gründen junge Kulturen oft erst dann mit freudigem Wachstum beginnen, wenn sie „in Schluß gekommen sind“, d. h. wenn die Einzelpflanzen sich gegenseitig berühren. Im Juli (Abb. 129) ist das noch nicht der Fall; die jähe Mittagshitze des freien Bodens bleibt den jungen empfindlichen Pflanzen nicht erspart. Im August aber ist die äußere tätige Oberfläche vom Boden abgehoben. Daraus ergibt sich die Zweckmäßigkeit, im Gartenbaubetrieb frischgesetzte, empfindliche Pflanzen bei heißem Wetter abzudecken.

Wie sich zur Zeit des Einstrahlungstypus alles Wettergeschehen an der Oberseite der Pflanzendecke abspielt, kann die von R. Kanitscheider (533) veröffentlichte Abb. 130 lehren. An einem Südhang bei Innsbruck in 1600 m Seehöhe ermittelte er in einem $2\frac{3}{4}$ m hohen dichten Legföhrenbestand mit einem Widerstandsthermometer die Temperaturunruhe aus Ablesungen von 2 zu 2 Sekunden. Die Abb. 130 stellt dies Ergebnis in Abhängigkeit von der Höhe über

dem Boden und der Tageszeit am wolkenlosen 28. Juli 1931 dar. Die eingeschriebenen Ziffern sind mittlere Unterschiede zweier aufeinander folgender Ablesungen in Zehntelgraden. Immer ist die Oberfläche des Legföhrenbestandes die unruhigste Zone. Zur Zeit der größten Strahlung, nicht der höchsten Temperatur, ist die Unruhe am größten.

Anders ist die mittägliche Temperaturverteilung in einer Pflanzendecke, die aus senkrecht stehenden Einzelpflanzen besteht. Von einem Winterroggenfeld zeigt die Abb. 131 Messungen von R. Geiger (179) aus dem Jahre 1925, die auf dem Versuchsgut Niederling der Landesanstalt für Pflanzenbau und Pflanzenschutz in München durchgeführt wurden. Bis zum 20. Mai, als das Getreide schon fast 1 m hoch stand, blieb das Temperaturmaximum noch an der

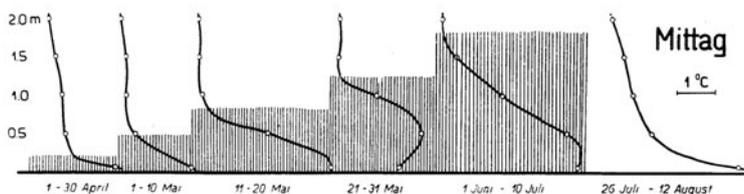


Abb. 131. Der Einstrahlungstypus in einem Winterroggenfeld

Bodenoberfläche liegen. So leicht konnte Sonnen- und Himmelsstrahlung zwischen den Halmen nach unten dringen. Erst dann hob sich das Maximum, blieb aber stets weit unter der Feldoberfläche liegen. Nach dem Schnitt des Getreides am 26. Juli war der normale Einstrahlungstypus des unbewachsenen Bodens wiederhergestellt.

Je nach der Art der Pflanzendecke fiel somit die äußere tätige Oberfläche entweder mit der Pflanzenoberfläche zusammen oder lag weit unter ihr. Systematische Untersuchungen über den Einfluß von Größe und Dichte der Bestände verdanken wir P. Filzer (529). Als Beispiel für eine „horizontal struierte“ Pflanzengesellschaft wählte er die Sonnenblume, für eine „vertikal struierte“ den Mais. Flächengröße und Dichte der Versuchsbestände wurden variiert. Je neun Beete wurden von beiden Pflanzen angelegt. Die Flächengröße der Beete betrug 90, 64 und 45 cm im Quadrat. Die Aussaatdichte wurde so gewählt, daß die Pflanzenabstände 8,6, 6,0 und 4,2 cm betrug. Im Mittel von vier Schönwettertagen im September 1934 fand er die folgenden Temperaturunterschiede zwischen Bodenoberfläche und 1 m Höhe zur Mittagszeit (+ bedeutet Boden wärmer, — kälter als in 1 m):

Temperaturgefälle über dem Boden zur Zeit der Einstrahlung

Struktur der Pflanzendecke:	horizontal gebaut (Sonnenblume)			vertikal gebaut (Mais)		
	Dichte:	groß	mittel	klein	groß	mittel
Große Fläche	- 3,0	- 1,8	+ 0,5	- 2,5	- 0,4	+ 3,7
Mittlere Fläche	- 1,7	- 0,7	+ 0,9	.	.	.
Kleine Fläche	- 0,6	+ 0,2	+ 3,8	- 1,2	+ 1,0	+ 3,2

Je dichter die Pflanzen stehen und je größer die Beetfläche ist, desto kühler bleibt tagsüber die bodennächste Luftschicht, desto mehr entwickelt sich also ein eigenes Mikroklima in der Pflanzendecke. Dagegen trifft man bei kleinster Dichte in allen Fällen die höchste Temperatur am Boden, bei mittlerer Dichte nur dann, wenn die Beetfläche gering ist.

Anders sind die Verhältnisse zur Zeit des Ausstrahlungstypus, also bei Nacht, zu deren Betrachtung wir jetzt übergehen.

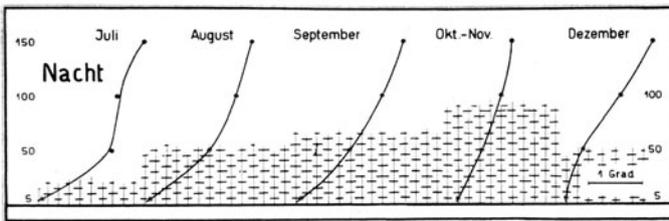


Abb. 132. Der Ausstrahlungstypus in einem Blumenbeet

Schließen wir gleich an P. Filzers Untersuchungen an, so ergab sich bei diesen nachts keine eindeutige Beziehung zwischen der Temperaturverteilung einerseits, der Dichte und Größe der Pflanzendecke andererseits. Stets war die Luft nachts am Boden wärmer als in 1 m Höhe. Die Ausstrahlung erfolgte also von der Oberfläche des Bestandes aus, wie nicht anders zu erwarten.

Kehren wir zu den Messungen R. Geigers im Antirrhinum-Beet und im Winterroggen zurück! Die Zustandskurven bei Nacht findet man in den Abb. 132 und 133. In beiden Kulturen erfolgte die Ausstrahlung stärker von den oberen Pflanzenteilen aus, die frei gegen den kalten Nachthimmel strahlten, als von den tiefergelegenen, welche großenteils ihre Wärme erst an die oberen Teile auf dem Strahlungswege abgaben. Die nächtliche Kaltluft bildete sich mithin zuerst in der oberen Schicht der Pflanzendecke. Dort mußte daher auch die tiefste Temperatur anzutreffen sein, wenn nicht die kalte und darum schwere Luft absinken würde.

Dies Absinken kann in dem Blumenbeet (Abb. 132) leicht erfolgen, da die Pflanzenteile locker stehen und der Luft viel Spielraum bis zum Boden lassen. Im Roggenfeld aber (Abb. 133) bilden die Halme unten einen dichten Filz, der alle Luftbewegung abbremst. So kommt es, daß im Blumenbeet bei Tag das Maximum in der Höhe, das Minimum am Boden, im Getreidefeld jedoch das Maximum nahe dem Boden, das Minimum aber auf halber Höhe gelegen ist. Für die Frostschutzfrage sind diese Umstände von Bedeutung.

Was den täglichen Gang der Temperatur in einer niederen Pflanzendecke betrifft, so sei auf die Darstellung von H. Berg (98) verwiesen, welcher Temperatur und Dampfdruck in einer 10 bis 15 cm hohen Calluna-Decke im Bissendorfer Moor zwischen 1 m über und 30 cm unter der Bodenoberfläche am 6./7. Oktober und 20./21. No-

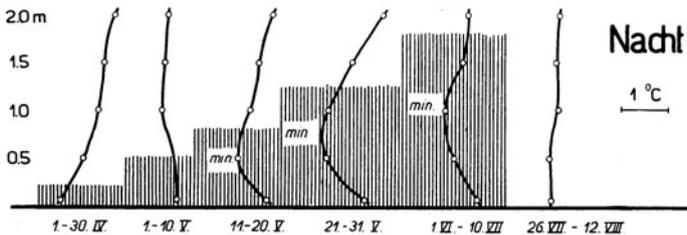


Abb. 133. Der Ausstrahlungstypus in einem Winterroggenfeld

vember 1934 registrierte und die Ergebnisse in Tabelle und Schaubild veröffentlichte. In Getreidefeldern verschiedener Art, in Tabak und Mais hat R. Fleischmann (530, 531) verschiedentlich Messungen ausgeführt und dabei schon darauf hingewiesen, daß jeder Getreidesorte auch ein besonderes „Sortenklima“ entsprechen wird. Kurzzeitige Messungen im Brachland, in niedrigem und hohem Grasland, hohem Weizen und im Rübenfeld führte mit physikalisch ausgezeichnete Meßmethodik W. Paeschke (561) bei Göttingen durch. Seitens der Landwirtschaft sind die umfangreichsten, durch Jahre laufenden elektrischen Registrierungen aller wichtigen Wetterelemente von E. Tamm (545—547) bei Berlin gewonnen worden. Seine Messungen in Beständen von Winterroggen, Weizen, Gerste, Hafer, Kartoffeln, Mais, Lupinen, Hanf, Soja und Lein sind leider ausschließlich nach der Methode der Temperaturzahlensummen und der Mittelwerte bearbeitet. An der agrarmeteorologischen Forschungsstelle des Reichsamtes für Wetterdienst in Gießen hat W. Kreuz (536) eine Meßreihe in Kartoffel, Lein, Raps, Mais, Gerste und Weizen durchgeführt und in ganz neuer Arbeitsrichtung die Vielgestaltigkeit des Problems aufgezeigt.

Aus den Messungen A. Mädcs (538) an der Forschungsstelle des Reichsamtes für Wetterdienst in Müncheberg (Mark) bringen wir noch einen Tagestemperaturverlauf aus einem Topinambur-Bestand. Die Registrierungen mit einem strahlungsunempfindlichen Widerstandsthermometer liefen den August 1935 hindurch. Die Abb. 134 bringt den Tagestemperaturgang am 4. August. (Die Mittelwerte des Monats August zeigen im wesentlichen denselben Tagesgang, nur etwas abgeschliffener.) Der Topinambur stand zur Zeit der Messung 73 cm hoch; die sechs Meßstellen sind ihrer Höhe nach am rechten Ende der Abb. 134 durch Pfeile gekennzeichnet.

In dem lockeren Bestand, welcher der Sonne teilweise noch den Zutritt zum Boden gestattet, liegt das Temperaturmaximum mittags am Boden. Erst in der zweiten Augushälfte hebt es sich mit Dichterwerden der Kultur vom Boden ab. Lebhafter Wind hatte hierbei,

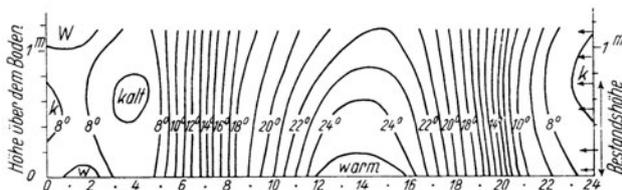


Abb. 134. Tagestemperaturgang am heiteren 4. August 1935
in einem Topinamburbestand bei Müncheberg
(Nach A. Mäd e)

wie A. Mäd e feststellte, dieselbe Wirkung wie geringere Kultur-dichte. Im ersteren Falle holt der verstärkte Massenaustausch die oben angereicherte Wärme weg, so daß das Temperaturmaximum nach unten gedrückt wird, im zweiten Falle liegt es infolge der Strahlungsdurchlässigkeit der Kultur von vornherein am Boden. Bei Nacht liegt das Minimum deutlich an der Bestandsoberfläche. Der Topinambur verhält sich also ähnlich wie das Getreidefeld in den Abb. 131 und 133.

Einer besonderen Kulturpflanze müssen wir noch gedenken, die in hohem Maße auf die Eigenart des bodennahen Klimas angewiesen ist: des Weins. Es ist das Verdienst von R. Kirchner (534), die ersten brauchbaren Versuche in Pfälzer Weinbergen durchgeführt zu haben. Sie sind von K. Sonntag (544) verarbeitet und wesentlich erweitert worden. In neuester Zeit folgten Messungen von N. We-ger (551).

In der Pfalz ist die Drahtrahmenerziehung der Weinstöcke üblich, bei welcher die Reben nur 70 bis 120 cm hoch werden und das sonnige Mikroklima der bodennahen Hangzone aufs beste ausnutzen. In

einem Wingert in Mußbach mit nordsüdlich laufenden Zeilen fand K. Sonntag am 17. September 1933 um die Mittagsstunde die in der Abb. 135 links dargestellte Temperaturverteilung. Rechts daneben ist diejenige in der Nacht angegeben. Die tätige Oberfläche ist bei diesem Weinberg doppelt vorhanden. Die Oberfläche der Weinstöcke erhitze sich wie auch die Bodenoberfläche zwischen den Weinstöcken. Die Temperaturen am Boden sind aber aus den S. 266 erörterten Gründen wesentlich höher als diejenigen der Weinstöcke. Nachts ist es vor allem in Höhe der Stöcke kalt. Dies hat, wie K. Sonntag betont, für den Taugenuß der Pflanzen große Bedeutung. Weil der Tau sich stets auf den kältesten Oberflächen niederschlägt, werden die Blätter nachts kräftig benäßt, während

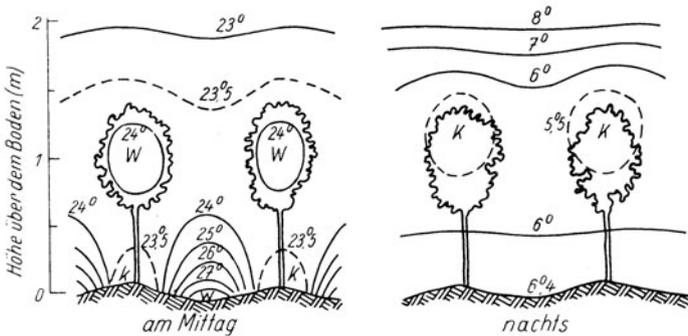


Abb. 135. Temperaturverteilung am 17. September 1933 bei Tag und Nacht in einem Pfälzer Weinberg. (Nach K. Sonntag)

Stämmchen und Boden trocken bleiben. „Sogar eine außerhalb des Wingerts an der Straße stehende Eisenstange war vom Boden bis zur Höhe der Stämmchen trocken, aber in der Höhe des Laubwerks voller Wassertropfen.“

Alle bisher angeführten Beobachtungen über die Temperaturverhältnisse in der niederen Pflanzendecke entstammten dem mitteleuropäischen Klimagebiet. Es ist anzunehmen, daß in nordischen Ländern die Ausnutzung der zugestrahlten Wärme noch größere Bedeutung hat. A. Wegener (550) zeigte an Lundagers Messungen in Nordostgrönland in fast 77° Breite, daß im Mittel zahlreicher Sommerbeobachtungen zwischen den Pflanzen die Temperatur 8 bis 9°, im Einzelfalle bis zu 16° höher war als in der umgebenden Luft.

Auf der anderen Seite interessieren die tropischen Verhältnisse, über die wir schon recht gut unterrichtet sind. Es zeigt sich, daß die Temperaturen in den Pflanzenbeständen dieselben Züge aufweisen, wie bei uns im Sommer. Sorgfältige Messungen hierüber

wurden von L. A. Ramdas und seinen Mitarbeitern R. J. Kalamkar und K. M. Gadre (541, 542) in Poona (Vorderindien, 18° Breite) ausgeführt. Die Abb. 136 zeigt ein Beispiel hiervon.

Für die zweite Dezemberhälfte 1932, mithin für eine Zeit, in der in Indien der trockene Nordostmonsun aus dem Lande zur Küste weht, ist die mittlere Temperaturverteilung mit der Höhe für die Zeit des Sonnenaufgangs (Temperaturminimum) und für die Zeit nach Mittag (Temperaturmaximum) an drei unmittelbar benachbarten Stationen dargestellt. Das freie Land (ausgezogene Kurve, die Meßpunkte sind durch kleine Kreise gekennzeichnet) läßt den

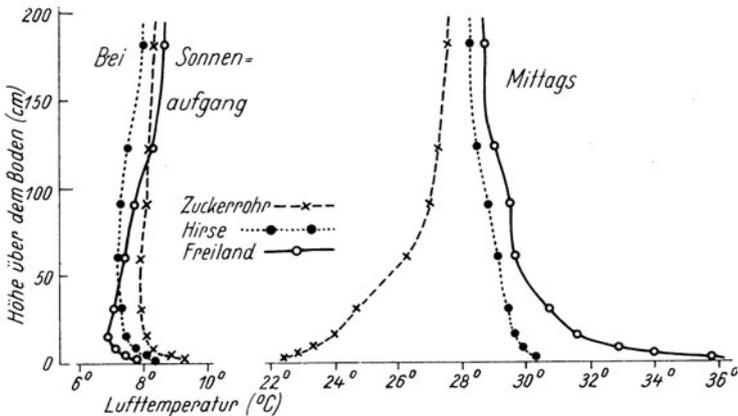


Abb. 136. Temperaturverteilung in einem 2 $\frac{1}{2}$ m hohen Zuckerrohrfeld, einem 1 $\frac{1}{2}$ m hohen Hirsefeld im Vergleich zum Freiland in Poona (Indien)
(Nach L. A. Ramdas, R. J. Kalamkar und K. M. Gadre)

mittäglichen Einstrahlungstypus entsprechend der tropischen Zu- strahlung in markanter Ausprägung hervortreten. Nachts liegt die tiefste Temperatur nicht an der Bodenoberfläche, sondern 15 cm darüber, eine Besonderheit, auf die schon S. 65 aufmerksam gemacht worden war.

Die Hirse (Rabi jowar) ist eine nicht bewässerte Frucht. Zur Zeit der Messungen stand sie 150 bis 180 cm hoch. Die Temperatur ist mittags durchwegs niedriger als im Freiland; am beschatteten Boden ist der Unterschied am größten und wird in Höhe des Feldes geringfügig. Beim Höher- und Dichterwachsen der Hirse fängt die Feldoberfläche, wie spätere Messungen zeigten, sogar soviel Strahlung ab, daß dort die Temperatur etwas höher als im Freiland wird. Nachts zeigt sich die Verlegung der Ausstrahlung an die Feldoberfläche durch niedrigere Temperaturen in Höhen über 50 cm, während darunter die Pflanzen geringen Wärmegewinn bringen.

Das Zuckerrohr ist eine bewässerte Kultur und stand zur Meßzeit etwa $2\frac{1}{2}$ m hoch. Die in Abb. 136 dargestellten Beobachtungen sind also alle im Innern des Feldes gemacht. Es ist dort ganz erheblich kühler als im Freiland; mittags erreicht der Unterschied in Bodennähe 14° C. Auch nachts ist es in den unteren Schichten noch 1° wärmer. Erst ab 130 cm Höhe macht sich die Kaltluft von der ausstrahlenden Feldoberfläche her bemerkbar.

Für die Zeitspanne vom 4. bis 15. Dezember 1932 berechneten die Verfasser folgende Tagestemperaturschwankung an den drei Versuchsplätzen.

Höhe (cm) über dem Boden	Mittlere Tagestemperaturschwankung in $^{\circ}$ C		
	Freiland	Hirsefeld (nicht bewässert)	Zuckerrohr (bewässert)
183	29,8*	30,0	27,5
122	30,0	29,9	27,0
91	30,6	29,8	26,4
61	31,0	29,7	25,5
31	31,6	29,9	24,6
15	32,5	29,7	23,8
8	33,6	29,4	23,3
3	34,8	29,3	23,0
1	36,7	29,3*	22,7*

Während im Freiland die größte Schwankung an der Bodenoberfläche liegt, ist es in den Kulturen gerade umgekehrt. In 183 cm, das noch etwas unterhalb der Bestandsoberfläche lag, ist die äußere tätige Oberfläche in ihrer Temperaturwirksamkeit erkennbar.

K. Wien (549), der am Nanga Parbat verstorbene deutsche Forscher, hat Stichprobenmessungen aus dem inneren Ostafrika mitgebracht. Im deutschen Kolonisationsgebiet von Oldeani (3° Südbreite) führte er in einer 1730 m hoch gelegenen jungen Kaffeepflanzung am 31. März und 1. April 1934 Temperaturmessungen nächst der Bodenoberfläche und in 1,5 m Höhe durch. Ein benachbarter Höhenwald (ein immergrüner Nebelwald oberhalb der Steppenzone) wurde in die Messung mit einbezogen. Während die Tagestemperaturschwankung im freien Land 11° betrug, stieg sie an dem schwarzen, ehemaligen Waldboden der Kaffeepflanzung auf 20° , da der Zwischenraum der einzelnen Kaffeebäume groß genug war, daß die Sonne bis zum Boden durchkommen konnte. Im Höhenwald aber betrug die Tagesschwankung nur 8° .

In den Hochlagen der Tropenzone beobachtete H. Scäetta (543). Am 19. Juni 1929 maß er am Karisimbi, nördlich vom Kiwu-See in

20° Südbreite, in 4506 m über dem Meere die folgenden Temperaturen um die Mittagszeit:

Temperatur in freier Luft: 5° C,
im Inneren von Alchimilla-Büschen: 14,6° C,
in der obersten Schicht trockenen Bodens: 16,2° C;

oder eine Stunde später:

Temperatur in freier Luft: 3,5° C,
in einem Büschel von *Poa Glacialis*: 17,4° C,
in einem Trockenflechtenrasen auf einer Lavaplatte: 19,4° C.

Wir finden in den kalten Hochlagen der Tropen somit einen ähnlichen Einfluß der Pflanzendecke auf die Temperaturen vor, wie sie A. Wegener für Grönland nachgewiesen hatte.

28. Kapitel

Feuchtigkeits- und Windverhältnisse in einer niederen Pflanzendecke

Wer bei Tage erstmals mit dem Thermometer die Temperaturen innerhalb und außerhalb einer niederen Pflanzendecke vergleicht, dem fällt die hohe Wärme innerhalb der Pflanzendecke auf. Beispiele hierfür waren S. 227 gebracht worden. Ursache ist einerseits das Festhalten der Bodenwärme durch die sie schützende Pflanzendecke, andererseits die unmittelbare Wärmezufuhr in diesem pflanzenumgebenen Luftraum durch die Absorption der Strahlung durch Blätter, Halme oder Zweige.

Wer bei Tage mit einem Hygrometer die Luftfeuchtigkeit innerhalb und außerhalb einer niederen Pflanzendecke vergleicht, dem fällt die hohe Feuchtigkeit innerhalb der Pflanzendecke auf. Auch hier ist die Ursache eine doppelte: einmal hemmt die Pflanzendecke (auch wenn sie abgestorben wäre) die Wegführung des vom Erdboden abgegebenen Wasserdampfes, sodann gibt die lebende Pflanzendecke, weil sie transpirieren muß, um am Leben zu bleiben, ständig Wasserdampf ab.

O. Stocker (563) beobachtete beispielsweise an einem sonnigen, fast windstillen Tag bei Freiburg i. Br. auf einer Wiese am 18. Juli 1920 bei 29° Lufttemperatur folgende Werte der Luftfeuchtigkeit:

In Höhe 100 cm, in freier Luft	57 %
„ „ 13 „ zwischen Kleeblättern	78 %
„ „ 2 „ im Gras	96 %

Das außerordentlich starke Gefälle der Luftfeuchtigkeit auf nur 1 m Höhererstreckung tritt in diesen Zahlen deutlich heraus. E. Martini und E. Teubner (702) stellten in Farmsen bei Hamburg am 1. bis 6. Juli 1930 folgende Werte der relativen Luftfeuchtigkeit in einem Grasbestand auf humosem, sandigem Lehmboden fest:

Tagesstunde:	9	12	15	18
In freier Luft	88	56	48	78
Im Gras 50 cm Höhe . . .	89	68	59	80
„ „ 20 „ „ . . .	98	85	78	80
„ „ 10 „ „ . . .	98	90	88	88

Der Vergleich zwischen Wärme- und Wasserhaushalt gilt indessen nicht uneingeschränkt. Die Temperaturschichtung nämlich kehrt im Laufe des Tages ihr Vorzeichen um: Der Boden, der tags Wärme an die Luft abgibt, nimmt nachts von ihr Wärme auf. Hinsichtlich der Feuchtigkeit aber ist die Schichtung, wenn man erst einmal auf das große Ganze sieht, immer dieselbe: vom Boden her wandert ein starker Wasserdampfstrom nach oben.

Faßt man aber die Dinge näher ins Auge, so wird auch die Feuchteschichtung in einer niederen Pflanzendecke recht kompliziert, zumal wenn die relative Feuchtigkeit, wie meist, zur Betrachtung steht. Diese hängt ja nicht nur vom Wasserdampfgehalt, sondern auch von der Temperatur ab. Machen wir uns zunächst den Vorgang der Wasserdampfanreicherung in der bodennahen pflanzenbestandenen Luftschicht klar.

Die Summe aller auf 1 qm Wiesenboden stehenden, wasserdampf-abgebenden Boden- und Pflanzenoberflächen beträgt 20 bis 40 qm. Dementsprechend ist die Wasserabgabe gesteigert, die nach neuesten Versuchen von P. Filzer (556) proportional zur Dichte des Bestandes anwächst. Man sollte zunächst meinen, daß die gegenseitige Behinderung der Verdunstung und die mit der Dichte des Bestandes zunehmende Abschirmung der Bodenoberfläche bald zu einem Grenzwert der überhaupt möglichen Wasserabgabe führt. Doch ist diese selbst bei 40facher Vergrößerung der verdunstenden Oberfläche noch nicht merklich.

Nach den Messungen an der Eberswalder Lysimeteranlage durch J. Bartels und W. Friedrich (355, 357) verdunstet pflanzenbedeckter Boden rund das Zweifache des nackten Bodens. Dieser Wert, der für dürrtigen Rasen gilt, kann bei anderer Vegetation nach den Versuchen P. Filzers auf das Fünffache, allerhöchstens und nur für kurze Zeit auf das Achtfache steigen. Dieser reichlich gelieferte Wasserdampf wird innerhalb der Pflanzendecke um so leichter fest-

gehalten, je dichter sie ist. Deshalb ist auch die relative Luftfeuchtigkeit um so höher, je dichter der Bestand ist. In drei verschiedenen dichten Aussaaten von Mais beobachtete beispielsweise P. Filzer (556) im Mittel mehrerer Ablesungen folgende Werte:

Bestandsdichte:	dicht	mittel	licht	außerhalb
qcm Blattfläche je ccm Luftraum:	1,81	0,82	0,38	0
Relative Luftfeuchtigkeit ...	73	64	51	40 %

An der Oberfläche der Bestände zeigt das Hygrometer große Unruhe, da feuchte Lufttropfen aus dem Bestand sich mit trockenem von draußen ablösen.

Ist der Boden trocken und die Blattentwicklung in einer bestimmten Höhe über dem Boden besonders üppig, so kann sich dies auch in der Feuchteschichtung bemerkbar machen. Gregor Kraus (12) beobachtete im Baumschatten an einem sehr schön entwickelten Wurmfarn im Sommer 1907 an drei verschiedenen Tagen folgende Luftfeuchtigkeiten:

	Vormittags	Mittags	Nachmittags
In 1 m Höhe (über dem Farn) .	86	58	71
Zwischen den Blättern	95	70	88
Auf dem schattigen Waldboden	88	60	72

Das Fehlen der verdunstenden Blätter am Boden und wohl auch die bei niedriger Temperatur geringe Verdunstung des Bodens machen sich geltend.

Volle Sättigung mit Wasserdampf erreicht die Luft zwischen den Blättern allerdings niemals. Die Größe der Verdunstung hängt nämlich von der Temperatur der verdunstenden Oberfläche, nicht von derjenigen der Luft ab. Sobald die Verdunstung einsetzt, erfährt die verdunstende Oberfläche eine Temperaturerniedrigung; diese setzt ihrerseits die Verdunstung herab, so daß der von den Blattoberflächen gelieferte Wasserdampf nicht mehr zur vollen Sättigung der anliegenden Luft ausreicht. Daher bleibt auch zwischen Pflanzen die Luft im allgemeinen stets unter 100%. R. Wenger (565) beobachtete an einem Regentage zwischen Blattpflanzen 98%. Das ist der höchste verbürgte Wert, der beobachtet wurde. (Bekanntlich ist ja die Bestimmung der relativen Feuchtigkeit nahe am Sättigungspunkt mit großen Schwierigkeiten verbunden.)

In Trockenzeiten und Trockengegenden und hier wiederum in lichten Beständen ist eine Steigerung der relativen Luftfeuchtigkeit zwischen den Pflanzen im Vergleich zur umgebenden Luft nicht mehr zu beobachten, weil sich dann der Temperatureinfluß geltend macht. O. Stocker (564) kam bei seinen Studien über den Wasserhaushalt der ägyptischen Wüstenpflanzen zu dem Ergebnis: „Es hat sich in keinem Falle eine Steigerung der relativen Feuchtigkeit innerhalb des Blattwerks einer Wüstenpflanze nachweisen lassen; im Gegenteil, in mehreren Fällen ergab sich in der Nähe der transpirierenden Blätter eine Verminderung der Luftfeuchtigkeit. Diese Erscheinungen kommen dadurch zustande, daß einerseits der Wüstenwind jede Anreicherung des ausgeschiedenen Wasserdampfes um die transpirierenden Organe herum verhindert und daß andererseits die von dem Erdboden und auch von der Pflanze als Wärmestrahlung zurückgeworfene Sonnenstrahlung auf eine Erhöhung der Temperatur und damit eine Erniedrigung der relativen Feuchtigkeit in der nächsten Umgebung der Pflanze hinarbeitet.“

Dieser Temperatureinfluß kann schließlich dazu führen, daß in einer niederen Pflanzendecke die Luft relativ trockener wird als im Freien. Die Messungen von F. Firbas (557) über die Standortbedingungen auf Sandstein- und Basaltböden führten zu dem Ergebnis: „Wo sich in offenen Pflanzengesellschaften der Boden bedeutend über die Lufttemperatur erwärmen kann, nimmt die relative Feuchtigkeit (bei Tage) gegen den Boden zu ab. Wo durch eine geschlossene Pflanzendecke die Unterschiede zwischen Luft- und Bodentemperatur geringer werden oder letztere hinter der ersteren zurückbleibt, herrscht das umgekehrte Bild, die relative Feuchtigkeit nimmt gegen den Boden zu.“

Greift man auf die im 10. Kapitel verwendete Ausdrucksweise zurück (s. S. 90), so kann man zusammenfassend sagen: Trotzdem durch die Pflanzendecke die Wasserdampfzufuhr in der bodennahen Luftschicht noch gesteigert wird, entspricht die vertikale Verteilung der relativen Luftfeuchtigkeit nur in der Regel dem Naßtyp. In trockenen Gegenden und Zeiten kann sich die Feuchteschichtung unter dem überragenden Einfluß hoher Temperaturen auch umkehren.

An Beobachtungsreihen besitzen wir nur eine aus den Tropen, nämlich diejenige von L. A. Ramdas, R. J. Kalamkar und K. M. Gadre (542). Die Ergebnisse sind in den Abb. 137 und 138 dargestellt. Sie beziehen sich auf dasselbe Versuchsfeld bei Poona und den gleichen Zeitraum vom 16. bis 31. Dezember 1932 wie die Darstellung der Temperaturen in der Abb. 136 (S. 273). Auf den vorderindischen Versuchsfeldern war über nacktem Boden zum Teil eine andere Feuchteschichtung gefunden worden als in Europa (vgl.

S. 96 f.). Inwieweit die in den Abb. 137 und 138 wiedergegebenen Verhältnisse auch für uns gelten, läßt sich daher nicht sagen. Aber sie geben guten Aufschluß über die Wasserdampfsätze in den dortigen Kulturen.

Beginnen wir mit den Verhältnissen zur Zeit des Einstrahlungstypus.

Der Dampfdruck (Abb. 137) im Freiland nimmt etwas zu gegen den Boden (Naßtyp). Im unbewässerten Hirsefeld ist der Dampfdruck infolge der Pflanzenverdunstung rund 1 mm höher, die Schichtung aber ebenso wie im Freiland. Im Zuckerrohr jedoch, das

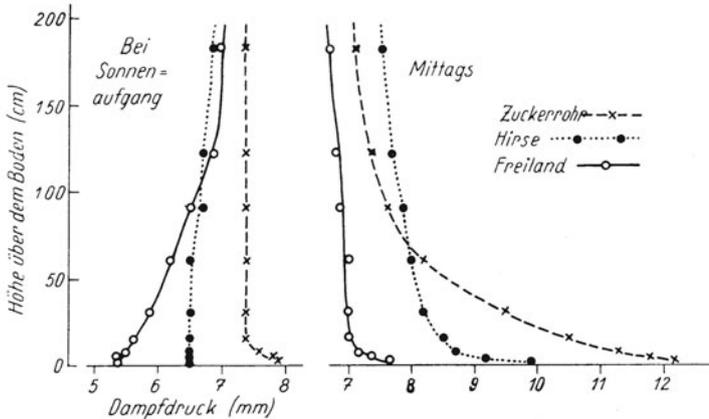


Abb. 137. Verteilung des Dampfdrucks in niederer Pflanzendecke und im Freien in Poona

(Nach L. A. Ramdas, R. J. Kalamkar und K. M. Gadre)

von Zeit zu Zeit bewässert werden muß, ist am nassen Boden der Dampfdruck ungeheuer hoch und nimmt sehr stark mit der Höhe ab. Dieses Bild im Zuckerrohr beherrscht tagsüber auch noch die relative Feuchtigkeit (Abb. 138), die von 60% am Boden auf 30% in 2 m Höhe abnimmt. Im Freiland dagegen herrscht mittags unter der Einwirkung der tropischen Bodentemperaturen (vgl. Abb. 136, S. 273) schon schwach der Trockentyp der relativen Feuchtigkeit vor. Das Hirsefeld bildet auch hier den Übergang zwischen Zuckerrohr und Freiland.

Bei Nacht herrscht bei beiden Feuchtegrößen der Trockentyp vor, da der indische schwarze Baumwollboden nachts mit großer Kraft den Wasserdampf zu absorbieren vermag. Eine einzige Ausnahme macht hiervon nur (Abb. 137) das bewässerte Zuckerrohrfeld, in dem sogar nachts der Dampfdruck in den untersten Zentimetern über dem Boden größer ist als darüber.

Der Tau ist für den Wasserhaushalt der Pflanzen von großer Bedeutung, zumal in den Trockenzeiten und an trockenen Standorten. Der Taufall ist eine Form des Niederschlags, bei dem die Ergiebigkeit (wie bei der Reif- und auch bei der Glatteisbildung) von der Temperatur der benetzten Oberfläche abhängt. Dadurch wird der Tau auch zu einer mikroklimatischen Erscheinung. Die Tauplatte, die E. Leick (575) entwickelt und in die Meteorologie eingeführt hat, ermöglicht heute sehr gut vergleichende standörtliche Taumessungen. Im Schrifttum zum vorliegenden Kapitel sind die wichtigeren Veröffentlichungen genannt [(566) bis (585)], die sich

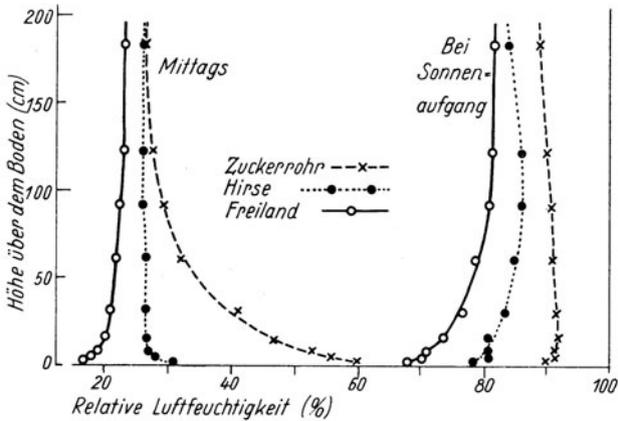


Abb. 138. Verteilung der relativen Feuchtigkeit in niederer Pflanzendecke und im Freien in Poona

mit der Taufrage befassen. Auf den zusammenfassenden Bericht von J. Stephan (580) sei besonders hingewiesen.

Wenden wir uns nunmehr der Beeinflussung des bodennahen Windfeldes durch die Pflanzendecke zu.

Die bisher besprochenen hohen Tagestemperaturen und die hohe Luftfeuchtigkeit kann sich zwischen den Pflanzen nur halten, weil der über den Boden hinstreichende Wind schwer in die Pflanzendecke hineingreifen kann. Der Massenaustausch ist nur in den oberen Teilen der Pflanzendecke merklich. Der Wind wird daher hauptsächlich nur „die Dampfkuppe über dem Bestand wegwischen“, wie es P. Filzer (555) so treffend ausdrückt.

Die Beweglichkeit der Pflanze bewirkt, daß die Bremsung eine andere ist als über dem festen Boden. Blätter führen je nach Art der Pflanze verschiedene Bewegungen aus. Die Halme des Ährenfeldes wogen im Winde. Die Schwingungen richteten sich in erster

Linie nach der Eigenschwingung des mechanischen Systems, das die Pflanze darstellt. Die Massenverteilung im Baum bestimmt die Zeit seines Hin- und Hergangs, sobald der Anstoß durch den Wind erteilt ist. Das läßt sich im Walde gut beobachten. Treffen bei Sturm aufeinanderfolgende Böenstöße den Baum zufällig im Rhythmus seiner Eigenschwingung, so wird dadurch, worauf A. Schmauß (562) aufmerksam machte, die Bruch- bzw. Wurfgefahr erheblich gesteigert. Windwurfschäden brauchen also nicht bloß durch den Winddruck entstehen, sondern können auch in dieser Resonanzerscheinung ihre Ursache haben.

G. Hellmann (216) hat schon 1915 bei Besprechung der Nauener Winduntersuchung erwähnt, daß ein in 2 m Höhe aufgestellter Windmesser 10% an Windgeschwindigkeit verlor, wenn das Gras am Boden darunter seinen höchsten Wuchs hatte. Das wachsende Gras hatte gleichsam die Bodenoberfläche dem Windmesser genähert. Für die Bremsung der Windgeschwindigkeit in der bodennahen Luftschicht war nicht mehr die Oberfläche des festen Bodens in der Höhe $z = 0$ maßgebend, sondern eine andere Bezugsfläche in der Höhe $z = z_0$. Der Wert z_0 hängt offenbar von Höhe und Art der Pflanzendecke ab; man nennt ihn die Rauigkeitshöhe z_0 .

Im Inneren der Pflanzendecke herrscht Luftruhe. Man lege sich nur auf sturmübertobter Heide zwischen die Büsche der Calluna. „Wie in einer Versenkung verschwunden, kommt man sich vor: oben rauscht's . . . , aber unter den Callunen fühlt man kaum einen Hauch“ (A. Koelsch). Diese Verhältnisse sind durch die trefflichen Messungen von O. Stocker (563) zahlenmäßig erfaßt. Er beobachtete beispielsweise bei Sturm in der Nähe von Bremerhaven am 11. Januar 1921 in der Heide folgende Windgeschwindigkeiten:

Über der Heide in 180 cm Höhe	9,3 m/sec
zwischen den Wipfeln der Calluna in 50 cm Höhe ..	3,7 „
zwischen den Wipfeln der Calluna in 30 cm Höhe ..	1,4 „
zwischen den Calluna in 10 cm Höhe	1,0 „

Oder an einem sonnigen, windigen Tage (12. Oktober 1920):

In 180 cm Höhe über der Heide	5,1 m/sec
in 40 cm Höhe zwischen den Callunawipfeln	1,7 „
in 2 cm Höhe an kleiner, freier Stelle zwischen den Calluna	weniger als 0,008 „

Auf Grund zahlreicher derartiger Messungen schloß daher 1928 O. Stocker (564), daß die meisten deutschen krautartigen Pflanzen niemals Werten über 1 m/sec ausgesetzt seien, ihre normale Beanspruchung dagegen oft unter 0,1 m/sec bleibe. Das erste der oben gegebenen Beispiele mit 3,7 m/sec zwischen den Wipfeln der Calluna stellt den Extremwert dar, den Stocker überhaupt je gemessen hat.

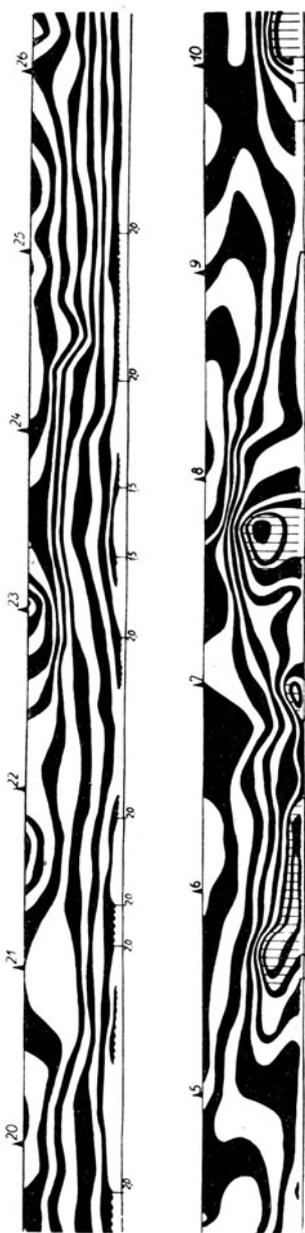


Abb. 139. Die verschiedene Windstruktur über einem Stoppelfeld (oben) und einem Rübenacker (unten). (Aufnahmen von Wilh. Schmidt)

Anders ist es im windstarken Wüstenklima. Daß dieser Windschutz, den die Pflanzenorgane innerhalb der Vegetationsdecke genießen, von größter Bedeutung für deren Wasserhaushalt ist, braucht kaum noch gesagt zu werden.

W. Kreutz (560) hat in einem Weizenfeld und in zwei mit Ackerbohne bzw. Kartoffeln bestandenen Äckern in 25 cm Höhe durch Messungen ermittelt, wieviel % die Bremsung des Windes innerhalb der Pflanzendecke in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit beträgt. Faßt man seine Ergebnisse etwas zusammen, so findet man die folgenden %-Werte:

Freie Windgeschwindigkeit (m/sec)	Bremsung in %		
	Weizen	Ackerbohne	Kartoffel
unter 1	24	20	30
1—2	15	23	24
2—3	11	15	23
über 3	9	11	—

Danach wird die bremsende Wirkung der niederen Pflanzendecke anteilmäßig um so kleiner, je höher die Windgeschwindigkeit wird. (Daß es mit der Windschutzwirkung eines Fichtenbestandsmantels gerade umgekehrt ist, werden wir im 35. Kapitel erfahren.)

Über den Einfluß, den die Art der Pflanzendecke auf die Windbremsung ausübt, besitzen wir heute gute Meßreihen. Zunächst soll die Abb. 139 den Strukturunterschied des Windes über verschiedenartigem Bestand erkennen lassen. Die Methode, mit der Wilh. Schmidt (112) die Messungen ausführte, wurde bereits

im 4. Kapitel auf S. 45 erläutert. In Hommelsheim bei Düren im Rheinland wurden die stoffbespannten Drahtrahmen (Winddruckplatten) mit 50 cm Höhenabstand und 60 cm Seitenabstand aufgestellt, einmal (Abb. 139 oben) über einem vollkommen ebenen

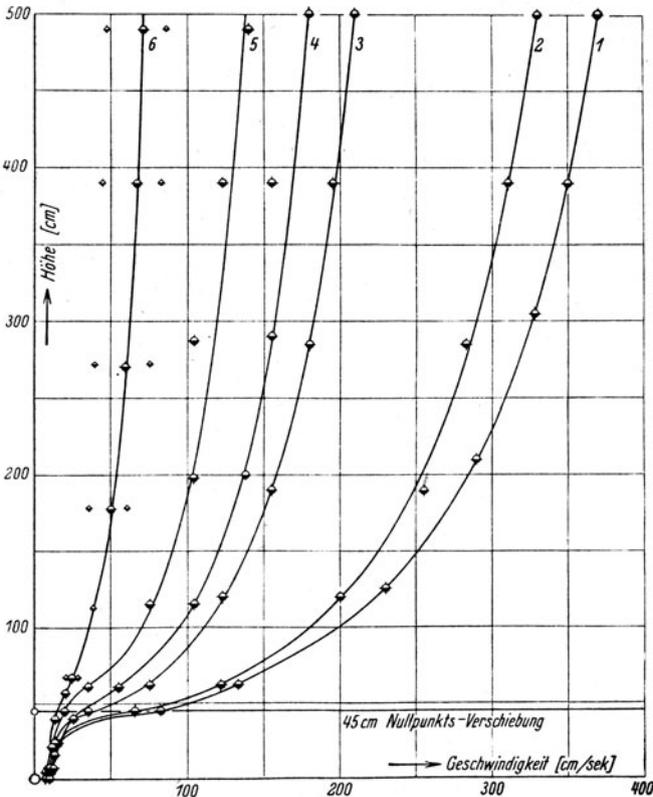


Abb. 140. Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe über einem Rübenfeld (Nach W. Paeschke)

Stoppelfeld nach Weizen, zweitens (Abb. 139 unten) über einem ebenen Rübenfeld, dessen gleichförmig dichter Blätterbestand 40 bis 50 cm über dem Boden lag. Mindestens 200 m weit überstrich der Wind das Rübenfeld, ehe er zur Meßstelle kam; bei dem Stoppelfeld war der Anlaufweg noch viel größer. In beiden Fällen hatte sich also der Wind auf die Rauigkeit des Untergrunds einstellen können.

In der Abb. 139 sind Vertikalschnitte gezeichnet, die eine Höhe von $1\frac{1}{2}$ m über dem Stoppelfeld bzw. oberhalb des Rübenblätter-

daches erfassen. Die Linien gleicher Windgeschwindigkeit sind in Stufen von je 25 cm/sec gezeichnet und die Zwischenräume abwechselnd schwarz und weiß getönt. Wo der Wind einmal entgegengesetzt zur Hauptwindrichtung wehte, ist dies durch weite senkrechte

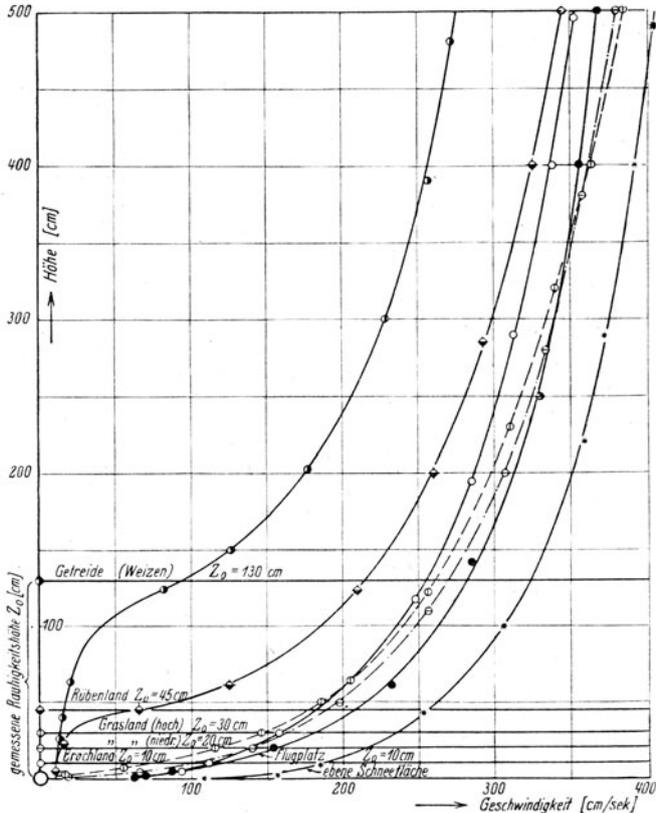


Abb. 141. Mittlere Geschwindigkeitsprofile über verschiedenartigen Pflanzendecken und Bodenarten (Nach W. Paeschke)

Schraffur gekennzeichnet. Die beiden Stichproben umfassen, wie man an der Zeitskala erkennt, nur 5 bis 6 Sekunden.

Über dem Stoppelfeld herrscht im wesentlichen eine normale Windschichtung und eine gleichförmige ruhige Strömung mit geringen zeitlichen Änderungen der Geschwindigkeit. Über dem Rübenacker treten aber gewaltige Störungen auf. Die grobe rauhe Oberfläche bewirkt sogar zeitweise ein Umspringen des Windes dicht

oberhalb der Blattbüschel; bisweilen (s. Sekunde 5) scheint die Luft wie still zu stehen.

In Göttingen hat W. Paeschke (561, 224) eine experimentelle Untersuchung über die Rauigkeit mit modernsten Versuchsmethoden ausgeführt. In der Abb. 140 bringen wir daraus eine Darstellung der Windgeschwindigkeitsverteilung über einem Rübenland. Die Profile 1 bis 6 entsprechen Stichproben von verschiedenen Tageszeiten an einem heiteren Strahlungstag (26. Juli 1935). Vom Boden weg ändert sich die Windgeschwindigkeit zunächst nur ganz wenig. Erst mit dem Herauskommen aus dem Acker nimmt sie erst rasch, dann langsamer zu. Die normale Windverteilung mit der Höhe kann auch hier als gültig angesehen werden, wenn man an Stelle der Bodenoberfläche eine Rauigkeitshöhe z_0 (s. oben S. 281) gleich 45 cm annimmt und erst von da ab die auf S. 101 f. gegebene Grundgleichung anwendet.

Naturgemäß hängt z_0 ganz von Höhe und Art der Pflanzendecke ab. In der Abb. 141 ist die von Paeschke gegebene Zusammenstellung der Messungen von verschiedenartigen Feldern, auch von Brachland, von einem Flugplatz und einer Schneefläche wiedergegeben. Die Rauigkeitshöhe ist für jeden einzelnen Untergrund als horizontale Linie eingetragen. Die Windverteilung über dem Schneefeld mit seiner geringen Rauigkeit gleicht derjenigen über nacktem Boden. Bei den übrigen Profilen ist die Zweiteilung nötig, nämlich in den Teil unterhalb z_0 und den Normalteil oberhalb z_0 .

Aber nicht nur die Größe z_0 hängt von Höhe und Art der Pflanzendecke ab, sondern auch der Exponent α in der Gleichung S. 101, welche die Windgeschwindigkeitsänderung mit der Höhe darstellt. Die Messungen von W. Paeschke (224) ergaben:

Art des Bodens bzw. der Pflanzendecke	Rauigkeits- höhe z_0 (cm)	Reziproker Exponent (Wert $1 : \alpha$)
Ebene Schneefläche	3	5,0
Flugplatz Göttingen	10	4,3
Brachland	10	4,0
Niedriges Grasland	20	3,8
Hohes Grasland	30	3,6
Rübenacker	45	3,0
Weizenfeld	130	3,5

Diese Ergebnisse liefern uns ein vollständiges Bild über die Windverhältnisse innerhalb einer niederen Pflanzendecke. Bei dem Wald wächst die Rauigkeitshöhe zu ganz anderen Größen an. Der unterhalb z_0 gelegene Teil wird zum windruhigen Stammraum. Darauf kommen wir im 32. Kapitel zu sprechen.

Neben den bisher genannten Einzelfaktoren: Strahlung, Temperatur, Feuchtigkeit und Wind kann es auch bisweilen von Nutzen sein, die Abkühlungsgröße, welche von den vier genannten Faktoren zugleich abhängt, zu verwenden. Erstmals hat A. Kestermann (559) mit zwei Frigorigraphen nach Pfeleiderer und Büttner vergleichende Messungen im Garten zwischen Bäumen und Sträuchern gemacht. Dabei zeigte sich, daß der Frigorigraph gerade zu mikroklimatischen Untersuchungen besonders geeignet ist. Es sei hier auf die leicht zugängliche Arbeit verwiesen.

29. Kapitel

Forstmeteorologie, Waldklima, Bestandsklima

Von der niederen Pflanzendecke gehen wir weiter zum Wald. Dies bedeutet in mancher Hinsicht einen Übergang von landwirtschaftlichen zu forstwirtschaftlichen Fragestellungen.

Unter dem Begriff der Forstmeteorologie sollen alle Beziehungen zusammengefaßt werden, die den Forstmann mit dem Meteorologen verbinden. Wie sich die Meteorologie in Wetterkunde und Klimakunde gliedert, so hat auch die Forstmeteorologie zwei unter sich ziemlich getrennte Aufgabenbereiche. An der Wetterkunde ist der Forstmann soweit interessiert, als einzelne Witterungsvorgänge für seinen Wald Bedeutung gewinnen. Das sind allermeist schadenbringende Ereignisse, wie Windwurf, Schneebruch, Rauhref, Spätfrost, Dürrezeiten und ähnliches mehr.

In der forstlichen Klimatologie sind zuerst die großklimatischen Aufgaben zu nennen. Im Wechsel günstiger und ungünstiger Jahre vollzieht sich das Wachstum der Bestände. Der Forstwirtschaftler befragt daher die Klimatabellen der meteorologischen Stationen, wenn er den Zusammenhang zwischen Witterungsperioden und Zuwachs feststellen will. Es gibt auch kein Forsteinrichtungswerk ohne klimatologische Grundlagen. Die Wahl der Holzarten und der anzubauenden Rassen ist ohne Kenntnis des Großklimas nicht möglich, vor allem, wenn es sich um Holzarten handelt, die aus anderen Ländern und Klimazonen stammen. Das große Werk von C. A. Schenck (615) über die fremdländischen Wald- und Parkbäume ist in seinem I. Band in der Hauptsache eine Großklimatologie der Waldgebiete der Erde. Bei der langen Umtriebszeit des Waldes müssen auch Klimaschwankungen und Klimaänderungen Beachtung finden.

Das Mikroklima hat für den Forstmann zunächst die Bedeutung, daß es das Standortklima des forstlichen Jungwuchses ist.

Der Wald ist niemals so klimaempfindlich wie in dem Zeitpunkt, da er begründet wird. Das Standortsklima der Kulturen ist nun aber beeinflußt durch die Kulturmaßnahmen des Wirtschafters. Darum hat er am Standortsklima ein unmittelbar praktisches Interesse. Was in den ersten Kapiteln des vorliegenden VI. Abschnittes über die Beziehungen zwischen der niederen Pflanzendecke und dem Mikroklima ausgeführt wurde, gehört mithin schon zu den Grundlagen forstmeteorologischer Erkenntnis.

Darüber hinaus aber muß der Forstmann auch die Klimaverhältnisse in seinen Altbeständen kennen lernen. Einmal will er wissen, in welcher Weise der Wald auf die Witterungsereignisse anzusprechen pflegt, wie also der Wärmehaushalt und der Wasserhaushalt des Waldes in der Gesamtheit des Kronenraumes, Stammraumes und Bodenraumes vor sich geht und wie diese Verhältnisse mit der Jahreszeit, der Holzart, dem Bestandsalter und der Bestandsverfassung sich ändern. Sodann interessiert ihn die Einwirkung eben dieses Klimas auf die unmittelbare Umgebung des Waldes; denn er verjüngt mit Vorliebe seine Bestände in der Nähe des Altholzes, also noch unter dessen klimatischem Einfluß. Das Mikroklima in Altholznahe wird dadurch auch Standortsklima für den Jungwuchs. Alle diese Fragen werden in den folgenden Kapiteln behandelt.

Man könnte daran denken, sie unter dem Begriff Waldklima zusammenzufassen. Doch hat dieser Begriff im Laufe der forstmeteorologischen Forschungsgeschichte schon eine andere Bedeutung erhalten.

Als nämlich zu Anfang des 19. Jahrhunderts die Machthaber der französischen Revolution die Wälder Frankreichs auf das rücksichtsloseste verwüsteten, zeigten sich bald mit erschreckender Deutlichkeit die Folgen davon. Die Öffentlichkeit fast ganz Europas beschäftigte sich sorgend mit der Notwendigkeit der Erhaltung des Waldes. Damals trat auch an die Klimatologen die Aufgabe heran, die Einwirkung des Waldes auf das Großklima, seine „Wohlfahrtswirkungen“, wie man es nannte, unter Beweis zu stellen und dadurch der Forstpolitik eine gerechte Waffe in die Hand zu geben. Man versuchte alsbald auf verschiedenen Wegen zum Ziel zu kommen.

In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts hatten die neu errichteten meteorologischen Landesnetze ihre ersten Meßreihen veröffentlicht. Man benutzte zunächst diese und prüfte sie daraufhin, ob in stark bewaldeten Ländern oder Landstrichen die Klimaverhältnisse nachweisbar andere wären als in unbewaldeten Gebieten. Diesen Weg gingen z. B. H. E. Hamburg (602) und A. Woeikof (635). Bei den weitmaschigen Beobachtungsnetzen der damaligen Zeit mußte dies Verfahren aber erfolglos bleiben. Breitenlage, Seehöhe, Kontinentalität, Geländegestaltung, Lage zu den Aktionszentren

der Atmosphäre und viele andere Faktoren ließen es nicht zu, den Einfluß des Waldes allein herauszuschälen.

Bald tauchte der Gedanke auf, die plötzliche Entwaldung oder die plötzliche Bewaldung eines Landes würde einen für den vorliegenden Zweck geeigneten Großversuch ermöglichen. Im Ablauf der vielgestaltigen Völkergeschichte kommen ja solche Fälle vor. Aber da gibt es andere Hindernisse. In einem Land, das seinen Wald vernichtet, sind kaum die Vorbedingungen gegeben, durch sorgsame wissenschaftliche Versuche die schädlichen Folgen einer solchen Verwüstung noch unter Beweis zu stellen. Die Aufforstung aber dauert im allgemeinen zu lange.

Eine Ausnahme machen hier nur die Tropenländer mit ihrem erstaunlich raschen Waldwuchs. Durch ein neues Forstgesetz von 1875 waren im zentralen Teil Vorderindiens große Aufforstungen in Gang gebracht. In einer Untersuchung, welche die Jahrzehnte vor und nach der Aufforstung umfaßte, glaubte H. F. Blanford (587) eine Niederschlagsvermehrung durch die Wiederbewaldung nachweisen zu können. Aber A. Kaminsky (606) zeigte, daß es sich dabei um eine großräumige Klimaschwankung gehandelt hatte, von welcher die von Blanford gewählten Vergleichsstationen außerhalb des Waldes zufällig nicht betroffen worden waren. Es ist dies wiederum ein Beweis, wie schwierig solche Versuche mit weitmaschigen Beobachtungsnetzen sind.

Um den Einfluß des Waldes auf den Niederschlag zu zeigen, benutzte J. Schubert (629) nicht das meteorologische Landesnetz, sondern ein Sondernetz von 28 Regenstationen, die ein Jahrzehnt hindurch im Waldgebiet der Letzlinger Heide in Tätigkeit waren. In sorgfältiger Analyse der Beobachtungsergebnisse schaltete er nacheinander den Einfluß der Seehöhe, der geographischen Breite und der verschiedenen Lage zum Meer aus. Bei einem so engmaschigen Stationsnetz ist das eher möglich. Ferner wurde noch der Windfehler frei aufgestellter Regenmesser und die Kondensationsbereitschaft der feuchten Luft berücksichtigt. Nun konnte er durch mathematische Fehlerberechnung zeigen, daß die gesetzmäßige Abhängigkeit der Niederschläge von der Bewaldung größer war, als der Einfluß aller übrigen, noch zufällig mitwirkenden Umstände. Das Schlußergebnis dieser 1937 erschienenen Arbeit war ein Zweifaches: 1. Vom Jahresniederschlag in der Letzlinger Heide sind 6% dem Einfluß der Bewaldung zuzuschreiben und 2. Der Einfluß des Waldes ist in Trockenjahren nachweisbar größer als in nassen Jahren.

Der klassische Weg jedoch, der im 19. Jahrhundert zur Ermittlung des Waldeinflusses auf das Klima beschritten wurde, bestand in der Errichtung der sogenannten „forstlichen Doppelstationen“, die von E. Ebermayer (592) in Bayern begonnen, durch A. Müttrich (611,

613) in Preußen und durch v. Lorenz-Liburnau (608) in Österreich großzügig durchgeführt wurde und in manch anderen Ländern Nachahmung fand. Es wurden jeweils Paare meteorologischer Stationen in Betrieb genommen, die eine Station im Freiland zur Erforschung des Freilandklimas, die andere in nächster Nähe davon im Wald zur Erforschung des Waldklimas.

Es ist offensichtlich, daß man den Begriff Waldklima damit gleichsetzte dem Begriff des Stammraumklimas. Dieses aber ist nur ein Teilstück vom Klima des Waldes. Daß man es zuerst beachtet und beobachtet hat, ist wohl verständlich, weil der im Walde

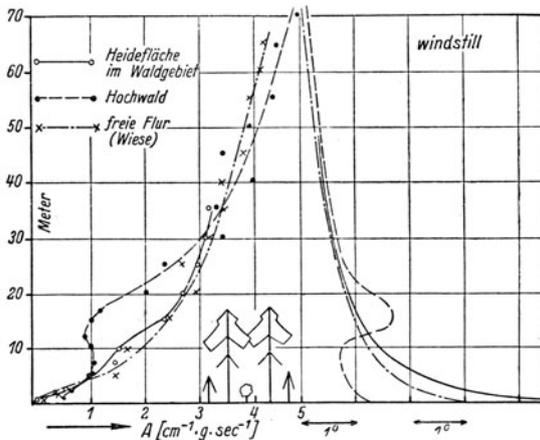


Abb. 142. Austauschgröße (links) und Temperaturverteilung (rechts) im Freiland und im Wald an einem Sommertag (Nach H. G. Koch)

wandernde Mensch zunächst nur dieses Klima in seinen physischen und psychischen Auswirkungen erlebt. Aber physikalisch betrachtet ist es ein höchst unwichtiges Stück. Das lehrt uns sogleich ein Blick auf die Abb. 142.

H. G. Koch (133) benutzte elektrische Widerstandsthermometer, die er an kleine Gummiballons anhängte und konnte auf diese Weise Temperatur und Austausch in den ersten 100 m über dem Boden messen. Auch einen 17 m hohen Kiefernwald in der Lüneburger Heide bezog er in seine Messungen ein. Am 28. August 1936 um 11 Uhr war die Temperaturverteilung im Waldgebiet und im benachbarten Freiland wie in der Abb. 142 rechts gezeigt. Über dem Freiland war der Einstrahlungstypus markant ausgeprägt. Auf einer Heidefläche, die vom Wald umschlossen war, lagen die bodennahen Temperaturen wegen des dort geringeren Massenaustauschs sogar noch höher, die

Art der Temperaturschichtung aber blieb dieselbe. Ganz anders aber ist es im Wald. Im Raum über dem besonnten Kronendach ist die Luft wesentlich wärmer als in gleicher Höhe im Freiland. Was aber dort gewonnen wird, geht dem Stammraum verloren. Die Abb. 142 veranschaulicht sofort, daß man aus dem Vergleich von Freiland- und Stammraumklima in Bodennähe keinen Rückschluß auf die Einwirkung des Waldes auf das Großklima ziehen kann. Dafür muß man die ganze vom Wald beeinflusste Atmosphäre berücksichtigen.

Ist man sich dieser Voraussetzungen bewußt, so kann man an die seinerzeitigen „Waldklima“-Untersuchungen mit ungeteiltem

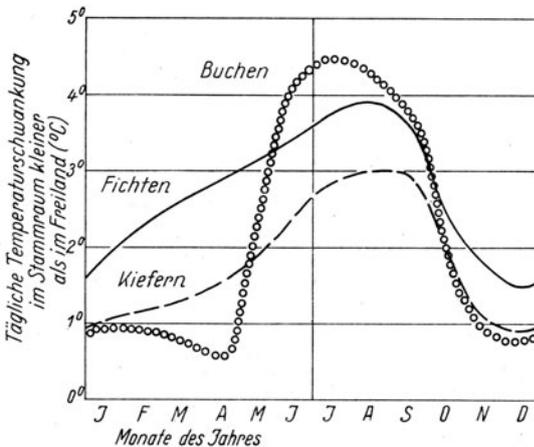


Abb. 143. Einfluß der Holzart auf die Verkleinerung der täglichen Temperaturschwankung im Stammraum gegenüber dem Freiland (Nach A. Müttrich)

Interesse herangehen; denn sie liefern einen vorzüglichen Einblick in das Stammraumklima, wie es der in den Bestand tretende Mensch im Gegensatz zum Freilandklima erlebt. Durch H. Burger (589, 590), von Liburnau (608), A. Müttrich (611–613) und vor allem durch J. Schubert (617–629) sind die Beobachtungsergebnisse der forstlichen Doppelstationen ausführlich bearbeitet worden. Wir besprechen hier nur kurz die Lufttemperaturen.

Die Abschattung durch das Kronendach bewirkt, daß im Stammraum der Temperaturgang gemäßiger ist als im benachbarten Freiland. Die Größe des Unterschiedes hängt in hohem Maße von der Holzart ab. Die Abb. 143 zeigt nach 15jähriger Beobachtungsreihe von A. Müttrich (611) an 5 Stationspaaren im Fichtenwald, an 4 im Kiefernwald und 6 im Buchenwald die Verkleinerung der Tages-

temperaturschwankung im Stammraum gegenüber dem Freiland. Die Beobachtungen wurden draußen und drinnen in einer Hütte in 1,8 m über dem Boden ausgeführt.

Alle drei Kurven zeigen den zu erwartenden jährlichen Gang mit einem Maximum in der strahlungsreichen Sommerzeit und einem Minimum im frühen Winter. Am markantesten ist die Laubwaldkurve. Wenn im Frühjahr die kräftiger werdende Sonnenstrahlung in den kahlen Buchenwald einfällt, ist der Unterschied zwischen Feld und Wald nur geringfügig. Was der Stammraum durch den Schatten der Stämme und Äste an zugestrahelter Wärme gegenüber dem Freiland verliert, gewinnt er nämlich dadurch, daß die Luftruhe im Bestand die Wärme festhält. Auf die ungewöhnlich hohen Temperaturen, die F. Firbas (288) in der Laubstreu um diese Zeit nachwies, ist schon auf S. 137 hingewiesen worden. Mit dem Laubausbruch tritt aber ein jäher Wechsel ein. Das dichte Blätterdach der Kronen fängt alle Strahlung ab. Die Tagesschwankung wird im Buchenbestand um fast 5° (im Mittel!) herabgesetzt und erreicht damit einen Wert, der von keiner anderen Holzart zu irgendeiner Zeit erreicht wird.

Der Nadelwald ist in seinem Gang viel gleichmäßiger. Er schirmt den Stammraum nie so wenig wie der Buchenwald vor dem Laubausbruch und nie so kräftig wie der belaubte Buchenwald. Die Kurven für die beiden Nadelhölzer laufen im wesentlichen parallel. Diejenige des Fichtenwaldes mit seinem dichten dunklen Kronendach liegt stets wesentlich höher als diejenige des lichtereren Kiefernwaldes.

Will man das Problem, den Einfluß des Waldes auf das Großklima zu bestimmen, überhaupt angreifen, so kann es nur dadurch geschehen, daß man erst einmal den Wärme- und Wasserhaushalt des Waldes in seiner Ganzheit erforscht und das Ergebnis mit dem Wärme- und Wasserhaushalt des unbestockten Bodens vergleicht. Man mißt dann nicht die Wirkung, sondern geht auf die Ursachen zurück, auf denen der Einfluß beruht.

Aber auch die praktischen waldbaulichen Interessen drängen immer mehr dazu, erst einmal den Wald selbst als Ganzes meteorologisch verstehen zu lernen. Da aus den früher dargelegten Gründen das Wort Waldklima vermieden werden muß, wollen wir lieber vom Bestandsklima sprechen. Der Begriff des Bestandsklimas soll demnach in sich schließen das Mikroklima des Kronenraums samt dessen Einflußbereich darüber, das Stammraumklima, das kürzlich von Boos (657) auch gut: Bestandsinnenklima genannt wurde, und das Klima des Waldbodens und der waldbodennächsten Luftschicht, sofern sich letzteres vom Stammraumklima unterscheidet.

Das Bestandsklima als Ganzes lernt man, wie die Abb. 142 zeigte, erst kennen, wenn man sein Hauptaugenmerk auf die äußere tätige

Oberfläche (s. S. 263) richtet. Das ist beim Bestand die Kronenoberfläche. Dorthin muß man zuerst mit den Meßinstrumenten, da

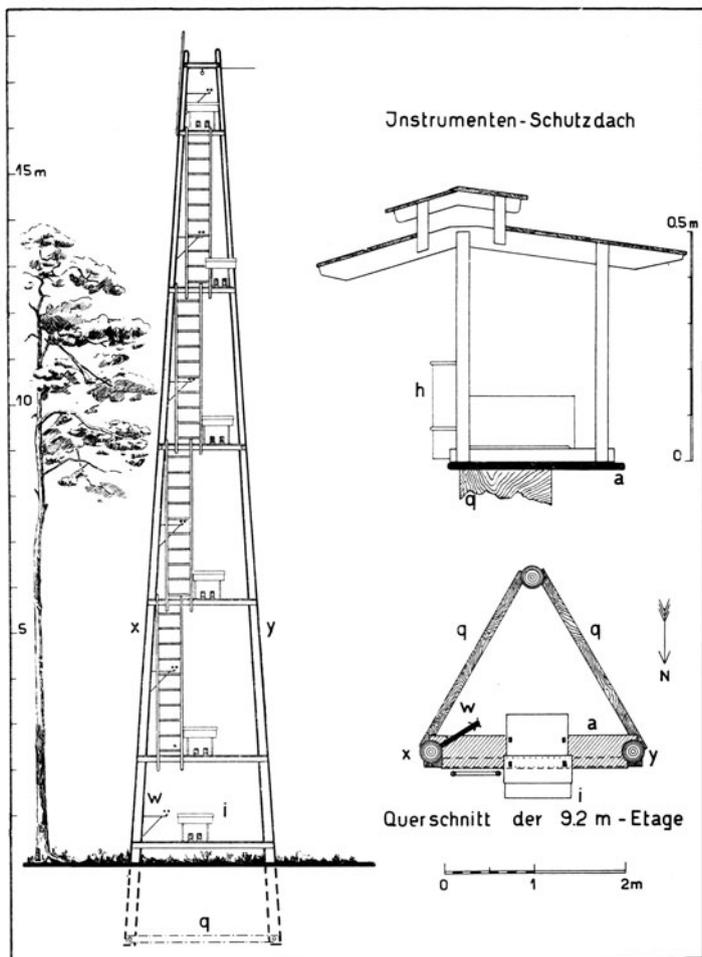


Abb. 144. Beobachtungsgerüst im Forstamt Wondreb zur Erforschung des Bestandsklimas. (Nach R. Geiger)

dort die meteorologischen Ereignisse vor sich gehen. Die neuere Forschung ist auch diesen Weg gegangen.

Wohl zum ersten Male hat im Jahre 1924 das forstmeteorologische Institut in München unter A. Schmauß ein festes, entsprechend hohes Beobachtungsgerüst in einem Kiefernbestand der bayerischen

Ostmark errichtet. Zur Veranschaulichung der Arbeitsmethode ist das Gerüst in der Abb. 144 dargestellt, wie es R. Geiger (649) seinerzeit beschrieb. Es war nach Art eines Jagdsitzes mit dreieckigem Grundriß aus drei durchlaufenden Baumstämmen (x, y) errichtet, die im Boden, an den sechs Instrumentenetagen und an der Spitze durch Querbalken (q) verbunden waren. Um die Instrumente möglichst vor jedem Einfluß durch die Aufstellung zu bewahren, wurden die sechs Etagen nicht ausgebaut, sondern nur auf einem Querbrett (a) wurden Schutzdächer (i) aufgestellt, die gegen Regen und Hagel Schutz boten. Sonst aber hatte die Luft freien Zutritt zu den Instrumenten. Unter das Schutzdach kam je ein Thermograph, ein Hygrograph (h , in Abb. 144 zur Verdeutlichung der Größenverhältnisse eingezeichnet) und die zugehörigen Kontrollinstrumente. Die Windmesser (w) wurden, um Beeinflussungen durch die Instrumentenetagen zu vermeiden, zwischen diese gesetzt; eiserne Arme hielten sie im nötigen Abstand vom Baum. Der Zugang zu den Instrumenten für den während der Messungen stets anwesenden Beobachter erfolgte auf einer außen hinaufgeführten Leiter, neben der auch die elektrischen Leitungen für die Windmesser herabließen, die in einer Waldhütte ihre Aufzeichnungen niederschrieben.

Diese Forschungsmethode wurde seitdem vielfach verwendet. 1927 bauten R. Geiger und H. Amann (650) zwei 27 m hohe Gerüste gleicher Art in einem Alteichenbestand des Forstamts Schweinfurt. Um etwa dieselbe Zeit errichtete C. Schmid-Curtius (258) einen sehr festen Turm in einem 20 m hohen Fichtenbestand am Inselberg in Thüringen, der allerdings vorwiegend für die Erforschung der heilklimatischen Wirkung des Waldes Verwendung fand. 1931 endlich baute H. Ungeheuer (654) in einem 17 m hohen Buchenbestand im Taunus ein mit elektrischen Thermometern ausgestattetes Beobachtungsgerüst. An den genannten vier Stellen, die in Beständen von vier verschiedenen Holzarten liegen, ist die Erforschung des Waldklimas als Ganzes in Angriff genommen worden.

Der Meteorologe, der seine Instrumente auf dem Gerüst ständig überwachen und versorgen muß, erlebt anschaulich die Steuerung des Waldklimas vom Kronenraum her. R. Geiger (599) hat uns eine Schilderung davon gegeben.

In den folgenden Kapiteln 30 bis 32 soll zunächst dieses Bestandsklima in einem hohen, gutwüchsigen, hiebsreifen Altbestand zur Darstellung kommen. Daran soll wie an einem Muster gezeigt werden, wie der Wald auf die Vorgänge in der freien Atmosphäre anspricht, sie abwandelt und so ein Sonderklima zustande bringt. Den Einfluß der Bestandsverfassung, das Mikroklima auf Lichtungen und Schneisen, sowie an Bestandsrändern wird später im 33. bis 35. Kapitel behandelt werden.

30. Kapitel

Die Strahlungsverhältnisse im Altbestand

An Hand der Abb. 127 (S. 264) hatten wir gezeigt, wie in einer Wiese die Strahlung der Sonne und des Himmels in einem verhältnismäßig großen vertikalen Bereich zur Absorption kommt. Auch im Waldbestand fangen Blätter und Nadeln, Zweige und Äste die Strahlung ab, so daß nur wenig bis zum Waldboden durchdringen kann. Die äußere tätige Oberfläche (s. S. 263) ist beim Wald die Kronenoberfläche. Im Gegensatz zur Wiese aber wird bereits in dieser höchsten Schicht der Pflanzendecke der Hauptteil der Strahlung zurückgehalten.

Die Abb. 145 zeigt die Helligkeitsverteilung in einem 120- bis 150jährigen, mit einzelnen Fichten untermischten Rotbuchenbestand, der bei Lunz (Ostmark) in rund 1000 m Seehöhe auf einem 20° geneigten Südosthang stand. Die Messungen wurden von E. Trapp (646) im Jahre 1937 mittels Langescher Photozellen, die vorwiegend für gelbes und grünes Licht empfindlich sind, unter Benutzung einer Beobachterkanzel mit mehreren Plattformen ausgeführt. Die Ergebnisse von sonnigen und von trüben Tagen sind getrennt gemittelt und dargestellt.

Im allgemeinen wird rund 80% der einfallenden Strahlung bereits im Kronenraum abgefangen. Nur weniger als 5% erreichen den Waldboden. Trotzdem der absolute Betrag der Strahlung an sonnigen und trüben Tagen natürlich sehr verschieden ist, weist die in der Abb. 145 gezeigte relative Verteilung keine beträchtlichen Unterschiede auf. An sonnigen Tagen ist die relative Absorption größer, weil nämlich der Anteil der direkten Sonnenstrahlung überwiegt. An trüben Tagen aber ist das zerstreute Himmelslicht allein wirksam; dieses dringt, weil es ungerichtet ist, leichter in das Innere des Bestandes ein. Das macht sich vor allem im obersten Teil des Stammraumes geltend. Am Waldboden aber ist der Unterschied schon wieder geringfügig.

Eine Reihe von anderen Messungen hat bestätigt, daß für eine bestimmte Stelle am Waldboden der relative Anteil der empfangenen Helligkeit ziemlich unabhängig vom herrschenden Wetter ist. A. Ångström und C. Chr. Wallén (637) messen diesem Umstand eine große praktische Bedeutung zu. Es wird nämlich dadurch möglich, die langjährigen Beobachtungsreihen der Strahlung, die von den meteorologischen Freilandstationen vorliegen, für die Ermittlung des Strahlungsgenusses im Waldschatten stehender Pflanzen zu benutzen. Wenn man nur eine kurze Meßreihe an dem fraglichen Ort bei irgendeiner Witterung ausgeführt hat, so ist damit der Um-

rechnungsfaktor gewonnen, mit dem man die langjährige Reihe auf den Ort im Bestandsschatten beziehen kann.

Die Abb. 145 zeigte die Helligkeitsverteilung in einem einzelnen Bestand. Welcher Anteil des Außenlichtes im allgemeinen bis zum Waldboden durchkommt, hängt in hohem Maße von Holzart, Bestandsalter, Schlußgrad und bei Laubholz auch vom Belaubungszustand ab. Der im Wald wandernde Mensch genießt dies gedämpfte und farbige Licht. Der Unterschied zwischen dem dunklen Fichtenwald und dem lichten Kiefernbestand fällt jedem auf. Aber auch

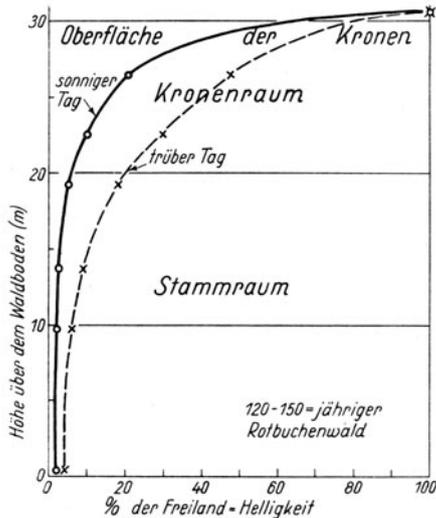


Abb. 145. Abnahme der Helligkeit im Innern eines dichtbelaubten Rotbuchenbestands
(Nach E. Trapp)

für den Lichtgenuß des Unterwuchses, der aufkommenden Naturverjüngung und der Bodenflora im Wald und damit für ihre Wüchsigkeit hat der Standortsfaktor Licht am Waldboden unmittelbare Bedeutung.

J. Wiesner (647) hat als erster unter Benutzung der Hechtschen Graukeile systematische Meßreihen unternommen. Die Graukeile liefern Werte für den Wellenlängenbereich von 360 bis 440 $m\mu$, also für den blauen Teil des Spektrums. In einem 115jährigen Eichenbestand bei Schweinfurt haben 1928 und 1929 R. Geiger und H. Amann (650) Messungen mit derselben Methode ausgeführt. Neuerdings benutzt man Sperrschichtphotozellen mit verschiedener Empfindlichkeit, gegebenenfalls unter Verwendung von Lichtfiltern. Im Jahre 1933 haben F. Lauscher und W. Schwabl (642), 1935

und 1936 F. Sauberer und E. Trapp (644) Versuchsreihen in vielen Beständen ausgeführt. Einen Überblick über die Ergebnisse kann die folgende, nach Holzarten geordnete Tabelle vermitteln.

Holzart (Altbestand)	Helligkeit am Waldboden in % der Außenhelligkeit		Quelle
	unbelaubt	belaubt	
Laubholz			
Rotbuche	26 – 66	2 – 40	647, 642, 646
Eiche	43 – 69	3 – 35	647, 650, 644
Esche	39 – 80	8 – 60	642
Birke		20 – 30	642
Nadelholz			
Tanne		2 – 20	642
Fichte		4 – 40	647, 642
Föhre		22 – 40	642, 644

Die Zahlen schwanken stark mit der Bestandsverfassung. Sie zeigen im wesentlichen die Grenzwerte, die bisher — von extremen Fällen abgesehen — tatsächlich beobachtet wurden.

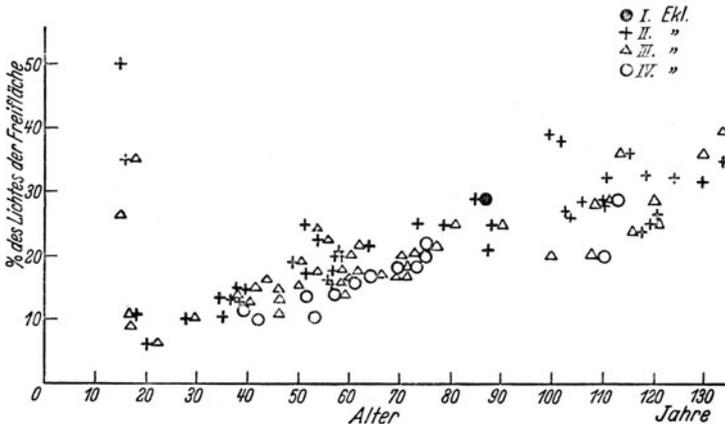


Abb. 146. Abhängigkeit der Helligkeit im Innern des Fichtenwaldes vom Bestandsalter (Nach G. Mitscherlich)

Die Werte stehen in Übereinstimmung mit den Beobachtungen, die J. Deinhofer und F. Lauscher (640) über die Verkürzung der Dämmerungszeit im Walde machten. Unter Dämmerungszeit ist dabei der Zeitraum verstanden, der zwischen Sonnenuntergang und Eintritt der Dunkelheit (Lesen der Zeitung im Freien nicht mehr möglich) liegt. Im Laubwald trat am Abend das Ende der „bürgerlichen Dämmerung“ 16 Minuten, im Nadelwald 20, im alten Hochwald 28 Minuten früher ein als im Freien, falls der Himmel wolkenfrei war.

Bei bedecktem Himmel erreichte die Verkürzung $\frac{3}{4}$ Stunden, bei Regenwetter in einem Falle sogar 54 Minuten. Bekanntlich sind diese Ermittlungen für die Abfassung gerichtlicher Gutachten von Bedeutung.

Aus der verschiedenen Durchlässigkeit der Laubblätter für die einzelnen Wellenlängenbereiche, die S. 253 ff. besprochen wurde, folgt, daß durch den Kronenraum nicht nur eine Schwächung, sondern auch eine Filterung der Strahlung eintritt. An einem bewölkten Maitag hat beispielsweise F. Sauberer (522) in einem 7 bis 10 m hohen Weißbuchenbestand im Wienerwald beobachtet, daß vormittags zwischen 9 und 12 Uhr die Strahlung im Orange (um $0,6 \mu$) auf durchschnittlich 8% des Freilandwertes geschwächt wurde, die Gesamtstrahlung aber nur auf 20%; denn im zweiten Falle war der Wellenlängenbereich um $0,8 \mu$ mit dem Maximum der Durchlässigkeit (vgl. Abb. 121, S. 254) mit berücksichtigt worden.

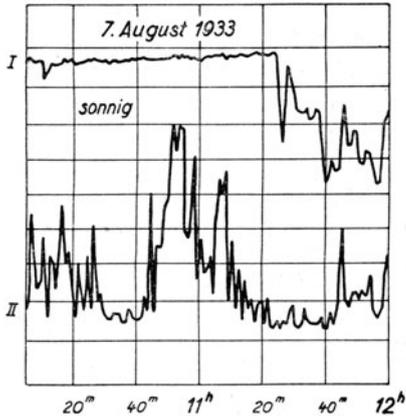


Abb. 147. Registrierung der Helligkeit außerhalb (I) und innerhalb (II) eines Eichenwaldes (Nach F. Lauscher und W. Schwabl)

Die Filterung des Lichtes tritt recht deutlich in Erscheinung, wenn man in der Zeit des Laubausbruchs im Frühjahr die Art der im Bestand wirksamen Strahlung verfolgt. K. Egle (511) fand beispielsweise folgende Intensität der Strahlung, ausgedrückt in % der auf den Bestand fallenden Strahlung gleicher Wellenlänge:

Im Bereich von	0,71	0,65	0,57	0,52	0,45	0,36 μ
Farbton	rot	orange	gelb	grün	blau	violett
am 12. März (Knospen noch geschlossen)	61	54	51	48	46	44
am 15. April	59	39	36	33	32	30
am 10. Mai	19	6	7	6	6	5
am 4. Juni	14	4	5	4	3	3

Durch die Verdichtung des Blätterdaches wird also mit fortschreitender Jahreszeit die Strahlung zunehmend geschwächt, aber im blauen (kurzwelligen) Teil viel mehr als im roten.

Die Abhängigkeit der Lichtverhältnisse vom Bestandsalter hat G. Mitscherlich (643) in zahlreichen Fichtenbeständen im Forstamt Dietzhausen gemessen. Das Forstamt liegt im fränkischen Buntsandsteingebiet auf der Südabdachung des Thüringer Waldes.

Mit einem „Sixtus“-Belichtungsmesser, wie er bei Lichtbildaufnahmen zur richtigen Wahl der Belichtungszeit verwendet wird, beobachtete er in 87 verschiedenen Beständen die Helligkeit im Vergleich zu der kurz vorher und nachher gemessenen Freilandhelligkeit. Das Ergebnis ist in der Abb. 146 (S. 296) dargestellt.

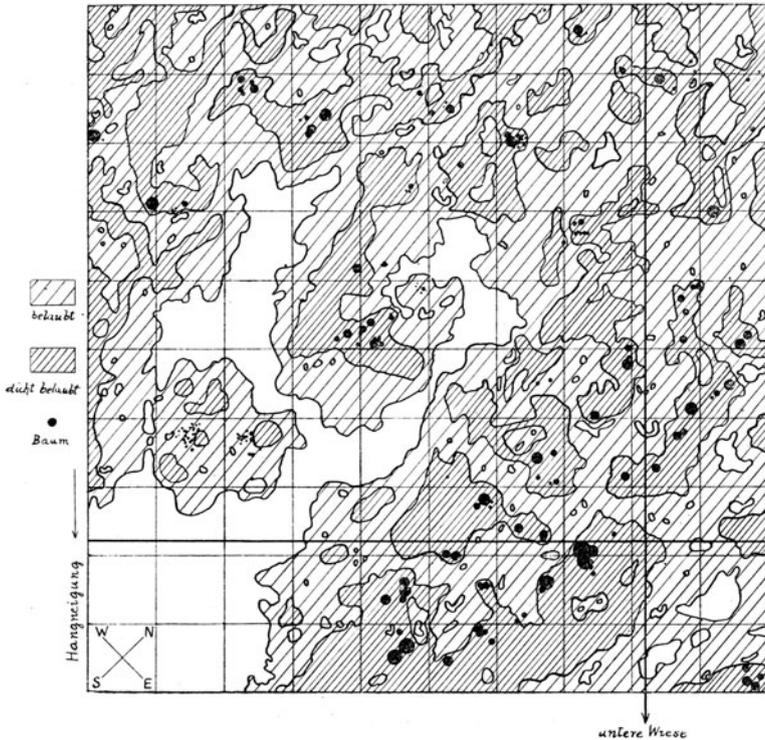


Abb. 148. Kronenschlußkarte von einem 150jährigen Buchenbestand bei Lunz
(Nach Aufnahme von E. Trapp)

Der zunächst offene, ganz junge Bestand schließt sich bis etwa zum 17. Lebensjahr so stark zusammen, daß das dichte Kronendach dann kaum noch 10% des Außenlichtes durchläßt. Dann aber beginnt mit zunehmendem Alter ein steter Anstieg der Innenhelligkeit. Im Alter von 120 Jahren wird ein Wert von 30 bis 35% erreicht. Die besseren Ertragsklassen (Ekl. in der Abb. 146) mit ihren weniger zahlreichen, aber starken Stämmen lassen dabei im allgemeinen mehr Licht durch als die schlechteren.

Vergleichende Beobachtungen zeigten, daß diese Zahlen einen wesentlichen Standortsfaktor für die Bodenflora darstellen. Unter

16% Helligkeit blieb der Waldboden tot. Bei 16 bis 18% stellten sich die ersten anspruchslosen Moose ein. Bei 22 bis 26% begann das Beerkraut einzuwandern, bei 30% wurden die ersten Anflugfichten angetroffen. Die genannten Zahlen gelten naturgemäß für die dortigen günstigen Bodenverhältnisse. Sind diese schlechter, so liegen die Grenzen bei höheren %-Werten.

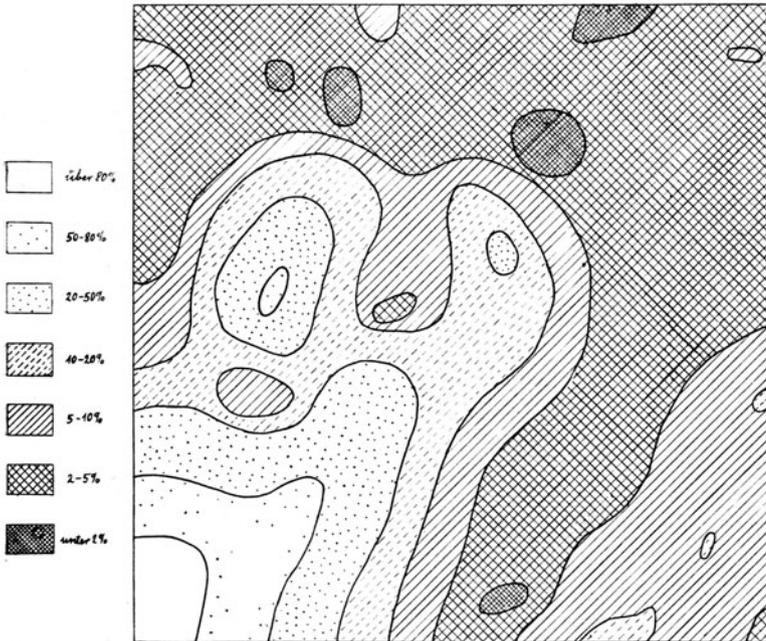


Abb. 149. Helligkeitsverteilung bei trübem Wetter in dem Buchenbestand der Abb. 148

Bisher wurden für verschiedene Bestände nur die durchschnittlichen Verhältnisse erörtert. Wie steht es mit den Unterschieden auf kleinstem Raum in ein und demselben Bestand?

An einem sonnigen Tage beobachtet man, wie einzelne Sonnenstrahlen das Kronendach durchbrechen, wie helle Lichtflecke auf dem Waldboden erscheinen und mit dem Lauf der Sonne weiterwandern. In einem gegebenen Augenblick können mithin örtlich die größten Helligkeitsunterschiede auftreten. Oder an einem gegebenen Platz auf dem Waldboden zeigt die Helligkeit große zeitliche Schwankungen. Die Abb. 147 gibt zwei Aufzeichnungen mittels Lange-Photozellen in den Mittagsstunden des sonnigen 7. August 1933 wieder, und zwar Kurve I die Helligkeit auf einer Wiese, die nur

von der Sonnenhöhe und der Bewölkung beeinflusst wird, und Kurve II diejenige im Inneren eines 40jährigen, 16 m hohen Eschenbestands. Beide Plätze waren unmittelbar benachbart und lagen bei Preßbaum 25 km westlich von Wien. F. Lauscher und W. Schwabl (642) haben die Registrierungen veröffentlicht. Sie zeigen neben der Schwächung des Lichtes noch die große Unruhe, die am Waldboden hinsichtlich des Lichtfaktors herrscht.

Diese Unruhe nimmt in dem Maße ab, als der Himmel bewölkt ist und damit der Anteil der direkten Sonnenstrahlung an der Totalstrahlung abnimmt. E. Trapp (646) hat die Helligkeitsverteilung in einem größeren Teil eines Bestandes durch Tausende von Einzelmessungen bestimmt und kartographisch dargestellt. Wir geben hiervon als Beispiel eine seiner „Trübwetter-Helligkeitskarten“. Diesen kommt nämlich dadurch besondere Bedeutung zu, daß die Vegetationskarten enge Zusammenhänge gerade mit diesen aufweisen.

Die Abb. 148 zeigt den Kronenschluß eines 150jährigen Buchenwaldes auf einer Fläche von 50 m² nach eingehender Vermessung. Links unten grenzt eine Wiese an den Bestand und greift mit zwei Ausläufern in den Wald herein. Die Abb. 149 zeigt die zugehörige mittlere Helligkeitsverteilung bei bedecktem Himmel. Die hellsten Flächen darin besitzen über 80%, die dunkelsten weniger als 2% der Außenhelligkeit. Die Abschirmung des Himmels durch das Kronendach macht sich also noch auf die Wiese hinaus bemerkbar. Die Verteilung ist auch am einzelnen Trübwettertag, im Gegensatz zum Schönwettertag, gleichmäßig und zeigt keine Sprünge. Einzelstehende Bäume haben keinen wesentlichen Einfluß auf ihre Umgebung. Dagegen tritt die Wirkung der Baumgruppen stark hervor.

Alle bisher erwähnten Helligkeitsmessungen im Bestand befaßten sich mit der auf eine waagerechte Fläche fallenden Lichtmenge, mit dem sogenannten Oberlicht. K. Brocks (639) hat auch die Beleuchtung verschieden geneigter Flächen im Inneren des Bestands untersucht. Über die Ergebnisse, die er in einem Eichen-, einem Kiefern- und einem Buchenbestand fand, sehe man die von J. Schubert veröffentlichte Zusammenstellung nach.

Viel einfacher als die Strahlungsverhältnisse bei Tage sind diejenigen bei Nacht. Die Ausstrahlung erfolgt ausschließlich von der Oberfläche der Baumkronen aus. Blätter in Wipfelhöhe kühlen sich daher, wie P. Seltzer (653) im Hagenauer Forst beobachtete, bei Windstille und halbbedecktem Himmel 2,5^o unter die Temperatur der umgebenden Luft ab, Blätter unter den Kronen nur um 0,4^o. Die ersteren strahlten gegen den Nachthimmel, die letzteren nur gegen die etwas kühleren Baumkronen Wärme aus (vgl. S. 265). Die nächtliche Abkühlung wird daher im Altbestand ganz von der äußeren tätigen Oberfläche aus gelenkt.

31. Kapitel

Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse im Altbestand

Die geschilderten Strahlungsverhältnisse bestimmen in erster Linie die Temperaturverhältnisse. Zunächst versuchen wir, uns ein anschauliches Bild des Zusammenhanges beider Größen zu machen. Dazu liefern uns die Abb. 150 und 151 den Tagestemperaturgang in einem Alteichenbestand des Forstamts Schweinfurt nach Beobachtungen von R. Geiger und H. Amann (650). Der Bestand hatte 24 m Höhe; die 115 jährigen Eichen waren von 40 bis 50 jährigem Buchenstangenholz unterstellt.

An einem Beobachtungsgerüst nach Art der Abb. 144 war eine Kette von Thermoelementen hochgezogen, die eine Temperaturmessung in allen Schichten des Bestands bis über die Kronen hinaus ermöglichte. Die Elemente konnten durch Handschalter nacheinander an ein Schleifengalvanometer von Zeiß angeschlossen werden, das auf dem Waldboden stand. Alle 30 Sekunden wurde ein Temperaturprofil durch Messung von sieben Punkten gewonnen. Ab und zu wurden Pausen zur Nachprüfung der Instrumente und für Vergleichsbeobachtungen eingelegt. Die Abbildungen geben einen Ausschnitt aus den Aufzeichnungen am sonnigen, störungsfreien 18. August 1930. Um die Abbildung nicht zu überladen, sind die Ergebnisse von zwei Meßstellen im Stammraum fortgelassen. Die Signatur für die übrigen fünf Meßstellen (s. Abb. 150) ist um so kräftiger gewählt, je näher die Meßstelle dem Waldboden lag.

Der Drahtquerschnitt der Thermoelemente war so groß, daß die gezeigten Temperaturen keine wahren Lufttemperaturen (vgl. S. 70) sind, sondern durch die Sonnenstrahlung beeinflusst. In welchem Maße das der Fall ist, kann nicht genau angegeben werden. Es ist aber anzunehmen, daß die Thermoelemente sich nicht viel anders verhielten als die kleinen Zweige oder die Blätter am Baum. Die Abb. 150 und 151 sind daher vorzüglich geeignet, uns den Tagestemperaturverlauf im hohen Altbestand in seiner Abhängigkeit von der nächtlichen Ausstrahlung und vor allem der tagsüber wirksamen Zustrahlung von Sonne und Himmel zu veranschaulichen.

Die Darstellung (Abb. 150) beginnt zur Zeit unmittelbar vor Sonnenaufgang. In den Eichenkronen (23 m) ist es am kältesten, entsprechend den im vorigen Kapitel geschilderten Ausstrahlungsbedingungen. Am Waldboden ist es am wärmsten. Mit Sonnenaufgang setzt über den Kronen (27 m) die Erwärmung durch die ersten, flach über den Bestand hinstreichenden Strahlen ein, nimmt dann rasch zu, so daß nach einer guten Stunde dort die Temperatur rund 5° C höher liegt als im ganzen Bestand. In diesem herrscht gleichsam

Waldes fangen jetzt endlich – drei Stunden nach Sonnenaufgang! – an, die Tageserwärmung mitzumachen. (Die Temperaturlinien in der Abb. 150 rechts unten heben sich und ziehen sich auseinander.) Von oben her aber greift die kühle Außenluft in den Bestand herein.

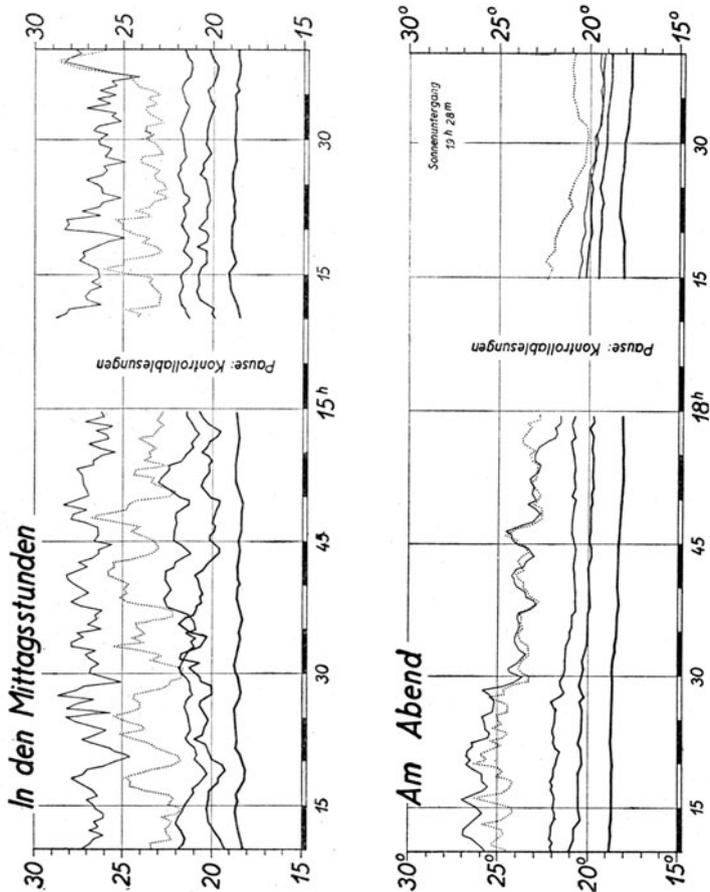


Abb. 151. Temperaturgang am Mittag und am Abend in demselben Eichenbestand

Die starke Erwärmung des Kronendaches bewirkt im Verein damit eine lebhaftere Temperaturunruhe im Räume der Baumwipfel. So entsteht um die Mittagszeit der Zustand, wie ihn die Abb. 151 in der oberen Hälfte wiedergibt: Im Kronenraum ist die höchste Temperatur und die größte Temperaturunruhe. Nach oben in den freien Luftraum und nach unten zum Stammraum hin nimmt die Temperatur

ab, in letzterer Richtung besonders auch die Temperaturunruhe. Die unterste Linie, die der Höhe 3 m über dem Waldboden zugehört, zeigt die erstaunliche Temperaturstille, die der Waldwanderer am Sommermittag so wohltuend empfindet, meist ohne daran zu denken, welch lebhafter Wärmeumsatz derweilen über ihm im Kronenraum vor sich geht.

Trotzdem zeigen die Mittagsstunden einen stabilen Zustand. Die Linien verlaufen, wenn man die zufälligen Schwankungen ausschaltet, wesentlich in der Waagerechten. Es ist die Zeit, da insgesamt die Wärmezufuhr und der Wärmeverlust gleich ist; der Temperaturanstieg des Vormittags ist zu Ende, der Temperaturfall des Nachmittags hat noch nicht begonnen.

Der Temperaturrückgang in der zweiten Tageshälfte erfolgt ähnlich wie der Anstieg am Morgen. Das Beispiel aus der Zeit um 18 Uhr abends (Abb. 151 unten) läßt aber einen ruhigeren Kurvenverlauf erkennen als am Morgen. Die Ursache liegt in der stabilen Schichtung durch die ständig vom Kronenraum her absinkende Kaltluft. Die Erwärmung am Morgen mußte sich gegen die Stabilität der nächtlichen Temperaturschichtung durchsetzen; die Abkühlung am Abend wird durch die Herstellung der stabilen Schichtung so ruhig gestaltet.

Aus den gezeigten Registrierungen ergibt sich die normale Temperaturschichtung im Altbestand. Bei Nacht sind die vertikalen Temperaturunterschiede gering. Entweder ist die ganze Luftmasse isotherm oder bei entsprechender Dichte des Kronendaches bleibt die Kaltluft über den Kronen liegen. So etwas hat schon v. Lorenz-Liburnau (608) vermutet. Auch R. Geiger (649) hat ein Temperaturminimum in den Kronen einmal in einem Kiefernbestand nachgewiesen. Auf gleiche Ergebnisse von H. Ungeheuer (654) kommen wir bei der Abb. 153 zurück. Aber solche Unterschiede können nur einige Zehntelgrade ausmachen. Umgekehrt kommt es in lichten Beständen vor, daß durch die absinkende Kaltluft des Kronenraumes ein Temperaturminimum am Waldboden entsteht. P. Seltzer (653) beobachtete ein doppeltes Minimum, das eine in den Kronen, das andere am Waldboden.

Während aber solche Unterschiede mehr theoretisches Interesse als praktische Bedeutung haben, ist der Temperaturregengesatz bei Tage sehr bedeutend. Über bzw. im Kronenraum ist ein ausgeprägtes Temperaturmaximum. Das ist, wie man aus den eben gezeigten Registrierungen noch vermuten könnte, nicht bloß ein Strahlungseffekt, sondern wird auch durch Messungen der wahren Lufttemperatur bestätigt. Bei lichten Beständen kann man bisweilen ein zweites, schwaches Maximum am Waldboden feststellen.

N. v. Obolensky (652) hat bei Leningrad im Mai und Juni 1922 in einem Tannenjungwuchs, im Juli, August und September in einem Eichenjungwuchs die Temperaturverteilung mittels eines Abmannschen Aspirationspsychrometers bestimmt. Als Mittel der 13-Uhr-Temperatur fand er an klaren Tagen:

Monat	Waldboden	In den Kronen	Kronenoberfläche	In einiger Entfernung über den Kronen
Mai	16,6	16,4	19,7	16,8
Juni	19,7	18,9	23,2	20,5
Juli	19,2	20,1	22,1	21,6
August	18,1	18,3	21,0	20,4
September	15,0	16,1	18,7	17,9

Hier liegt das Temperaturmaximum an der äußeren tätigen Oberfläche.

Der mittlere Tagesgang der Lufttemperatur im Bestand ist aus der Abb. 152 zu ersehen. Es ist das Mittel von 12 ungestörten Septembertagen des Jahres 1924 in einem 14 bis 15 m hohen,

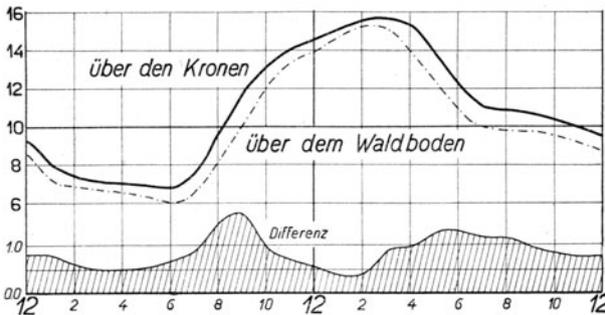


Abb. 152. Täglicher Temperaturgang in einem Kiefernbestand im September 1924 (Nach R. Geiger)

65-jährigen Kiefernbestand nach R. Geiger (649) dargestellt. Die stark ausgezogene Kurve bezieht sich auf die Registrierung knapp über den Kronen in 16 m Höhe, die strichpunktierte auf diejenige in 0,5 m über dem Waldboden. Am unteren Rande der Abbildung ist der Temperaturunterschied in vergrößertem Maßstab aufgetragen.

Stets ist es über den Kronen wärmer; der Unterschied ist aber bei Nacht gering und gleichmäßig, wenn die Regulierung der Temperatur bei der nächtlichen Luftruhe ausschließlich von den Baumkronen aus erfolgt. Die Differenz hat ferner ein Minimum um Mittag, wenn die hochstehende Sonne wenigstens teilweise in den Wald

hereingreift, und wenn zur Zeit des Maximums der Windgeschwindigkeit, das bekanntlich auch in die Mittagsstunden fällt, der Austausch seinen größten Betrag erreicht. Die Maxima der Differenzen aber liegen am Morgen und am Abend, also bei schrägem Sonnenstand und geringem Luftaustausch.

Umfangreiche Registrierungen der wahren Lufttemperatur hat 1931 und 1932 H. Ungeheuer (654) in einem 17m hohen, 136jährigen Buchenbestand am Nordwesthang des Taunus ausgeführt. Er setzte Widerstandsthermometer in kleine, die Strahlung abhaltende Holzhütten. Die Ergebnisse sind nach Stunden-, Monats- und Jahres-

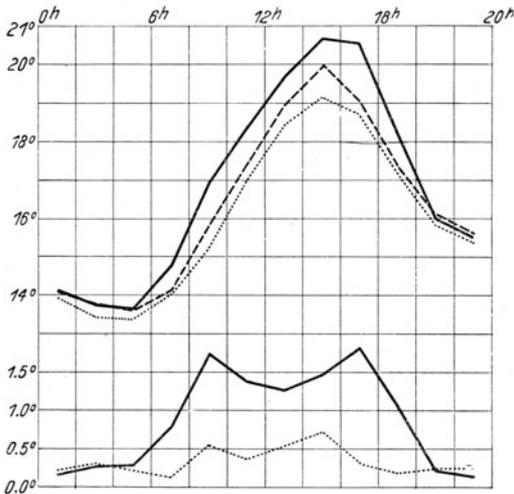


Abb. 153. Täglicher Temperaturgang in einem Buchenbestand an schönen Sommertagen. (Nach H. Ungeheuer)

mitteln und auch nach Wetterlagen ausführlich bearbeitet. Wir geben hier als Beispiel nur den Tagesgang an heiteren windschwachen Sommertagen in der Abb. 153 wieder.

In der oberen Hälfte der Abbildung ist der Temperaturgang in 17 m im Kronenraum (ausgezogen), in 11 m im Stammraum (gestrichelt) und in 3 m über dem Waldboden (punktiert) aufgetragen. In der unteren Hälfte ist der Temperaturunterschied 17 bis 3 m (ausgezogen) und 11 bis 3 m (punktiert) zu finden. Alle besprochenen Gesetze zeigen sich erneut bestätigt. Beachtlich ist, wie am Abend die Abkühlung des ausstrahlenden Kronendachs im Unterschneiden der ausgezogenen unter die gestrichelte Kurve deutlich wird. Die Differenzkurve zwischen Kronendach und Waldboden zeigt dieselbe Doppelwelle wie die Abb. 152.

Die relative Feuchtigkeit im Altbestand ist in erster Linie durch die Wasserabgabe der Blätter des Kronenraums bedingt. E. Ramann hat, wie J. Schubert (627) berichtet, die große Wasserarmut in etwa $\frac{1}{2}$ m Tiefe im Waldboden, also gerade im Wurzelraum, nachgewiesen. Nächstdem verdunstet auch der Waldboden Wasser, und zwar um so mehr, je stärker die Bodenflora entwickelt, je lichter also der Bestand ist. Die Luftruhe im Stammraum hält den Wasserdampf fest, so daß die hohe Feuchtigkeit zu den wichtigsten Kennzeichen seines Mikroklimas gehört. Die Austrocknung erfolgt nur von oben her, also dort, wo auch die höheren Tagestemperaturen eine geringere relative Feuchtigkeit begünstigen.

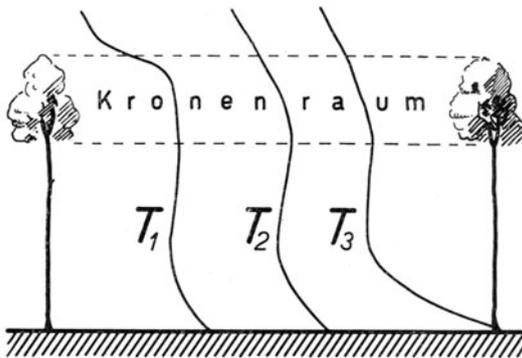


Abb. 154. Typen der Verteilung der relativen Luftfeuchtigkeit im Bestand

Dementsprechend zeigt die vertikale Verteilung der relativen Feuchtigkeit im Laufe des Tages mehrere Typen, die in der Abb. 154 dargestellt sind.

Vor Sonnenaufgang herrscht in allen Schichten hohe Feuchtigkeit, wenn Tau fällt, volle bzw. nahezu volle Sättigung. Von der Taubildung im Walde pflegt der wandernde Beobachter meist wenig zu merken, da er im Altbestand nur den Waldboden beachtet. Die Hauptmasse des Taues fällt aber, wie ich mehrfach beobachten konnte, auf die Baumkronenoberfläche und nimmt nach unten ins Innere des Bestandes hinein stetig und stark ab; über den Kronen war der Taufall bisweilen so stark, daß es mehrerer Stunden Sonnenschein bedurfte, um ihn zum Verdunsten zu bringen.

Sobald die Sonne aufgegangen ist, beginnt die Austrocknung über der erwärmten Kronenoberfläche. Durch Eingreifen der trockeneren Außenluft in den oberen Teil des Kronenraumes entsteht die für den „Morgentypus“ charakteristische Verteilung, wie sie die Zustandskurve T₁ der Abb. 154 zeigt: oben trocken, unten noch nachtflecht.

Die atmosphärische Trennungsschicht, die wir bei Besprechung der Temperaturverhältnisse morgens an der Kronenoberfläche fanden, ist auch bei der relativen Feuchtigkeit an dem Verlauf der Kurve T_1 gut erkennbar.

Mit dem Höherrücken der Sonne und dem normalen Auffrischen des Windes, der eine stärkere Mischung von Außenluft und Waldluft bewirkt, dringt die fortschreitende Austrocknung in das Innere. Die Waldatmosphäre erhält nun hauptsächlich von zwei Seiten Wasserdampf: einmal vom Waldboden aus, sodann vom Kronendach mit seinen ungezählten transpirierenden Blättern oder Nadeln.

Also auch in bezug auf die Feuchtigkeit zeigen sich im Bestandsklima zwei Oberflächen. Während aber für die Temperatur die Waldbodenoberfläche nur eine ganz untergeordnete Rolle spielt, ist sie für die Wasserdampfzufuhr sehr wesentlich. Ist das Temperaturmaximum am Waldboden, wenn es überhaupt auftritt, immer nur gering, so kann das Feuchtigkeitsmaximum dort scharf ausgeprägt sein, vor allem dann, wenn der Waldboden eine lebende Pflanzendecke besitzt. Als Beweis führen wir die Messungen von O. Stocker (563) an, die er am 16. Juli 1921 um 10 Uhr im Riesengebirge bei Jannowitz innerhalb eines Fichtenhochwalds ausführte. Er fand folgende Werte der relativen Feuchtigkeit:

In 6 cm Höhe in einem ausgedehnten Oxalisbestand.	84%
„ 30 „ „ zwischen Myosotis	67%
„ 100 „ „ frei im Walde	59%

Die Wasserdampfzufuhr seitens des Waldbodens und der Kronen mäßigt den austrocknenden Einfluß der Außenluft, die in das Bestandsinnere hereinzugreifen sucht. Es bilden sich danach beim „Mittagstyp“ (T_2 , Abb. 154) zwei relative Maxima der Feuchtigkeit aus, die übereinander liegen. Das unterste ist durch die Wasserdampfzufuhr aus dem Waldboden bedingt, das zweite durch die Baumkronen; da aber im oberen Teil des Kronenraumes eine stete Mischung mit der Außenluft erfolgt, erscheint dies Maximum an den unteren Rand des Kronenraumes herabgeschoben.

Während die Zustandskurve T_1 in den Bereich großer Feuchtigkeit fällt (nur oben beginnt die Austrocknung), T_2 dagegen in die Zeit des mittäglichen Minimums, hat T_3 hierin eine Zwischenstellung. Sie stellt den Abendtypus der Feuchtigkeitsverteilung dar. Während zu dieser Zeit die Luft über den Kronen noch unter der vollen Wirkung des austrocknenden Tages steht, beginnt im schattigen Walde (schräger Einfall der Sonnenstrahlen!) die stete Wasserdampfzufuhr vom Waldboden bei abnehmender Temperatur stärker zur Wirkung zu kommen. Um diese Zeit treten daher die größten Feuchtigkeitsunterschiede in den verschiedenen Höhen auf, die über-

haupt vorkommen. Unter solchen Verhältnissen beobachtete ich Differenzen bis zu 25% zwischen der Luft unmittelbar über den Kronen und dem Waldboden.

Die geschilderten Typen der Feuchtigkeitsverteilung erklären sogleich den täglichen Gang der Feuchtigkeit, welcher in der Abb. 155 in gleicher Weise dargestellt ist, wie es für die Temperatur in Abb. 152 (S. 305) geschah.

Der Unterschied im täglichen Gange der relativen Feuchtigkeit zwischen Kronenraum und Waldinnern (wiederum am unteren Rande der Abbildung eingetragen) ist folgender: Vom geringsten Werte zur Zeit des morgendlichen Temperaturminimums, wenn nahezu Sättigung in allen Schichten vorhanden ist, steigt der Unterschied

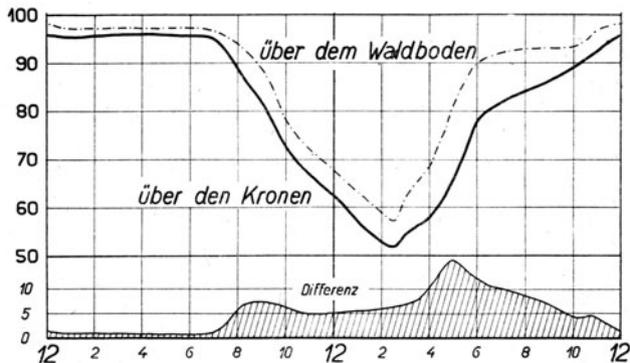


Abb. 155. Täglicher Gang der relativen Feuchtigkeit in einem Kiefernbestand (Nach R. Geiger)

mit Tagesbeginn auf etwa 5% und bleibt bis nach Mittag annähernd bei diesem Werte stehen. Am Spätnachmittag wächst er nochmals an und erreicht im Mittel 15 bis 20%. Alsdann nimmt der Unterschied stetig ab, bis er zwischen Mitternacht und Sonnenaufgang wieder sein Minimum erreicht.

Das tägliche Minimum der relativen Feuchtigkeit fällt mit dem Temperaturmaximum um 14 Uhr zusammen. Weil um diese Zeit der Unterschied der relativen Feuchtigkeit oben und unten im Walde erst seinen nachmittäglichen Anstieg zum Maximum beginnt, würden Beobachtungen allein der Tagesextreme der relativen Feuchtigkeit in den verschiedenen Waldschichten nur geringe Unterschiede erkennen lassen. Der Vorzug, welchen die Pflanze im Walde vor der Freilandvegetation voraus hat, beruht nur teilweise in dem höheren Werte des Tagesminimums der relativen Feuchtigkeit im Walde, mehr noch dagegen in der langen Dauer des Feuchtigkeitsüberschusses, der in den Abendstunden beträchtliche Werte erreichen kann.

Durch Verwendung feucht gehaltener Thermoelemente beobachtete H. Ungeheuer (s. oben) auch die relative Luftfeuchtigkeit. Im Mittel der windschwachen und heiteren Tage von 126 Sommertagen wurden im Tageslauf folgende Werte der relativen Feuchtigkeit gemessen:

Höhe über dem Waldboden m	Tagesstunde											
	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23
17	81	82	83	80	77	73	67	65	69	76	79	81
11	80	80	83	81	78	73	69	67	72	77	79	80
3	80	80	83	83	80	77	71	69	73	78	78	79
0,3	82	82	83	82	78	74	68	65	69	76	80	83

Die geringste Feuchtigkeit im Laufe des Tages fällt überall auf 15 Uhr. Die zu einer bestimmten Stunde feuchtesten Meßorte sind durch den Fettdruck hervorgehoben. Tag und Nacht unterscheiden sich wesentlich. Tagsüber und abends liegt die feuchteste Schicht nicht am Waldboden, wie im Typus T_2 und T_3 gezeigt, sondern 3 m darüber. Nachts treten die zwei wasserdampfpendenden Oberflächen gut hervor, aber auch hierbei fällt auf, daß das Waldbodenmaximum fast denselben Wert hat wie das im Kronenraum. In beiden Fällen erscheint also im Vergleich zu den bisherigen Ergebnissen die waldbodennächste Luftschicht wasserdampfarm. Seine Ursache hat dies in einer großen Pflanzenarmut des Waldbodens; meist war der Boden mit vergilbtem, aber nicht faulendem Laub bedeckt. Auch ist möglich, daß der Hangwind, der den Wald durchstreichen konnte, dabei eine Rolle spielte.

32. Kapitel

Wind und Niederschlag im Altbestand

Wie die Sonnenstrahlung von außen her auf die Bestandsoberfläche fällt, so greift auch die Windbewegung von außen her in den Wald herein. Wir sehen hier von dem Fall ab, daß ein Bestand von der Seite her, also durch offene Bestandsränder angeblasen wird, betrachten vielmehr wie bisher zunächst nur die Verhältnisse in einem geschlossenen Altbestand.

Wer bei starkem und böigem Winde durch den Wald geht, kann beobachten, daß ein Sturmstoß zunächst hörbar über den Wald hinwegfährt, daß mehrere Sekunden danach die Wipfel in Schwingungen geraten, und daß es dann noch beträchtliche Zeit dauert, bis die stärkere Luftbewegung sich unmittelbar dem Gefühl bemerkbar

macht. Diese Verzögerung des Sturmstoßes von oben nach unten, verursacht durch die Luftbremsung im Walde, ist begleitet von einer Abnahme der Windstärke. Der Sturmstoß über den Kronen ist nur als geringes Auffrischen des Windes im Bestandsinnern merkbar.

An Messungen über die vertikale Verteilung der Windgeschwindigkeiten gibt es zunächst eine Meßreihe von R. Geiger (649) in einem 15 m hohen Kiefernbestand. Sechs Schalenkreuzwindmesser zeigten in 188 Registrierstunden folgende mittlere Windgeschwindigkeiten:

Höhe des Windmessers m	Lage des Windmessers	Mittlere Windstärke m/s
16,85	über den Baumkronen	1,61
13,70	obere Grenze der Baumkronen	0,90
10,55	in den Baumkronen	0,69
7,40	im oberen Teil des Stammraumes	0,67
4,25	mitten im Stammraum	0,69
1,10	über dem Waldboden	0,60

Die Abbremsung des Windes erfolgt also zur Hauptsache bereits im Kronenraum. Von der unteren Begrenzung der Kronen bis knapp über dem Waldboden herrscht eine erstaunlich gleichförmige, schwache

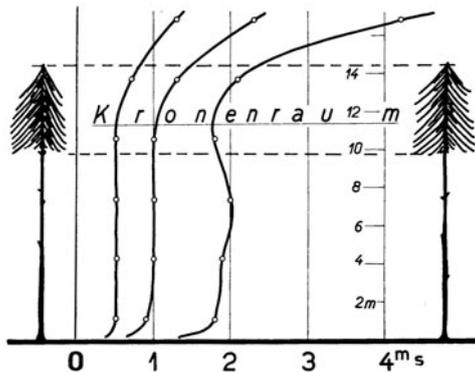


Abb. 156. Verteilung der Windgeschwindigkeit in einem Kiefernbestand

Luftbewegung. Erst unterhalb 1 m findet nochmals eine Bremsung statt, da an der Bodenoberfläche die Windgeschwindigkeit null werden muß. Der Verbrauch der Bewegungsenergie erfolgt also ebenso wie derjenige der zugestrahlten Wärmeenergie in der Hauptsache am Kronendach, nur zum ganz kleinen Teil am Waldboden.

Man erkennt das noch besser, wenn obige Windmessungen nach der Windgeschwindigkeit geordnet werden. Die Abb. 156 zeigt die

Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe für drei Windstärkegruppen. Bei den schwachen Winden tritt nur die Bremsung im Kronenraum hervor. Aber bei den stärkeren Winden (Kurve rechts) ist ein Auffrischen des Windes im Stammraum in etwa 7 m Bodenabstand zu bemerken. Von dort nimmt abwärts zum bremsenden Waldboden die Windgeschwindigkeit nochmals ab.

Längere Meßreihen sind später von R. Geiger und H. Amann (650) in dem schon genannten Schweinfurter Alteichenbestand ausgeführt

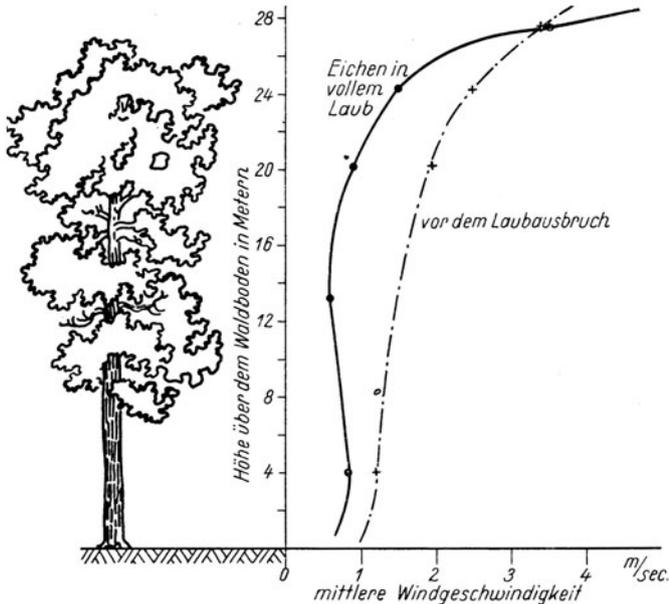


Abb. 157. Einfluß des Belaubungszustands auf die Verteilung der Windgeschwindigkeit in einem buchenunterstellten Eichenbestand (Nach R. Geiger und H. Amann)

worden. Die Registrierungen erfolgten teils im Frühjahr 1928 und 1929 vor dem Laubausbruch, teils in denselben Zeiten und im Herbst 1928 nach dem Laubausbruch der hauptständigen Eichen und unterständigen Buchen. Die Ergebnisse lassen den Einfluß der Belaubung erkennen.

Die Abb. 157 zeigt die Windverteilung in beiden Fällen. Vor dem Laubausbruch kann naturgemäß der Wind in den kahlen Bestand besser hereingreifen. Wohl ist die Bremsung im Kronenraum deutlich, da ja dort die Äste und Zweige gehäuft sind. Aber den ganzen Stammraum hinab ist noch ein leichter Rückgang der Windgeschwindigkeit

zu bemerken. Wenn dagegen die Millionen Blätter sich entfaltet haben, ist der Stammraum nahezu stillgelegt. Eine notwendige Folge davon ist, daß über den Kronen der Wind um so heftiger weht, wie auch die Abb. 157 zeigt.

Die Pflanzen im Stammraum genießen eine große Luftruhe, die sie schont, aber auch verwöhnt. Am deutlichsten läßt sich das nachweisen, wenn man die Anzahl der windstillen Stunden für die Schweinfurter Meßreihen berechnet. Sie ist, ausgedrückt in % aller Registrierstunden (206 unbelaubt, 494 belaubt):

Höhe über dem Waldboden m	Lage des Windmessers	Anzahl der windstillen Stunden (%)	
		vor Laubausbruch	nach der Belaubung
27	über den Kronen	0	10
24	in den Kronen	8	33
20	unteres Kronenende	35	86
4	über dem Waldboden	67	98

Unter windstillen Stunden sind hierbei solche verstanden, in denen sich der Schalenkreuzwindmesser, welcher eine Anlaufgeschwindigkeit von 0,7 m/sec hatte, nicht bewegte.

Was fängt nun der Wald mit dem Niederschlag an, der von oben auf ihn fällt?

Der Regen, mit dessen Betrachtung wir beginnen, benetzt zuerst das Kronendach mit seinen unzähligen Blättern oder Nadeln und Zweigen. Bei ganz schwachem, feintropfigem, kurzdauerndem Nieselregen kann dies der einzige Gewinn des Waldes vom Regen sein. Sobald aber der Niederschlag etwas stärker ist, so wird, wenn die Benetzung vollzogen ist, das Wasser weitergegeben. Ein Teil wird über Zweige und Äste zum Stamm (Schaft) geleitet und liefert das schaftablaufende Wasser. Alles übrige tropft auf den Waldboden.

Man erkannte bald, daß man von einer Regenmessung „im Walde“ schlechthin nicht sprechen kann. Es kommt ganz darauf an, wo der Regenschirm steht. E. Hoppes (651) sorgfältige, umfangreiche Untersuchungen haben gezeigt, daß bei der vorher üblichen Aufstellung eines einzigen Regenschirms unter der Krone eines Baumes mit einem Durchschnittsfehler der Messungen von 25 bis 30% gerechnet werden muß, der durch die Zufälligkeit der Aufstellung verursacht ist. Bei der Einzelmessung kann aber der Fehler auf weit über 100% anwachsen. Bei schwachen Regenfällen ist überhaupt keine Beziehung mehr aufzustellen zwischen dem Betrag eines einzelnen Regenschirms und der „wahren Regenmenge“, die E. Hoppe durch 20 Regenschirme bestimmte, die in zwei sich rechtwinklig kreuzenden Reihen im Bestand aufgestellt waren.

Die Verteilung des Regens innerhalb des Bestandes veranschaulicht die Abb. 158, die nach den Ergebnissen von E. Hoppe entworfen ist. Betrachten wir zunächst den Nadelwald; die Beobachtungen geschahen in einem 60jährigen Fichtenbestand. Bei schwachen Regenfällen (bis 5 mm) werden zwei Drittel der ganzen Regenmenge von den Kronen aufgefangen; je stärker (und damit meist länger anhaltend) der Regen wird, desto geringer wird, wie

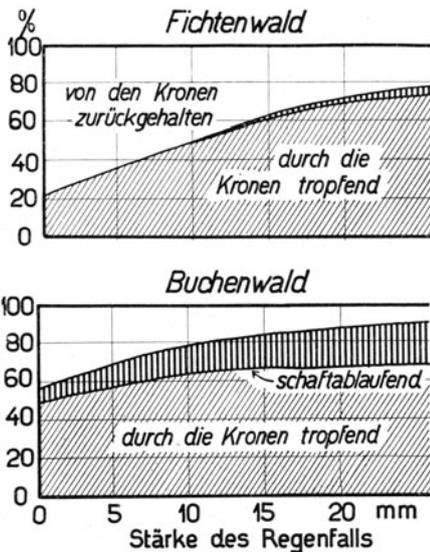


Abb. 158. Verteilung des Regens im Nadel- und Laubwald. (Nach E. Hoppe)

ohne weiteres verständlich ist, der relative Anteil, der zur Benetzung der Baumkronen verbraucht wird; es ist aber bemerkenswert, daß selbst bei den stärksten Regenfällen immer noch ein Fünftel der Regenmenge gar nicht ins Waldinnere gelangt. Was an Wasser an den Baumstämmen herunterläuft, ist ganz geringfügig, selbst bei Regengüssen noch nicht 5%. Der Betrag, der durch die Kronen tropft, also zum Waldboden gelangt, erreicht erst bei Regenfällen, welche 10 mm und mehr liefern, die Hälfte der auf den Wald auffallenden Niederschlagsmenge.

Dieser durchtropfende Teil wird innerhalb des Waldes selbst wieder ungleichmäßig verteilt. Er ist am geringsten unmittelbar an den Stämmen und wächst, je mehr man sich der Baumtraufe nähert. Dies zeigen folgende Zahlen aus dem gleichen Waldbestand, welche für alle Regenfälle, ungeachtet ihrer Stärke, den Niederschlag in der genannten Entfernung vom Stamme angeben in Prozenten der auf den Wald fallenden Regenmenge:

Entfernung vom Stamm in Metern	0 bis 1/2	1/2 bis 1	1 bis 1 1/2	über 1 1/2	in Lückennähe
Prozent	55	60	63	66	76

Gehen wir nunmehr zu den Beobachtungen in einem 88jährigen Buchenwald (Abb. 158 unten). Derjenige Teil des Regens, der an den Blättern hängen bleibt, ist im Laubwald anteilmäßig viel geringer

als der entsprechende Betrag beim Nadelwald. Bei der größeren Dichte des Laubdaches erscheint dies zunächst überraschend, hat aber folgende Ursache: Während die Tropfen an den einzelnen Fichtennadeln hängen bleiben, fließen sie auf dem Buchenblatt zusammen und gelangen über Zweige und Äste zum Stamme und von dort den Schaft hinab. Daher liegt der durch die Kronen tropfende Anteil des Regens selbst bei dem schwächsten Regen über 50%, und das schaftablaufende Wasser beträgt bis zu ein Fünftel der Regenmenge. Nach einer brieflichen Mitteilung von F. Sauberer zeigten jedoch neuere Messungen von H. Friedel bei Lunz andere Verhältnisse. Danach setzt im belaubten Buchenwald das Abfließen des Wassers am Stamm erst nach Fallen einer größeren Niederschlagsmenge ein. Solange der Freilandniederschlag nicht 10 mm überschritt, sei der Anteil des schaftablaufenden Wassers gleich null. Eine Veröffentlichung hierüber ist mir nicht bekannt.

Über die Verteilung des Schnees im Altbestand besitzen wir leider keine so aufschlußreichen Meßreihen wie für den Regen. Aus den vergleichenden Schneehöhenbeobachtungen im Bestand und im Freiland, die für die forstlichen Doppelstationen Preußens durch J. Schubert (624, 627) bearbeitet wurden, ist zu schließen, daß der Hauptteil des fallenden Schnees im Bestand bis zum Waldboden gelangt. Während das Verhältnis von Regen vor und im Wald im Mittel von 120 Jahrgängen vieler Stationspaare 100:73 betrug, war es beim Schnee 100:90. Auch die Schneemessungen von H. Hesselman (669) in Schweden zeigen nahezu dieselben Schneehöhen im Kiefernbestand und auf den Schlagflächen. Jedenfalls kommt der Schnee leichter zum Waldboden durch als der Regen. Dabei wirkt sicherlich mit, daß der auf den Ästen der Baumkronen abgesetzte Schnee bei hinreichender Ansammlung durch sein Gewicht abrutscht und gesammelt auf den Waldboden fällt. Auch bringt bei den tiefen Temperaturen die Verdunstung unmittelbar nach dem Schneefall keinen nennenswerten Verlust wie im Sommer nach Regenfällen.

Hervorragend schöne Beobachtungen über die Schneeverhältnisse machte G. Prießhauer (652a) in Fichtenbeständen jeden Alters im Bayerischen Wald. Er zeigte, wie im Laufe des Winters unter den einzelnen Fichten Frostteller entstehen. Der Bodenfrost beginnt da, wo die vom Schnee zum Boden herabgebeugten Seitenäste aufliegen und nimmt gegen das schneefreie Innere der Schirmstelle rasch an Mächtigkeit zu. Lichte Stellen eines Fichtenaltbestands erhalten die volle Schneedecke, die auch nicht verweht wird. Unter dem Schirm einzeln stehender Fichten gelangt nur Pulverschnee zu Boden. Geschlossene Fichtenbestände tragen eine flachlöcherige Tropfschneedecke. Nähere Einzelheiten wolle man der anregenden Veröffentlichung selbst entnehmen.

33. Kapitel

Der Einfluß der Bestandsverfassung auf das Bestandsklima

Die Forstmeteorologie war, wie im 29. Kapitel dargelegt, im vorigen Jahrhundert in erster Linie Hilfswissenschaft der Forstpolitik. Sie ist heute berufen, als forstliche Mikroklimatologie eine Hilfswissenschaft des Waldbaus zu werden. Wie es heute für den Forstwissenschaftler und den Praktiker im Walde eine Selbstverständlichkeit ist, daß er bei seinen Kulturmaßnahmen die Bodenverhältnisse als Standortfaktor in Rechnung stellt, so wird dieses in zunehmendem Maße mit dem Mikroklima als Standortfaktor geschehen, und geschieht heute schon weithin.

Im Dienste des praktischen Waldbaus richtet die Mikroklimakunde ihr Augenmerk nicht nur auf den Typus des Bestandsklimas, wie er in den letzten drei Kapiteln geschildert wurde, sondern vielmehr auch auf die Unterschiede gegenüber diesem Typus, welche durch waldbauliche Maßnahmen hervorgerufen werden. Auf diesem neuen Arbeitsgebiet ist schon viel geleistet worden. Es kann in diesem und den beiden folgenden Kapiteln nur ein Überblick gegeben werden, in welcher Richtung die Entwicklung geht. Er soll demjenigen, der die Bedeutung und die schöne Zukunft dieser Sonderwissenschaft ahnen lernte, eine erste Handreichung geben, um sich zurechtzufinden.

Wir begleiten zuerst einmal H. G. Koch (670) auf einer Temperaturmeßfahrt bei heiterem Wetter mit dem Kraftwagen durch ein Waldgebiet in der Nähe Leipzigs, um einen lebendigen Eindruck von den wechselnden Temperaturen zu bekommen, die man in den verschiedenartigen Beständen antrifft. In der Abb. 159 ist oben der Querschnitt durch das Gelände und die durchfahrenen Bestände zu finden. Der Temperaturtagesgang ist für den 8./9. Juli 1933 darunter in isoplethärer Darstellung gegeben. Die Zeit des Sonnenauf- und -untergangs ist durch die gestrichelte Linie besonders hervorgehoben.

Eben zu diesen Zeiten des Übergangs von Tag und Nacht drängen sich die Isothermen aneinander und laufen im wesentlichen horizontal. Das bedeutet, daß sich alsdann die Temperatur stark und überall gleichartig ändert. Der Temperaturfall am Abend und der Temperaturanstieg am Morgen sind so große meteorologische Ereignisse, daß demgegenüber Bestandsunterschiede zurücktreten.

Zu den Zeiten aber, da der Wärmehaushalt ins Gleichgewicht kommt, wirken sich die örtlichen Besonderheiten aus. Und zwar ist dies nachts viel mehr der Fall als mittags, wie die Abb. 159 daran erkennen läßt, daß die „Inseln“ im Isothermenbild nachts schärfer ausgeprägt sind als mittags. Ursache ist die größere Luftruhe und die

thermisch stabile Schichtung bei Nacht. Um Mittag geht an drei Stellen die Temperatur über 25°C hinaus; es sind — wie ein Vergleich mit dem Schaubild oben zeigt — die Lichtungen, Freilandstücke und Kulturflächen. Auf eben diesen Flächen ist es nachts sehr kalt. Auf den Inseln wird 11°C an mehreren Stellen unterschritten.

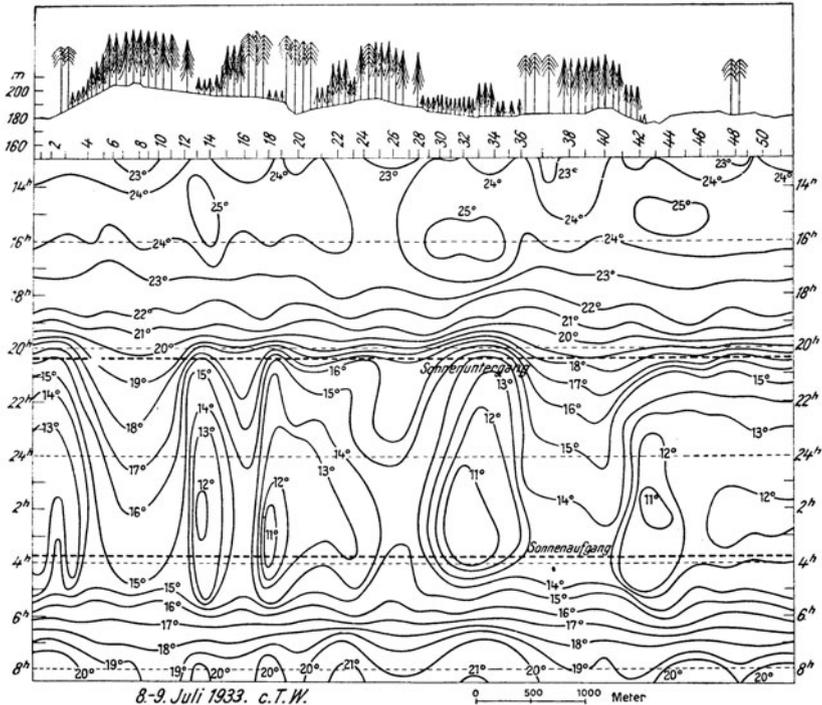


Abb. 159. Täglicher Temperaturgang innerhalb eines geschlossenen Waldgebietes bei Leipzig. (Nach H. G. Koch)

Vergleichende Messungen in waldbaulich verschieden behandelten, sonst aber nach Lage und Vorgeschichte gleichartigen Altbeständen führte zuerst R. Geiger (649) im Forstamt Wondreb aus. Die Aufgabe der Untersuchung bestand darin, den mikroklimatischen Unterschied zwischen einem Bestand mit gleichmäßigem Kronendach und einem Bestand mit Stufenschluß zahlenmäßig festzulegen. Der eine Teil eines 65jährigen Kieferbestands (künftighin mit I bezeichnet) hatte ein locker geschlossenes, gleichmäßiges Kronendach; der andere Teil (II) war reich mit Fichten unterstellt, so daß sich Baumkronen in allen Höhen befanden; dieser Teil hatte, wie der Forstmann sagt, Stufenschluß. Die Beobachtung in den

beiden benachbarten Bestandteilen erfolgte mittels zweier Beobachtungsgestelle, wie in der Abb. 144 (s. S. 292) dargestellt.

Trotzdem beide Plätze nur 86 m voneinander entfernt waren, erwies sich das Bestandsklima als sehr verschieden. Die Luft im

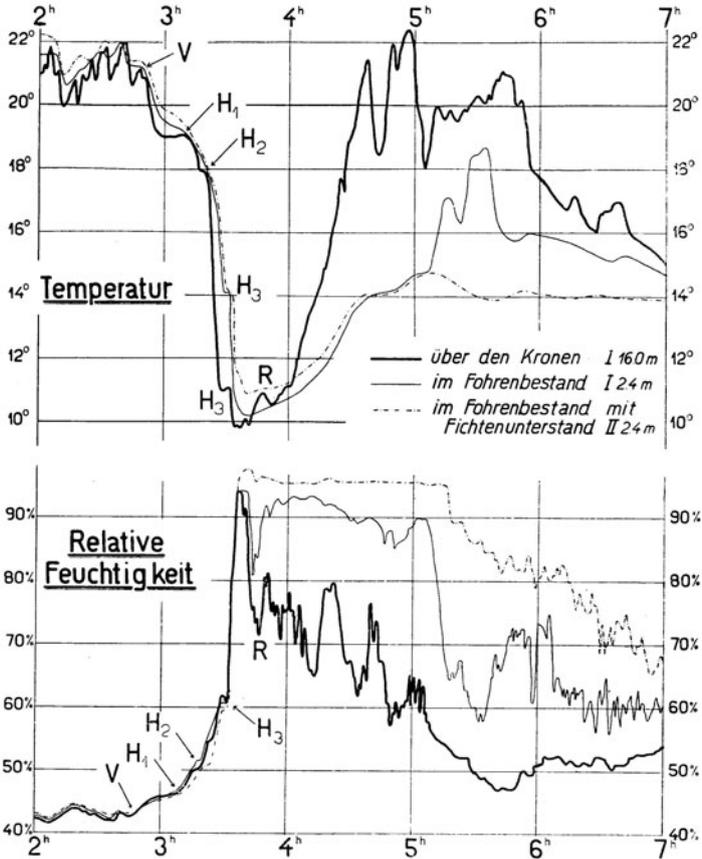


Abb. 160. Einbruch einer Gewitterkaltluft in zwei benachbarte, aber waldbaulich verschieden behandelte Bestände

Stammraum von II reagierte infolge der zahlreichen Kronen langsamer auf die Einwirkungen der Außenluft als der reine Kiefernbestand I. Man kann das am besten an einem Trägheitsexperiment zeigen, das die Natur selbst ausführte.

Als nach einem heißen Morgen am 21. Mai 1925 nachmittags ein Gewitter einbrach, zeigten Temperatur und Feuchtigkeit den in der Abb. 160 wiedergegebenen Verlauf. Der Einbruch der Kaltluft-

böe läßt sich in seinen einzelnen Phasen verfolgen: Zuerst kam ein schwacher Vorläufer (V), dann in drei Staffeln die Böe selbst (H_1-H_3); ihr folgte ein kleiner Rückschlag der Warmluft (R). Die Waldluft beider Bestände folgte mit Verzögerung dieser plötzlichen Zustandsänderung nach. Das läßt sich am besten bei der dritten Böenstaffel H_3 erkennen; denn über dem Bestande ist bei Einsatz von H_3 die Temperatur schon auf 11° gesunken, im Bestande dagegen erst auf 14° C.

Die trägere Reaktion des Bestandes II tritt aber nun deutlich in folgenden Punkten in Erscheinung: 1. Das Temperaturminimum

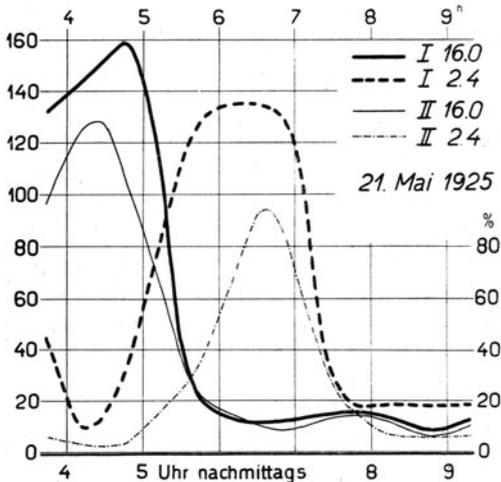


Abb. 161. Kampf der feuchten Stammraumluft mit der trockenen Außenluft bei dem gleichen Gewitter

über den Beständen war $9,6^{\circ}$, im Stammraum von I: $10,3^{\circ}$, von II: $10,8^{\circ}$. Das Temperaturmaximum, das einige Zeit nach dem Kälteeinbruch erreicht wurde, war über den Kronen $22,4^{\circ}$ (auf dem Kronendach lag wieder Sonnenschein), im Bestand I: $18,7^{\circ}$, in II nur $14,6^{\circ}$ C. 2. Der erste Rückstoß der trockenen Außenluft brachte über den Kronen 25% Feuchtigkeitsfall, im Bestandsinnern I: 13%; in II dagegen war er kaum merklich. 3. Vom Kälteeinbruch an bis in die späten Abendstunden hielt der Bestand II in seinem Innern die Feuchtigkeit besser als der Bestand I (die strichpunktierte Kurve der Abb. 160 unten liegt stets erheblich über der fein ausgezogenen Kurve).

Das Kampfspiel zwischen der trockenen Außenluft und dem feuchten Waldinnern soll uns Abb. 161 noch besonders veranschaulichen. Die Ordinate gibt die Summe der stündlichen Feuchtigkeits-

änderungen ohne Rücksicht auf das Vorzeichen. Die beiden ausgezogenen Kurven, welche die Verhältnisse über dem Bestand zeigen, haben ihr Maximum 1 bis 2 Stunden früher als die gestrichelten Kurven, die für das Waldinnere gelten. Der Kampf der verschiedenen feuchten Luftmassen prägt sich in der starken Feuchtigkeitsunruhe aus, weil dann bald Teile der feuchteren, bald Teile der trockeneren

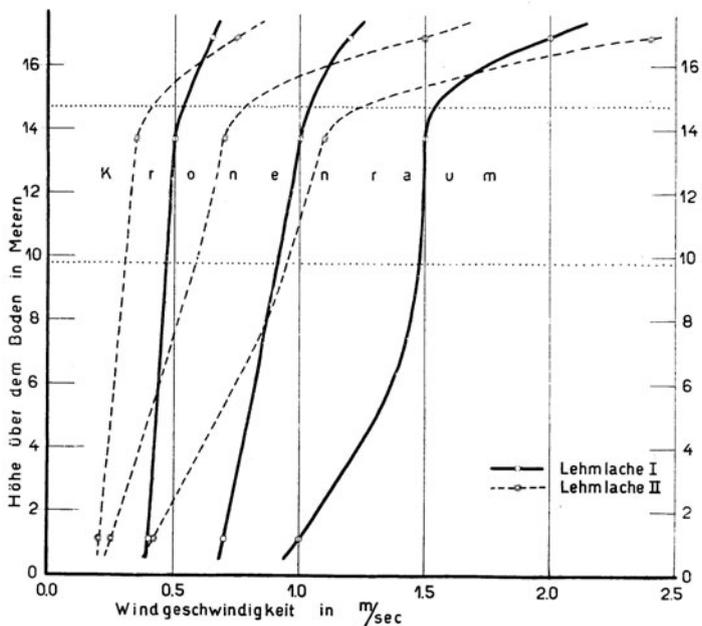


Abb. 162. Mittlere Windgeschwindigkeit in den zwei benachbarten, aber waldbaulich verschieden behandelten Beständen

Luft am Instrument vorbeistreichen. Er setzte zuerst an der oberen Waldbegrenzung ein. Kurz nach 6 Uhr war der Kampf in den reinen Föhrenbestand I vorgedrungen, verspätet und mit geringerer Energie machte er sich dann auch im fichtenunterstellten Teil II bemerkbar.

Die verschiedene klimatische Trägheit beider Waldbestände, die uns durch die besprochenen Registrierungen anschaulich wurde, drückt sich nun im Klima bei allen Faktoren aus. Am klarsten tritt sie in der mittleren Windgeschwindigkeit zutage. Für drei verschiedene Stärkestufen sind die Zustandskurven für beide Bestände in der Abb. 162 dargestellt. In I ist der Wind oben und unten gleichmäßiger; in II weht der Wind ungehinderter über das Kronendach, im Innern dagegen ist es erheblich stiller.

Verwickelter gestalten sich die Temperaturverhältnisse:

Zur heißesten Tageszeit bleibt der abgeschlossene Bestand II im Mittel bis 2° C kühler als der Bestand I. Hinsichtlich der vertikalen Temperaturverteilung rückt in I die heißeste Zone in den Kronenraum infolge der relativ guten Luftmischung herab, in II dagegen bleibt sie über dem Kronendach liegen. Weil aber die zugestrahlte und absorbierte Sonnenenergie in den beiden benachbarten Beständen dieselbe ist, gleicht sich in II die niedrigere Temperatur im Innern durch ein höheres Maximum über den Kronen aus.

Wie bei Tage kühl, so ist umgekehrt das Innere des fichtenunterstellten Teiles II bei Nacht gegenüber I relativ warm und wiederum kehrt sich das Verhältnis über den Kronen um. Die Verzögerung des Minimums im Innern von II ist etwas größer als im Innern von I gegenüber dem Auftreten des Minimums über den Kronen.

Die Verdunstung in beiden Beständen, aus Temperatur, Dampfdruck und Wind nach der Trabertschen Formel berechnet, ergab folgende Werte, wenn man die Freilandverhältnisse zu 100 ansetzt:

In der Höhe	Im reinen Kiefern- bestand (I)	Im fichtenunter- stellten Kiefern- bestand (II)
16,0 m (über den Kronen).....	103	100
12,6 m (im Kronenraum).....	94	68
2,4 m (im Stammraum).....	71	43

Das Standortsklima der benachbarten zwei Bestände ist also, wie aus allem Gesagten hervorgeht, recht verschieden und zeigt, welch großen Einfluß der Forstmann durch seine Wirtschaftsmaßnahmen auf den Standortsfaktor Klima hat.

Ähnliche Vergleiche führten 1927 bis 1930 R. Geiger und H. Amann (650) in einem lichten Alteichenbestand mit und ohne Buchenunterstand im Forstamt Schweinfurt durch. 1927 und 1928 verglich H. Burger (658) bei Thun im Kanton Bern das Stammraumklima in einem gleichalterigen Fichtenbestand und einem benachbarten Tannen-Fichten-Plenterwald. A. Ångström (655) bestimmte 1925 bis 1934 den Einfluß verschieden starker Durchforstung auf die Temperaturen des Waldbodens in 15, 30 und 45 cm Tiefe. Die mehrjährigen Beobachtungen bei Vindeln in Nordschweden ergaben, daß in den stark durchforsteten Beständen die Bodentemperaturen 2 bis 3° höher lagen als in den nicht durchforsteten und daß dementsprechend im Frühjahr der Bodenfrost 2 bis 4 Wochen vorher zum Auftauen kam. In Erdmannshausen hat Boos (657) 1935 und 1936 in zwei Kiefern-Fichten-Mischbeständen und zwei

Buchenbeständen die Temperaturen im Waldboden, sowie Feuchtigkeit, Wind und Niederschlag in der waldbodennächsten Luftschicht miteinander verglichen.

In einem Mischbestand aus Kiefern, Fichten und einzelnen Tannen und Buchen untersuchte C. v. Wrede (684) 1923/24 im Juragebiet des Altmühltals den klimatischen Unterschied von Gruppe und Schirm. In einem reich mit Unterstand versehenen Teil des Waldes war eine Gruppe geschlagen, d.h. eine Lichtung kleinsten Ausmaßes inmitten des Altbestandes, im vorliegenden Falle kreisförmig mit 13 bis 14 m Durchmesser, auf welcher der Jungwuchs der nächsten Waldgeneration im Schutze der alten Generation aufwachsen soll. In unmittelbarer Nähe davon war ein von Ost nach West laufender, 50 bis 60 m breiter „Schirmstreifen“ hergestellt worden, indem aus dem geschlossenen Wald so viel einzelne Stämme herausgenommen wurden, daß die Bodenfläche nur noch zu 43% von Baumkronen überdacht war („Bestockungsgrad“ 0,43). Das Licht, das in den gelockerten Bestand hereinfällt, erlaubt das Aufkommen des Jungwuchses auf dem Waldboden.

C. v. Wrede stellte in die Mitte von Gruppe und Schirm je eine Beobachtungshütte in 40 cm über dem Boden auf, um die Verhältnisse der bodennahen Luftschicht, in welcher der Jungwuchs hochkommen muß, zu erfassen. Die Temperaturmessungen zeigten in der Gruppe ein gemäßigteres Klima als unter dem Schirmstreifen, wie folgende Zahlen zeigen:

1923	Differenz der absoluten Monatsextreme		Größte tägliche Temperatur- schwankung im Monat	
	Gruppe	Schirm	Gruppe	Schirm
Juni	18,1	20,9	12,5	15,5
Juli	23,6	26,7	15,0	16,7
August	24,0	27,9	20,6	24,0

Die Ursache hierfür liegt in den Windverhältnissen. Schalenkreuzanemometer waren in 1 m Höhe über dem Boden aufgestellt, und der zurückgelegte Windweg wurde gelegentlich der Terminbeobachtungen abgelesen. Die mittleren Windstärken waren:

Im Monat:	Juni	Juli	August	Sept. 1923
In der Gruppe.....	0,26	0,50	0,55	0,35 m/s
Unter dem Schirm	0,54	0,85	0,72	0,49 „

Die Windgeschwindigkeit unter dem Schirm war im Durchschnitt $1\frac{1}{2}$ mal so groß als in der Gruppe. Dabei wurde in der Gruppe häufig die entgegengesetzte Windrichtung beobachtet von derjenigen im Freien. Den Verlauf der Windströmung in Gruppe und Schirm muß man sich danach wie in Abb. 163 angedeutet vorstellen. In der engen Gruppe inmitten des windschützenden umliegenden Altbestandes bildet sich ein Luftwirbel aus; das Hereingreifen des Oberwindes ist nur unvollkommen und der Wirbel verursacht am Boden oft die entgegengesetzte Windrichtung. Durch Rauchversuche hat H. Pfeiffer (676) diese Luftbewegung inzwischen unmittelbar nachgewiesen (vgl. auch 35. Kapitel). [Sie wird von großer praktischer Bedeutung bei den Höfen in großen Häuserblocks. Stellen wir uns

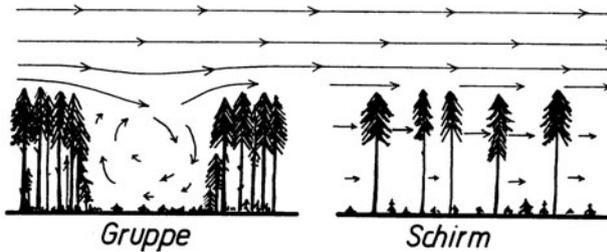


Abb. 163. Windbewegung in einer Gruppe und unter einem Schirm

in der Abb. 163 links statt des umgebenden Waldes Häuser vor, so ist sofort verständlich, daß die Kamine in den Häusern rechts nicht richtig arbeiten, ja daß in den dortigen Wohnungen oft das Feuer aus den Ofentüren herausgeschlagen wird. Man hilft sich in solchen Fällen durch Anpflanzung von Bäumen auf dem Hof, welche die Ausbildung des Wirbels verhindern.]

Wie die Luft, so kann auch die Sonne nicht in die Gruppe hereindringen; daher erfolgt die Erwärmung der Luft auch nicht wie im Freiland vom Boden, hier also vom Waldboden her, sondern vom umliegenden Bestand aus, wie auch bodennahe Temperaturmessungen bewiesen (179). Durch das aufgelockerte Kronendach des Schirms aber kommt so viel Sonnenstrahlung bis zum Waldboden durch, daß die Erwärmung der bodennahen Luft von dort her erfolgt. Unter dem Schirm war auch die relative Luftfeuchtigkeit 5 bis 7% geringer als in der Gruppe.

Über den Einfluß eines Schirmbestands hat auch H. A m a n n (793) meteorologische Versuche gemacht. Im 40. Kapitel kommen wir im Zusammenhang mit der Frostfrage darauf zu sprechen (S. 370).

34. Kapitel

Das Mikroklima der Lochschläge, Lichtungen und Schneisen

Der Forstmann verjüngt gerne seine Bestände auf Lochschlägen oder Lochhieben, meist von Kreisflächenform, die in den alten Bestand geschlagen werden. Der gemäßigte Temperaturgang, die hohe Luftfeuchtigkeit und die Luftruhe des umgebenden Stammraums bestimmen auch das Standortklima im Lochschlag. Der Jungwuchs findet daher von Anfang an die ihm zusagenden klimatischen Bedingungen vor. In der „Gruppe“ der v. Wredeschen Untersuchung waren wir im letzten Kapitel bereits einem solchen Lochschlag begegnet.

Die jungen Pflanzen am Boden brauchen aber zum Gedeihen Licht und Sonne. Daher geht das Bestreben dahin, die Lochschläge zu vergrößern. Auch die Notwendigkeit, genügend Flächenraum für die zukünftige Waldgeneration zu gewinnen, führt zu dem gleichen Bestreben.

Mit der Vergrößerung des Lochschlags verändert sich aber auch das Mikroklima in demselben. Das stärkere Eindringen der Sonnenstrahlung bei Tage und die stärkere Ausstrahlung bei Nacht führen zu extremeren Bodentemperaturen, die infolge der Luftruhe sich voll auf das Standortklima über dem Waldboden auswirken können. Größere Lochschläge sind aus diesem Grunde wohl bei Tage sehr warm, aber in Frühjahrsnächten stark frostgefährdet, was für ihre praktische Verwendung in bestimmten Großklimalagen ein ernstes Hindernis bedeutet.

Je größer nun aber der Lochschlag gemacht wird, bis er schließlich den Namen einer Waldlichtung verdient, desto mehr kann auf ihm der Wind in der Höhe bis zur bodennahen Luftschicht heruntergreifen. Und das bedeutet (vgl. S. 109 ff.) eine Milderung der Tagestemperaturschwankung, mithin auch eine Milderung der Frostgefahr. Im Übergange von einem engen Lochhieb zu einer weiten Lichtung ist daher zu erwarten, daß bei einer bestimmten Größe das Standortklima besonders extrem wird. Unterhalb dieser kritischen Größe mildert sich das Klima wegen der geringen Strahlung, oberhalb derselben wegen der fehlenden Luftruhe. Für die Größe ist hierbei nicht der Durchmesser D des Lochschlags, sondern sein Verhältnis zur Höhe H des umgebenden Bestands kennzeichnend. Dies Verhältnis $D:H$ nennen wir weiterhin die Kenngröße des Lochschlags.

Die Ausstrahlung A in der Mitte eines kreisrunden Lochschlags läßt sich in % der Freilandausstrahlung aus dem mittleren Abschirmwinkel h (s. S. 243) nach F. Lauscher (63) errechnen aus der Gleichung:

$$A = 100 (1 - \sin^r + 2 h).$$

Hierin ist r eine Funktion des beobachteten Dampfdruckes e , die hinreichend genau durch die Gleichung $r = 0,11 + 0,034 e$ dargestellt werden kann. Der Abschirmwinkel h ist vom Boden der Lochschlagmitte aus zu messen. Eine Errechnung desselben aus $\tan h = 2H : D$ gibt, wie R. Geiger (667) zeigte, zu große Werte von h . Denn die Umrandung eines Lochschlags wird nicht nur durch die Randbäume, sondern in deren Lücken auch durch weiter zurückliegende Baumwipfel gebildet.

Für die Luftruhe auf den Lichtungen besitzen wir in zahlreichen Temperaturmessungen früherer Zeit schon gute Zeugen. P. la Cour (659) zeigte 1872, daß die Wälder von einem Gürtel erhöhter Temperaturschwankungen umgeben sind. Das ist in erster Linie eine Folge erhöhter Strahlungswirkung durch erhöhte Luftruhe. Schon Windschutzstreifen steigern nach C. G. Bates (715) die Tagesschwankung um 5°. H. E. Hamberg (602) hat etwas später in seiner klassischen Untersuchung über den Einfluß der Wälder auf das Klima Schwedens nachgewiesen, daß die Lichtungen ein extremeres Klima als das Freiland besitzen. Bei Beobachtungen in der Neumark 1900 bis 1903 fand J. Schubert (626) als tägliche Temperaturschwankung im August und September im Stammraum 9,4°, im benachbarten Freiland 9,9° und auf der Lichtung 10,8° (Hüttentemperaturen).

Die Zunahme der Frostgefährdung mit der Vergrößerung der Lochschläge ermittelte B. Danckelmann (660) aus Beobachtungen im märkischen Walde. Im Jahre 1894 boten Lochschläge bis zur Kenngröße $1\frac{1}{4}$ vollen oder fast vollen Frostschutz, bei Kenngröße $1\frac{1}{2}$ hielten sich die Beschädigungen noch in mäßigen Grenzen. Von der Kenngröße 2 ab war die Frostgefahr groß. Dies Ergebnis hängt naturgemäß von der zufälligen Spätfrosthäufigkeit im Beobachtungszeitraum ab.

Eine systematische Versuchsreihe in einem 26 m hohen Kiefern-Buchen-Mischbestand bei Eberswalde führte 1940 R. Geiger (667) durch. In den Bestand waren sieben kreisrunde Lochhiebe verschiedenen Durchmessers geschlagen worden. Die Größenverhältnisse derselben und das Ergebnis einiger Messungen zeigt die untenstehende Tabelle:

Durchmesser D in m	0	12	22	24	38	47	87
Kenngröße $D : H$	0	0,46	0,85	0,93	1,47	1,82	3,36
Mittlerer Abschirmwinkel h . . .	90°	72°	59°	58°	48°	40°	26°
Ausstrahlung A (% des Freilands)	0	11	31	33	52	66	87
Regen (% des Freilands)	·	87%	·	·	105%	·	102%
Mittagstemperatur (8. Juni 1940) (wärmer als der Bestand)	0	0,7	1,6	2,0	5,2	5,4	4,1

Die Kenngrößen waren bis über 3 hinaus gewählt worden. Dadurch ging die Ausstrahlung im größten Lochschlag bis auf 13% an den Freilandwert heran, so daß die Untersuchung alle im praktischen Forstbetrieb vorkommenden Größen umfaßte.

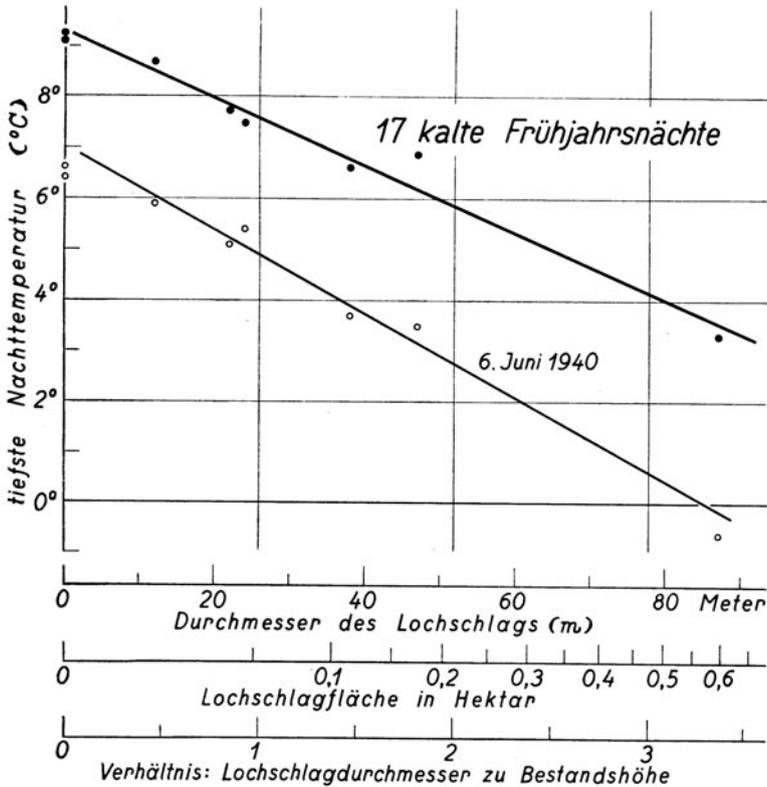


Abb. 164. Zunahme der Frostgefährdung auf Lochschlägen wachsender Größe

Die Regenmessung während der Monate Juni bis September 1940 in drei von den Lochschlägen ergab, daß im kleinsten Lochschlag in jedem Monat der geringste Niederschlag fiel; denn die umliegenden Baumkronen fingen schon bei wenig schräg fallendem Regen diesen zum Teil ab. Die größte Regenmenge erhielt jedesmal der 38-m-Lochschlag; in ihm standen nämlich die Randbäume zu weit von der Mitte entfernt, als daß sie den Regen abfangen konnten. Die Luftruhe jedoch bewirkte, daß durchschnittlich 5% mehr Regen aus der Luft ausfallen konnte als im Freiland. In dem 87-m-Lochschlag war

die Bevorzugung nur noch 2%. Der Lochschlag mit der Kenngröße 1,5 stellte also eine kritische Größe im Sinne obiger Ausführungen dar.

Ähnliche Verhältnisse ergaben die Mittagstemperaturen, die an einem sonnigen Tage mit dem Aspirationsthermometer in der Lochschlagmitte in 10 cm über dem Boden gemessen wurden. In der Tabelle ist angegeben, um wieviel wärmer die Temperatur im Lochschlag als im umliegenden Bestand war. Die Werte streben ebenfalls einem Maximum für die Kenngröße 1,5 bis 2,0 zu und fallen dann merklich ab.

Bei den Ergebnissen der Nachttemperaturbeobachtungen jedoch ist nichts Derartiges zu beobachten. Die Abb. 164 zeigt, daß die Temperatur regelmäßig mit wachsendem Durchmesser des Lochschlags abnimmt. Dies gilt sowohl für das Mittel der 17 kältesten Nächte im Frühjahr und Sommer 1940 wie auch für die kälteste Spätfrostnacht des Jahres am 6. Juni. Bekanntlich sind die gefährlichen Spätfrostnächte windstille Strahlungsnächte. Ein Einfluß des Windes ist daher auch in den Temperaturen nicht erkennbar. Vielleicht wird die kritische Größe erst oberhalb der Kenngröße 3,4 erreicht oder, was wahrscheinlicher ist, die Gerade der Abb. 164 nähert sich bei weiterem Anwachsen der Kenngröße asymptotisch dem für das offene Freiland gültigen Wert des nächtlichen Temperaturminimums. Daß aber auch die Ausstrahlung nicht allein wirksam ist, geht daraus hervor, daß das Absinken der Temperaturen nicht proportional zu den in der Tabelle mitgeteilten Ausstrahlungswerten A erfolgt. Es ist entweder bei kleinen Lochschlägen ein erwärmender oder bei großen Lochschlägen ein abkühlender Einfluß zusätzlich vorhanden. Der erstere ist erklärt durch die Mischung der kalten Luft auf dem Lochschlag mit der wärmeren Stammraumluft, der letztere durch das Hereinfallen der erkalteten Luft über dem Kronenraum des umgebenden Bestands in den Lochschlag, einen Vorgang, den wir im folgenden Kapitel als „nächtlichen Waldwind“ kennenlernen werden (s. S. 335).

Die Ausstrahlungsverhältnisse auf Schmalschlägen und Waldschneisen (auch Gestelle oder Geräumte genannt) können nach Angaben von F. Lauscher (63) berechnet werden. Ist von der Mitte der Schneise aus gesehen h der Abschirmwinkel nach den beiderseitigen, gleich hoch gedachten Beständen, so ergibt sich die Ausstrahlung der Schneise S in % der Freilandausstrahlung aus folgender Zahlenreihe:

h :	0	5	10	15	20	30	45	60	75
S :	100	93	86	80	74	62	45	30	14

Die Tagesbelichtungsverhältnisse solcher Schneisen haben F. Lauscher und W. Schwabl (642) untersucht. Messungen in

einer nordsüdlich laufenden, 20 m breiten Schneise in einem 80- bis 100jährigen Mischbestand aus Fichte, Tanne und Buche bei Lunz zeigt die Abb. 165. Die mit Sperrschichtphotozellen ermittelten Helligkeitswerte sind in % der gleichzeitig beobachteten Freilandhelligkeit angegeben. Die Schneise reichte, wie die Skizze oben andeutet, vom Ordinatenpunkt (Schrittzahl) 35 bis 63. Sie ist von Norden her gesehen, so daß also links Osten, rechts Westen liegt. Die gestrichelte und die punktierte Verteilung wurde bei Sonnenschein gewonnen. Die maximale Helligkeit ist ebenso groß wie im offenen Freiland, ihre Lage auf der Schneise ändert sich aber mit dem Wandern der Sonne. Die ausgezogene Kurve gibt eine Messung bei

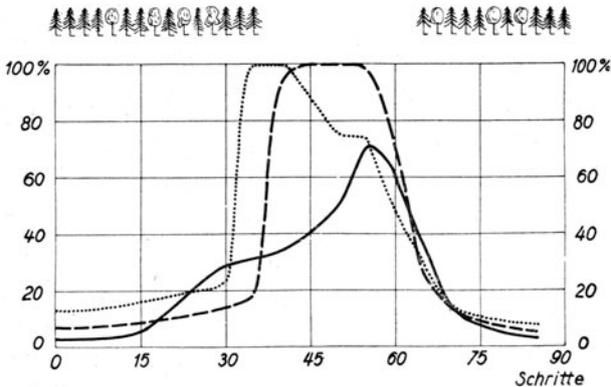


Abb. 165. Belichtungsverhältnisse in einer N-S-verlaufenden Waldschneise (Nach Messungen von F. Lauscher und W. Schwabl)

bedecktem Himmel wieder. Nicht die direkte Sonnenstrahlung, sondern die Strahlung vom Himmel bestimmt jetzt (analog den nächtlichen Verhältnissen) die Helligkeit; sie erreicht daher jetzt nirgends mehr die Freilandhelligkeit wie bei wolkenlosem Wetter.

Über Besonnungsverhältnisse von Keilschlägen hat E. Schimitschek (680) einige Angaben gemacht.

Die Windverhältnisse auf Schneisen sind von R. Geiger (664) im Anzing-Ebersberger Forst und später von H. Pfeiffer (676) durch Modellversuche im Windkanal untersucht worden.

Die Abb. 166 zeigt schematisch die Ergebnisse der Geigerschen Messungen. Der starke Pfeil kennzeichnet den Oberwind über der Schneise, die schwachen Pfeile geben die Winde auf der Schneise. Je stärker diese sind, desto dichter liegen die Linien. Die punktierten Flächen bedeuten Totluft Räume. Weht der Wind senkrecht zum Schneisenverlauf, so gehen auf der Schneise Windstöße entgegengesetzter Richtung hin und her. Der in der Gruppe nach Abb. 163

(S. 323) auftretende Wirbel kann auch auf der Schneise beobachtet werden; dann weht der Wind am Boden entgegen der allgemeinen Richtung. Es kann aber auch ein Doppelwirbel (nämlich zwei Wirbel übereinander) auftreten, wie H. Pfeiffer feststellte. Am Boden weht dann ebenso wie im Stammraum der Wind in der allgemeinen Richtung, während eine Gegenströmung in halber Höhe der umgebenden Bestände liegt.

Bei schrägem Anblasen der Schneise ist das Windmaximum von der Windschattenseite weg gegen den angeblasenen Bestand zu verschoben, wie bei entsprechendem Lichteinfall das Helligkeitsmaximum von der Schattenseite weg zum beschienenen Bestand. Geht der Wind annähernd in der Schneisenrichtung, so entsteht ein deutliches Geschwindigkeitsmaximum am windsteuernden Bestandsrand.

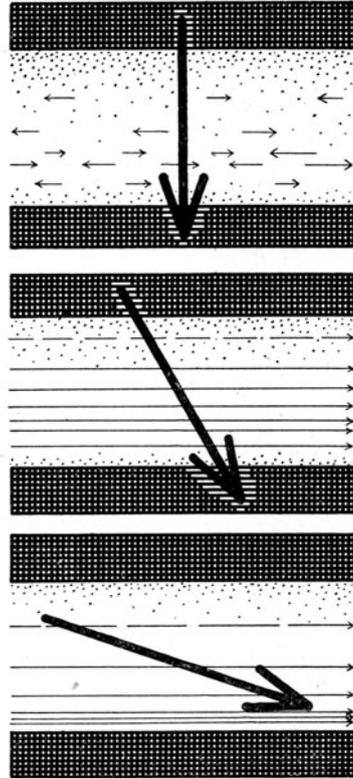


Abb. 166.

Die Windbewegung auf einer Waldschneise in Abhängigkeit vom Oberwind

35. Kapitel

Die Bestandsrandklimare

Große waldbauliche Bedeutung kommt den Bestandsrandklimaten zu; denn der Forstmann verjüngt seine Bestände größtenteils am Rande des Altholzes. Er benutzt dazu sowohl den Außensaum, das ist der Freilandstreifen vor dem Wald, als auch den Innensaum, der unter den Randbäumen im Bestand gelegen ist.

Das Bestandsrandklima entsteht, worauf R. Geiger (666) hinwies, aus zwei grundsätzlich verschiedenen Ursachen. Erstens ist es ein Übergangsklima zwischen dem Stammraumklima und dem Freilandklima. Der Gegensatz zwischen beiden führt zum Austausch ihrer Eigenschaften. Das Stammraumklima gewinnt Einfluß auf den Außensaum, das Freilandklima auf den Innensaum. Zweitens aber stellt der Bestandsrand gleichsam eine hohe Stufe im Gelände dar.

Je nach der Himmelsrichtung, nach der er schaut, fängt er die Sonnenstrahlung auf oder hält sie vom Freiland ab. Er fängt den Wind auf und er stellt sich Regen oder Schnee entgegen oder aber er hält, sofern der Bestandsrand im Windschatten liegt, den Wind vom Freiland ab und kann dort den Niederschlag verringern oder erhöhen.

In ihrer Wirkung überwiegen meist die an zweiter Stelle genannten Ursachen. Unter ihnen ist die Wärmezustrahlung bei Tage der wichtigste Faktor, mit dessen Besprechung wir beginnen. Die diffuse Himmelsstrahlung ist freilich ohne Einfluß; denn sie wirkt auf Be-

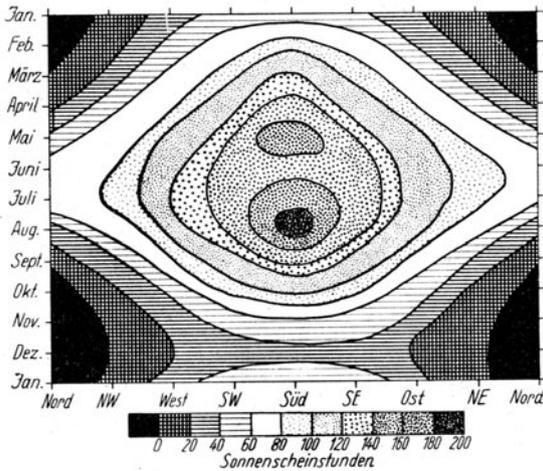


Abb. 167. Monatliche Sonnenscheindauer an Bestandsrändern aller Richtungen in Abhängigkeit von der Jahreszeit
(Nach den Zahlen von J. v. Kienle)

standsränder aller Richtungen in gleicher Weise. Je größer daher der Anteil der Himmelsstrahlung an der Totalstrahlung ist, desto weniger unterscheiden sich die verschiedenen Bestandsränder (vgl. das S. 220 u. über die Hangklimate Gesagte!). Das ist bei trübem Wetter und in nördlichen Gegenden der Fall. Unterschiede bewirkt nur die direkte Sonnenstrahlung.

Die Sonnenscheindauer für Bestandsränder aller Richtungen und für alle Jahreszeiten zeigt die Abb. 167. Ihr liegt die Karlsruher Beobachtungsreihe von 1895 bis 1934 in der Bearbeitung von J. v. Kienle (429) zugrunde. Die angeschriebene Zahl der Sonnenscheinstunden bezieht sich auf den Monat als Einheit. Die Unregelmäßigkeit der Kurven spiegelt die wechselnde Witterung wieder, da selbst das 40jährige Mittel noch nicht ausgeglichen ist. Im großen gesehen herrscht Symmetrie zwischen den Frühjahrs- und Herbst-

verhältnissen einerseits und zwischen den zum Südrand gleichgelegenen Ost- und Westrändern andererseits. Die vier schwarzen Eckflächen gehören den nach Nord schauenden Bestandsrändern an, die im Winter überhaupt keine Sonne sehen. Die Höchstbeträge der Sonnenscheindauer findet man im Hochsommer in den südlichen Expositionen (im Gegensatz zur Intensität des Sonnenscheins! s. S. 208 f.). An den Bestandsrändern zwischen SW über S nach SE überschreitet von Anfang Mai bis Ende August die Sonnenscheindauer im Monat 150 Stunden. In dieses Kerngebiet sind zwei Maxima eingelagert; beide sind getrennt durch die Schlechtwetterzeit des Juni, die als „europäische Monsunzeit“ mehr Wolken und Niederschlag zu bringen pflegt als der Mai mit seiner reinen Luft und die schon zur Herbstklarheit („Altweibersommer“) hinüberreichende Augustzeit.

Über die Intensität der Bestrahlung können die auf S. 208 mitgeteilten Zahlen von J. Schubert wenigstens für die Bestandsränder, die nach den vier Haupthimmelsrichtungen schauen, Auskunft geben. Auch ihnen liegen Messungen zugrunde, bei denen die durchschnittlichen Bewölkungsverhältnisse schon berücksichtigt sind. Auf die besondere Lage, in welche die Südränder zur Zeit des Winterausgangs kommen, ist bereits S. 216 hingewiesen worden. (Vgl. im übrigen die Übersicht auf S. 203).

Was die einen Bestandsränder an Strahlung gewinnen, verlieren die anderen durch den Schattenwurf. Über die Schattenbreite vor dem Bestand hat R. Geiger (665) unter der Voraussetzung ebenen Geländes Auskunft gegeben. Die Abb. 168 gilt für den Tag der Sommersonnenwende und für die geographische Breite von München (48°)

In der Waagerechten ist die Himmelsrichtung aufgetragen, nach welcher der Bestandsrand schaut, in der Senkrechten die Tagesstunde (wahre Sonnenzeit). Im Inneren der Abbildung findet man die Linien gleicher Schattenbreite, ausgedrückt in Einheiten der Bestandshöhe. Die stark ausgezogenen Grenzlinien zwischen Besonnung und Beschattung (Schattenbreite 0) verbinden all die Möglichkeiten, bei denen die Sonne gerade dem Bestandsrand entlang streicht. Der Augenblick des Sonnenaufgangs und -untergangs ist durch die gestrichelten Linien oben und unten gekennzeichnet. In deren nächster Nähe sind die Linien gleicher Schattenbreite nicht mehr eingetragen, da bei dem langen Schattenwurf und der noch kraftlosen Sonne den Werten keine praktische Bedeutung zukommt. Zur strahlungskräftigen Mittagszeit aber sind die Linien entsprechend unterteilt. Die Abbildung ist selbstverständlich in bezug auf Abend und Morgen symmetrisch.

Von rechts oben nach links unten zieht sich zwischen den stark ausgezogenen Nulllinien das breite weiße Band, in dessen Bereich

aufgang bis 9 Uhr früh im Schatten liegt. Kurz nach 11 Uhr ist die ganze Kultur in der Sonne und bleibt darin bis Sonnenuntergang.

Ein höchst überraschender Sonderfall, den J. Schubert (39) entdeckte, soll nicht unerwähnt bleiben. Vor einem Nordrand ist die Schattenbreite am 21. März und am 23. September (Tag- und Nachtgleiche) von der Tageszeit unabhängig, also von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang stets gleich groß. Der lange, schräg fallende Schatten am Morgen und Abend ist ebenso breit, wie der steiler, aber senkrecht zum Bestandsrand einfallende Schatten am Mittag!

Das Sonnen- und Himmelslicht dringt zwischen den Randbäumen in den Innenraum hinein und ermöglicht dort dem Jungwuchs das Hochkommen. Andererseits verdunkelt der Bestand das vorliegende Freiland. Den so entstehenden Übergang zeigt die Abb. 169 nach Messungen von F. Lauscher und W. Schwabl (642). Es hängt in hohem Maße von den Beleuchtungsverhältnissen ab, wie sich der

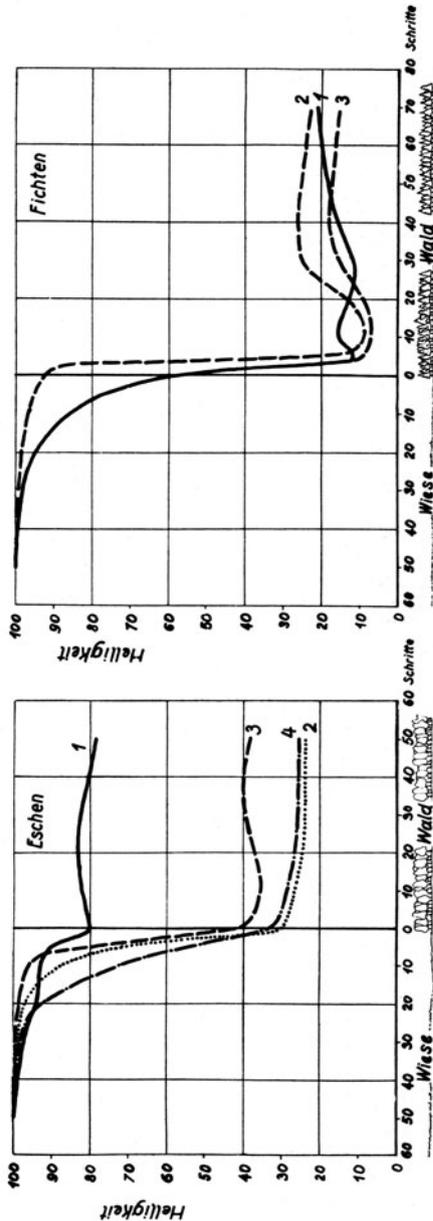


Abb. 169. Verdunkelung des Außensaums und Belichtung des Innensaums von Bestandsrändern. (Nach F. Lauscher und W. Schwabl)

Übergang vollzieht. Ist der Himmel bedeckt und der Wald, in der Abb. 169 links ein Eschenbestand, noch nicht belaubt (Kurve 1), so ist die Helligkeit draußen (= 100 gesetzt) und drinnen nicht sehr verschieden. Die Kurve 3 entspricht dem unbelaubten Zustande bei Sonnenschein. Die direkte Strahlung wird vom Astwerk des Bestands stark zurückgeworfen, so daß die Unterschiede schon wesentlich größer als bei Kurve 1 sind. Am weitesten hinaus ins Freiland erstreckt sich die Schattenwirkung bei belaubtem Wald und verschleierter Sonne (4). Die punktierte Linie entspricht dem belaubten Zustand bei bedecktem Himmel. Bei anderen Holzarten, z. B. bei der Fichte, ist der Belichtungsunterschied zwischen draußen und drinnen größer, wie wir schon wissen (s. S. 296). Aber der Übergang ist wesentlich derselbe; nur ein dichter Bestandsmantel, der gerade bei der Fichte vorkommt, kann im Bestand eine besonders verdunkelte Randzone hervorrufen (Abb. 169 rechts).

In der Nacht bietet der Bestand für den anliegenden Freilandstreifen einen Ausstrahlungsschutz, den R. Geiger (666) untersuchte. Für Pflanzen, die in der Baumtraufe stehen, ist gerade der halbe Himmel abgeschirmt. Die nächtliche Wärmeausstrahlung ist somit nur halb so groß wie im Freiland; denn der Strahlungsaustausch mit dem Bestand selbst ist, da dieser wesentlich dieselben Temperaturen hat wie der ausstrahlende Boden, ohne Bedeutung. Der Ausstrahlungsschutz nimmt aber sehr rasch mit der Entfernung vom Bestand ab. Wie S. 22 gezeigt, ist die Ausstrahlung gegen die zenitnahen Himmelsteile am größten. Mit Abrücken vom Bestand werden gerade diese freigegeben. Daher ist in einer Entfernung, die gleich der Bestandshöhe ist, die Ausstrahlung schon auf 90% der Freilandausstrahlung gestiegen. Immerhin ist zu beachten, daß der Frostschutz der altholz nahen Randzone nicht nur mittelbar durch die wärmere Stammraumluft, sondern auch unmittelbar durch die verringerte Ausstrahlung hervorgerufen wird.

Die Windverhältnisse am Bestandsrand werden deutlich, wenn man nach dem trefflichen Vorschlag von H. Pfeiffer (676) einen passiven und einen aktiven Waldeinfluß auf das Windfeld unterscheidet.

Ein passiver Waldeinfluß entsteht dadurch, daß der Wald ein Hindernis für die Luftströmung darstellt. Am windzugewendeten Bestandsrand wird die Windströmung angehoben. Es entsteht am Boden eine Totluftzone, die auf etwa das $1\frac{1}{2}$ fache der Bestandshöhe anzusetzen ist. Darüber ist die Windgeschwindigkeit wegen der Drängung der angehobenen Stromlinien sogar etwas erhöht. M. Woelfle (683) untersuchte mit dem Hitzdrahtwindmesser nach F. Albrecht (214) das Eindringen des Außenwindes in einen dichten Fichtenbestandsmantel. Bei schwachen Winden wurde im Innen-

saum noch 20 bis 30% der Außengeschwindigkeit angetroffen. Bei lebhafterem Winde verstärkte sich die Schutzwirkung des Mantels, so daß der %-Wert absank. M. Woelfle führte das auf die „Jalousiewirkung“ des Mantels zurück, worunter er das Aufeinanderlegen der Fichtenzweige und den dadurch dichteren Abschluß des Bestands nach außen versteht.

Über das Windfeld in Lee eines Waldes folgen Angaben bei Besprechung der Windschutzfrage im 39. Kapitel. Im übrigen sehe man die für die Windbewegung auf Waldschneisen S. 328f. erläuterten Regeln.

Ein aktiver Waldeinfluß auf das Windfeld entsteht durch die Temperaturwirkung, die der Wald ausübt. Es handelt sich um Winde, die der Wald erst erzeugt.

Wenn tagsüber die bodennahe Luftschicht über dem Freiland erhitzt wird, im Bestand aber unter dem Schirm der Baumkronen kühl bleibt, kann die kühlere Stammraumluft als Tageswaldwind in das Freiland hinausfließen. L. Herr (80) und auch K. Dörfel (663) haben ihn durch die Abkühlung und Anfeuchtung der Luft, die er für den Außensaum bringt, nachgewiesen. Er ist seiner Entstehung nach sehr ähnlich dem Seewind, der tagsüber vom kühlen Meer auf das heiße Land weht. Schon 1920 sprach A. Schmauß (681) von „Seewinden ohne See“.

Ein nächtlicher Feldwind, entsprechend dem Landwind, also das Gegenstück zu dem Tageswaldwind, ist noch nicht beobachtet worden. Die Windbremsung im Bestand wird ihn auch kaum zur Entwicklung kommen lassen. Dagegen kommt ein nächtlicher Waldwind vor, der ein Abfließen der Kaltluftschicht von der Kronenoberfläche hinaus ins Freiland darstellt. Er ist von H. G. Koch (670, 670a) mit Hilfe von Gummiballonen untersucht und näher beschrieben worden. In der Ebene erreicht er nur 1 m/sec Geschwindigkeit. Mit merklicher Kraft tritt er aber dort auf, wo an einem Berghang der obere Teil bewaldet ist. Mit Geschwindigkeiten bis an 3 m/sec fließt dann die kronennahe Kaltluft im Gefälle abwärts und sinkt an der Bestandsgrenze auf den Freilandboden. Der Jäger auf dem Hochsitz fürchtet diesen nächtlichen Waldwind, da er seine Witterung zu dem draußen stehenden Wild trägt.

Die Samenverbreitung am Bestandsrand, die stark von Wind und Austausch beeinflusst ist, wurde durch H. Hesselman (669) in der schwedischen Provinz Västerbotten eingehend untersucht. Auf einer 100 zu 200 m großen Kahlschlagfläche bei Lund inmitten eines 90jährigen 18 m hohen Kiefernbestands waren insgesamt 262 Samenkästen von $\frac{1}{4}$ qm Fläche bodeneben eingebaut worden. Der Samenertrag des Winters 1936/37 verteilte sich auf die einzelnen bestandsnahen Zonen in folgender Weise:

Entfernung der Samenkästen vom Bestandsrand	Aufgefangene Samen					
	Anzahl		Ge- wicht (g)	des Samenflügels		
	je qm	in ‰		Länge (mm)	Breite (mm)	
Im Innensaum	37 m	105	144	3,8	12,9	4,2
	22 m	89	122	3,6	12,7	4,1
Beiderseits des Bestandsrands		73	= 100	3,6	12,9	4,2
	7,5 m	52	71	3,4	13,1	4,0
Im Außensaum	22 m	29	40	3,4	12,8	4,2
	37 m	17	23	2,9	13,0	4,2

Die Verringerung der Samenzahl mit der Entfernung vom Bestandsrand war regelmäßig und folgte gut der Theorie, die Wilh. Schmidt (113) auf Grund der Gesetze des Massenaustauschs gab (vgl. S. 47). Dabei spielte die Größe des tragenden Samenflügels keine Rolle; denn die beiden letzten Spalten der Tabelle zeigen überall dieselben mittleren Größen. Aber das Gewicht des Samens bewirkt, daß die leichten im Durchschnitt weiter getragen werden als die schweren. Die leichten sind aber auch die schlechten. Während am Bestandsrand nur 7% der Samen Hohlkörner waren, betrug der Anteil in 37 m Entfernung 19%.

Eine echte Übergangserscheinung, die nur am Bestandsrand auftritt, ist der Nebelniederschlag. Wenn windbewegte Luft Wassertröpfchen mit sich führt, also vor allem bei Nebeltreiben in den höheren Lagen der Mittelgebirge, werden an der windzugewendeten Seite des Bestands die Wassertröpfchen von den Zweigen, Blättern und Nadeln abgefangen. Die Tropfen fallen ab und kommen als zusätzlicher Niederschlag dem Waldboden zugute. P. Descombes (661) hat hierfür den Ausdruck verborgener Niederschlag, R. Süring (nach 674) horizontaler Niederschlag geprägt. Wir benutzen die von K. Rubner (678) gebrauchte Bezeichnung Nebelniederschlag.

Der Tafelberg bei Kapstadt ist bekannt durch das sogenannte „Tafeltuch“, das seine Entstehung dem treibenden Nebel verdankt, der auf der Luvseite des Berges sich bildet und auf der Leeseite sich wieder auflöst. Als Marloth (675) zwei Regenmesser dort oben aufstellte, den einen in normaler Aufstellung, den anderen mit einem Reisigbündel überdeckt, lieferte letzterer nach zweimonatlicher Beobachtung den 16fachen Betrag gegenüber dem offenen Regenmesser. P. Descombes und andere zogen daraus kühne Schlußfolgerungen auf den Wassergewinn des Waldes durch den Nebelniederschlag. Die Wirkung ist jedoch beschränkt auf nebelreiche Höhenlagen und sie ist stets nur eine Bestandsranderscheinung.

F. Linke (673, 674) hat im Taunus in 800 m Seehöhe Messungen in Fichtenbeständen ausgeführt. In den Jahren 1915 bis 1919 fand er folgenden Überschuß der im Bestand aufgestellten Regenmesser im Vergleich zum Freilandregenmesser:

Regenmesser	Monat		Sommer	Winter	Jahr
	nebel- ärmster (Juni)	nebel- reichster (November)			
Unmittelbar am Waldrand	104	301	131	184	157
Etwas tiefer im Bestand . .	87	259	90	159	123
Mittl. Zahl der Nebeltage . .	11	24	14	22	18

Der Überschuß erreicht also sehr hohe Werte. Er läßt aber erheblich nach, sobald man vom Bestandsrand weiter in den Wald eindringt.

K. Rubner (678, 679) konstruierte einen besonderen Nebelniederschlagsmesser und führte damit im Erzgebirge in 745 m Seehöhe sechsjährige Messungen durch. Nach seinen Ergebnissen sind für unsere deutschen Verhältnisse die Linkeschen Werte als eine obere Grenze anzusehen. Daß aber der Nebelniederschlag für den Wasserhaushalt der waldrandnahen Bestandszone erhebliche Bedeutung haben kann, zeigt auch seine Untersuchung.

Auf die Verteilung des Niederschlags an Bestandsrändern, soweit sie sich als Folge des Windfeldes ergibt, war bereits S. 330 hingewiesen worden.

Die bisherigen Betrachtungen zeigten uns in kurzem Überblick, wie viele Faktoren das Bestandsrandklima bestimmen. Sowohl der Außensaum wie der Innensaum besitzen ein Standortklima mit besonderen und ausgeprägten Eigenschaften. Der praktische Forstmann rechnet seit jeher mit ihnen. Vor allem C. Wagner (682) hat in seinem Buch „Die Grundlagen der räumlichen Ordnung im Walde“ das von ihm vorgeschlagene Blendersaumschlagverfahren vom Nordrand her vorwiegend bestandsklimatisch begründet. Er hat das Klima der verschiedenen Bestandsränder aus nur zwei Faktoren abgeleitet, nämlich aus der direkten Sonnenstrahlung und dem aus Westen schräg einfallenden Regen, und dabei schon treffliche Ergebnisse erzielt.

Bedauerlicherweise gibt es aber keinerlei Messungen, keine Beobachtungszahlen über die Bestandsrandklimata. Es ist uns heute unbekannt, wie groß die mittlere Niederschlagshöhe an den verschiedenen Bestandsrändern ist, wie sich hierbei der schwer fallende

Regen und der leicht von Wind und Turbulenz getragene Schnee unterscheiden. Wir wissen nicht, wie der ursprünglich anfallende Tau verteilt ist und ob das frühe Wegzehren des Taus an den morgensonnenseitigen Rändern allein verantwortlich für den verschiedenen Taugenuß ist. Ob zu allen Jahreszeiten derselbe Bestandsrand der wärmste ist oder ob darin eine jahreszeitliche Verschiebung eintritt, ob der trockenste Bestandsrand immer mit dem wärmsten, der feuchteste immer mit dem kühlfsten zusammenfällt, ob Bodentemperaturen und Bodentrockenheit immer gleichsinnig mit dem bodennahen Klima laufen oder ob dieses durch das Großklima anders gesteuert wird, in welcher Weise sich alle genannten Elemente im Bereiche des Außen- und Innensaums ändern, — das alles ist für die Lebensbedingungen des Jungwuchses von unmittelbarer Bedeutung, aber wir haben keine Beobachtungszahlen darüber.

Fragt man sich, warum es diese nicht gibt, so muß man wohl zuerst darauf hinweisen, daß die ziffernmäßige Erfassung jedes Standortsklimas eine langwierige und nicht leichte Aufgabe ist. Alle Beobachtungen gehören zufälligen Wetterlagen an. Es müssen die bleibenden und darum kennzeichnenden Züge des Standortsklimas erst herausgeschält werden. Der Wirtschaftler im Walde hat im allgemeinen weder zu den Beobachtungen noch zu deren Bearbeitung Zeit und Möglichkeit. Aber dies ist nicht allein der Grund. Vielmehr erscheint das gestellte Problem selbst allzu vielseitig. Nicht nur Jahreszeit und Witterung, sondern auch Holzart, Bestandsverfassung, Bodenzustand und Gelände müssen stets wechselnde Ergebnisse hervorrufen. Niemand kann hoffen, durch erste Messungen dieser Art über rein örtliche Ergebnisse hinauszukommen.

R. Geiger (667) zeigte nun in neuester Zeit, daß ein großer kreisrunder Lochschlag an seinen Innenrändern die beste Möglichkeit für derartige Versuche bietet. Die auf dem Lochschlag liegende einheitliche Luftmasse, durch keinerlei äußere Einflüsse mikroklimatisch verschieden wirksam, wird nur an den Bestandsrändern standörtlich verändert. Diese Veränderung ist nach vorläufigen Beobachtungen im Sommer 1940 so groß, daß sie meßtechnisch ohne Schwierigkeit erfaßt werden kann. Damit bietet sich eine Möglichkeit, gerade die grundsätzlichen Fragen über die Bestandsrandklimat in systematischer Weise einer Beantwortung zuzuführen.

VII. Abschnitt

Die Beziehungen von Tier und Mensch zum Mikroklima

36. Kapitel

Die Tierwelt und das Mikroklima

Das Mikroklima ist ein wesentlicher Standortsfaktor für die ortsgebundene Pflanze. Das ist die Erkenntnis, die wir aus dem VI. Abschnitt des Buches gewinnen konnten. Jetzt gehen wir einen Schritt weiter und befassen uns mit den Beziehungen zwischen der Tierwelt und dem Mikroklima.

Auch für die Tiere ist das Mikroklima von größter Bedeutung. Trotzdem sie im allgemeinen die Möglichkeit zur Ortsveränderung besitzen, die den Pflanzen fehlt, sind sie den Einflüssen des Mikroklimas doch in hohem Maße ausgesetzt. Das gilt in erster Linie für die nicht oder nur langsam beweglichen Tiere, wie Larven, Würmer, Käfer, Raupen usw. Aber auch viele große Tiere erweisen sich als standortstet, wie W. Kühnelt (697) es nennt. Ja, selbst der Mauersegler, dessen Jagd- und Kunstflüge in hohen Luftschichten immer von neuem unsere Bewunderung erregen, muß bei Nacht zu seiner Behausung zurückkehren, deren Wohnlichkeit vom Mikroklima abhängt.

H. Grimm (692) suchte allgemein die Frage zu beantworten, ob sich die mikroklimatische Forschung für die Zoologie als ebenso sinnvoll erwiesen habe wie für die Botanik. Er gibt darauf zur Antwort ein volles Ja.

Die Tiergeographie, sagt er, sei an mikroklimatische Überlegungen „förmlich herangezogen“ worden. Das Verbreitungsgebiet irgendeiner Tierart löst sich an seiner Grenze in inselartige Vorkommen auf. Ebenso wie bei der Pflanzenverbreitung können die Tiere im ungünstigen Großklima nur noch an mikroklimatisch begünstigten Stellen existieren. Das Ei und die Larve des Hackenwurms zum Beispiel, die an tropische Temperaturen angepaßt sind, finden bei uns in Tunnels und Bergschächten ihre heimatlichen Standortbedingungen und fühlen sich zum Schaden der Bergarbeiter dort sehr wohl. In den unterirdischen Heizanlagen in Paris gedeiht der Rattenfloh, der die Pest überträgt, trotzdem er ein Gast aus wärmeren Ländern ist. E. Martini und E. Teubner (702) wiesen durch Laboratoriumsversuche und Freilandbeobachtungen nach, daß die echte Malaria-*mücke* (*Anopheles*) andere Ansprüche an das Mikroklima stellt als andere Stechmücken. Dies wirkt sich für die Malariagefährdung des Menschen in den Tropen unmittelbar aus. Denn das Mikroklima der

tropischen Wohnstätten (einschließlich der Nebengebäude wie Stallungen) bestimmt also, welche Mückenart für das Zusammenleben mit dem Menschen geeignet oder ungeeignet ist. Ähnliche Beispiele ließen sich noch in großer Zahl anführen.

Es ist daher notwendig, in einem Lehrbuch der Mikroklimatologie auch der Beziehungen des Mikroklimas zur Tierwelt zu gedenken.

Bei Besprechung der Beziehungen zwischen der Pflanzenwelt und dem Mikroklima begannen wir im 26. Kapitel mit dem Wärmehaushalt der Pflanzen. Auch das Tier hat seinen eigenen Wärmehaushalt. Durch die reichhaltigeren und verwickelteren Lebensvorgänge aber, die das Tier vor der Pflanze auszeichnen, spielen bei dem Wärmehaushalt des Tierkörpers neben den äußeren Faktoren schon schwierige physiologische Fragen mit herein. Man braucht etwa nur an die warmblütigen Tiere zu denken. Es ist nicht möglich und zweckmäßig, diese Fragen hier zu behandeln. Wir beschränken uns darauf, das Mikroklima als Umweltfaktor für das Tier kennenzulernen.

Zunächst soll die Abhängigkeit des Lebens und Gedeihens der Tierwelt vom Mikroklima aufgezeigt werden.

Im 22. Kapitel hatten wir bei Besprechung des Einflusses verschiedener Besonnung bereits die Untersuchungen von E. Schimitschek (706) über den Borkenkäfer erwähnt. Die wenig beweglichen Larven dieser Tierart entwickelten sich oder starben an ein und demselben Baumstamm je nach den Temperaturverhältnissen des Rindenklimas. Nach W. Kühnelt (697) sind auch die physikalischen Eigenschaften des Bodens (vgl. 14. Kapitel), namentlich seine Wärmeleitfähigkeit und Wasserdurchlässigkeit, für das Auftreten bestimmter Tierarten verantwortlich. Ausgesprochen wärmebedürftige Tiere dringen daher auf Sandböden am weitesten nordwärts, z. B. die mediterrane Heuschrecke *Stenobothrus fischeri* bis zu den Sanddünen Niederösterreichs.

Die markanten Mikroklimaunterschiede im Lunzer Sonderbeobachtungsnetz hatten wir an Hand der Abb. 89 (S. 186) in ihrer Auswirkung auf die Pflanzenwelt bereits besprochen. Auch die Tierwelt ist durch die gleichen Standortverhältnisse bedingt, wie E. Schimitschek (706) näher nachgewiesen hat.

Bis zur Höhe des Sattels der Doline, dessen Bedeutung für die Temperaturschichtung innerhalb der Doline auf S. 186/7 hervorgehoben worden war, kommt der Kiefernknospenwickler (*Evetria turionana* Hb.) nicht selten vor. 10 m tiefer unterhalb des Sattels ist er schon sehr selten, noch 30 m tiefer tritt er nur noch sporadisch auf, da die meisten Raupen abgestorben waren. Ein echter Borkenkäfer, *Pityogenes conjunctus* Reitt., fand sich in den absterbenden und abgestorbenen Latschenzweigen der Doline. „Am 19. Juli“, so beschreibt Schimit-

sche die Verhältnisse im kalten Grunde der Doline, „lagen bei allen untersuchten Brutanlagen erst die Eier vor, nur in ganz vereinzelt Fällen auch einige erst eben geschlüpfte Lärven. Neben diesen frisch angelegten Brutanlagen fanden sich außer eben verlassenen und zum Teil noch Jungkäfer beherbergenden Brutanlagen auch solche mit etwa dreiviertelwüchsigen Larven vor. Am 23. September waren die Larven der Brutanlagen vom Juli etwa halbwüchsig, ein Teil davon eingegangen. Spätabgelegte Eier überschreiten hier nicht mehr das Junglarvenstadium, sondern sterben ab. Die Generation ist hier 2jährig, im günstigsten Falle 1½jährig. In den höheren Lehnteilen der Doline konnte dagegen einwandfrei 1jährige Generation nachgewiesen werden. Die Häufigkeit des Auftretens von *Pityogenes conj.* nimmt von unten nach oben zu! Die Eizahl ist in den Brutanlagen am oberen Rand der Doline größer als bei jenen am Grund der Doline.“

H. Franz (691) zeigte in einem ähnlichen Beispiel die Verteilung der Orthopteren-Arten in einem Tal bei Parndorf (südöstlich Wien). In den Wiesen der feuchten Talsohle kommen andere Arten vor als an den trockenen Hängen oder auf den höher gelegenen Hutweiden.

Für ein bestimmtes Mikroklima können daher bestimmte, an dieses gebundene Tierarten als Kennzeichen gelten. Vor allem Insekten sind die besten Klima-Anzeiger. W. Kühnelt (697) hat hierfür die Bezeichnung „bioklimatische Leitformen“ geprägt. Sie ermöglichen im Bereich des Mikroklimas ebenso eine Kennzeichnung desselben durch Tiere wie etwa im Großklima W. Köppens „Buchenklima“ durch eine Pflanze gekennzeichnet ist. Nach H. Grimm (692) hat J. H. Blake bei einer quantitativen Untersuchung über Forstinsekten vier mikroklimatisch bestimmte Zonen zwischen 0,15 und 11,00 m Höhe unterschieden. M. Klemm unterteilte den Bewuchs eines Wiesenbodens auf Grund der tierischen Besiedlung sogar in sechs Zonen, nämlich das Geobium mit Regenwürmern, Käferlarven und Schmetterlingspuppen, das Herpetobium mit Käfern, Spinnen und Ameisen, das Bryobium mit Milben und Springschwänzen (Collembolen), das Phyllobium mit Orthopteren, Blattläusen und Raupen, das Anthobium mit allen Blütenbesuchern und endlich das Aerobium mit den Libellen. Jede dieser sechs Zonen ist durch ein bestimmtes Mikroklima und durch bestimmte Tierarten gekennzeichnet.

Wie Standort und Pflanzenwelt, so sind also auch Standort und Tierwelt eng miteinander verknüpft. Nun aber kann sich das Tier ebenso wie die Pflanze an ungünstige Mikroklimaverhältnisse anpassen. Gegen zu große Hitze schützt Erhöhung der Transpiration, gegen die Gefahr der Austrocknung besitzt das Tier eine Fülle von

Gegenmitteln, über die kürzlich W. Kühnelt (376) zusammenfassend berichtete. Aber das Tier hat noch die grundsätzlich andere Möglichkeit, die bereits genannt wurde, nämlich den Standortwechsel, also die Fortbewegung. Während ein ungünstiges Mikroklima für die Pflanze — um eine Prägung von W. Hausmann (736) zu verwenden — immer eine nicht entrinnbare Standortswirkung darstellt, kann das Tier in größerem oder kleinerem Ausmaße ihm entrinnen.

Eidechsen entziehen sich gefährlicher Überhitzung durch Aufsuchen kühler, schattiger Stellen. Die Sandeche (Uma notata) im schutzlosen Wüstensand verträgt nach W. Mosauer (703) die ungeheuer hohen Temperaturen des Bodens um Mittag dadurch, daß sie bei ihrem raschen Lauf den Körper etwas vom erhitzten Boden abhebt. Austrocknende Gewässer werden von den Molchen und anderen Bewohnern verlassen, und zwar bei Nacht, also bei günstigsten Feuchtebedingungen. Tanzende Mücken suchten, wie F. Lauscher (699) gelegentlich beobachtete, bei stark auffrischendem Winde, der bald talauf, bald talab wehte, jedesmal im Lee einer Hecke Schutz. Nach F. S. Bodenheimer (686) sitzt der Schwarm der afrikanischen Wanderheuschrecke um die Mittagstunde so, daß die Hauptachse der Tiere parallel zu den Sonnenstrahlen liegt, daß also die Wärmeaufnahme so gering wie möglich ist.

Aber nicht nur zum Entrinnen vor dem ungünstigen Mikroklima nutzt das Tier seine Bewegungsfähigkeit aus, sondern auch zum Aufsuchen günstiger Mikrokimate. Dieselben Wanderheuschrecken, die sich mittags alle gegen die Hitze schützen, stellen am Morgen alle miteinander ihre Breitseite der Sonnenstrahlung entgegen, um die frühe Morgensonne zu genießen. Wer Hühner besitzt, kann sie in der unfreundlichen Jahreszeit zu Lehrmeisterinnen der Mikroklimatologie erwählen; denn sie wissen wunderbar in jedem Augenblick bei dem gegebenen Wetter die behaglichste Stelle im ganzen, ihnen zugänglichen Bereich auszuwählen.

Eine feine Beobachtung fand ich bei H. Wiele (711) in der Beschreibung seiner Tierfängerlebnisse für Hagenbeck im Himalaja. Im Monat April, als die Bäume ohne Laub dastanden, war in der Nähe von Rawalpindi ein großer Heuschreckenschwarm erschienen. Ein schweres Gewitter in der Nacht und der darauf folgende Temperatursturz hatte die Tiere offenbar in hohem Grade erschöpft; denn sie verharrten bewegungslos, sobald sie sich niedergelassen hatten. Über die Fahrt durch den Schwarm schreibt nun der Verfasser: „Als wir den dichten Kern des Fluges durchquert hatten und wieder im grellen Sonnenlichte wanderten, fanden wir die mit hellgrau-blauem Granitkies bedeckte, schön glatt gewalzte Landstraße mit Heuschrecken so dicht besetzt, daß sie wie mit einem dicken,

locker geknüpften, schreiend hellgrünen Teppich belegt aussah, auf dem sich die Schatten der Baumgerippe mit ihren tausendfältigen Verästelungen als Musterzeichnung scharf in blaßgrauem Farbton abhoben. Denn in den Schattenzeichnungen saß nicht ein einziges Insekt.“

Die Laubheuschrecke (*Tettigonia viridissima*) beginnt nach Beobachtungen von E. T. Nielsen (705) in Dänemark am Nachmittag mit ihrem Gesang und sitzt dabei auf niedrigen Gewächsen, z. B. auf Kräutern oder auf Schilfrohr. Abends hört man sie dann in der Höhe, nämlich in Bäumen, singen. Um festzustellen, ob es sich hierbei um verschiedene Heuschrecken handelt oder ob dieselben Tiere, die unten sangen, mit Eintritt der Dunkelheit in die Höhe klettern, band er Versuchstiere an einige Meter Zwirnsfaden. In der Tat stiegen die Heuschrecken, die erst am Boden sangen, spiralförmig an den Bäumen empor, wenn die Abkühlung der bodennahen Luftschicht einsetzte. E. T. Nielsen nimmt an, daß sie die ihnen mehr behagenden Temperaturen der höheren Luftschicht aufsuchen.

In einem Kiefernaltbestand konnte ich gelegentlich beobachten, wie in den ersten Morgenstunden die Insekten die warme Luftschicht aufsuchen, welche die Strahlen der Morgensonne über den Kronen erzeugen, wenn im Stammraum noch die kühle feuchte Nachtluft liegt. Tausende und aber Tausende von Schwebfliegen und Mücken und Faltern sammelten sich dort, eine Fülle von Lebewesen, deren Existenz in solcher Menge kaum glaubbar erschien. Die lebendige Wolke war nach unten an der Mikroklimagrenze so scharf abgeschnitten, daß man beim Aufwärtssteigen auf der Beobachtungsleiter wie mit dem Kopf durch eine Schichtgrenze durchzustößen schien.

Die bisher gebrachten Beispiele zeigten, wie die Tiere in ihrer Lebensgewohnheit die ungünstigen Mikroklimata zu meiden, die günstigen aufzusuchen verstehen. Auch bei der Anlage ihrer Behausungen nehmen sie eine oft erstaunliche Rücksicht darauf.

Das große Nest der Waldameise ist eigentlich nichts anderes als ein Versuchsfeld im kleinen zur Erzeugung der Expositionsklimaunterschiede aller Himmelsrichtungen. Der Aufbau des Nestes aus schlecht wärmeleitenden Stoffen (Nadeln, Streu) läßt dabei die Unterschiede klar heraustreten. G. Wellenstein (710) hat im September 1927 im Regierungsbezirk Trier zahlreiche Temperaturmessungen an Nestern der roten Waldameise (*formica rufa* L.) vorgenommen. Als Beispiel seien Beobachtungen an einem 80 cm hohen Nest, das über 12 m Umfang hatte und an einem steilen Hang unter jungen Fichten stand, mitgeteilt. Trotzdem das Wetter an den

Beobachtungstagen vom 13. bis 15. September 1927 bewölkt und regnerisch war, ergaben sich folgende Temperaturen, die hier nach der Tageszeit geordnet sind:

Tageszeit (Stunde)	3	9	17	21 ^h
Lufttemperatur über dem Nest	8	11	10	12° C
Nesttemperatur } Schattenseite	12	14	13	16° C
in 25 cm Tiefe } Sonnenseite	21	22	18	22° C

Das Nest war somit 25 cm unter der Oberfläche auf der Schattenseite 3 bis 4° wärmer als die umgebende Luft, auf der Sonnenseite aber nochmals 5 bis 9° wärmer als auf der Schattenseite.

Die Anlage des Nestes geschieht in solcher Form, daß die verschiedenen Mikroklimata von den Tieren ausgenutzt werden können. A. Steiner (708) beschreibt den Aufbau und die Wirkung des Nestbaus in folgender Weise (hier etwas gekürzt): „Ein aus Erde und pflanzlichen Stoffen erstellter, mit zahlreichen inneren Luft-räumen versehener Kuppelbau befindet sich in nach Süden gerichteter, windstillere Lage. Die je nach den Einstrahlungs- und Niederschlags-verhältnissen von der Halbkugel bis zum Konus zweckmäßig wechselnde Form der Kuppel dient als Wärmeeuffang. Den relativ stärksten Wirksamkeitsgrad erreicht sie hierin bei den niederen Sonnenständen; so ergibt die mathematische Berechnung für die Breite von 47°, daß eine halbkugelförmige Kuppel am Mittag des 21. Dezember zweimal, an den Tag- und Nachtgleichen $1\frac{1}{4}$ mal und am 21. Juni 1,05mal mehr Sonnenstrahlen erhält als ihre Horizontalfläche. Zu dem gesteigerten Wärmeeuffang treten nun noch einige Mittel zur Herabsetzung des Wärmeverlustes, vor allem die aus pflanzlichem Material, also einem schlechten Wärmeleiter bestehende, dicke Kuppeldecke, die inneren, wärmeisolierenden Luftkammern und der nächtliche Verschuß der Nestöffnungen. Auf diese Weise wird in den besten Fällen eine Temperatur des durchschnittlich in einer Tiefe von 30 cm liegenden Nestzentrums erreicht, die sich im Sommer oft längere Zeit zwischen 23 und 29° bewegt und 10° über der entsprechenden Bodentemperatur steht. Die in den oberen Lagen des Kuppelbaues von Stelle zu Stelle mit dem Sonnenstande wechselnden Temperaturverhältnisse werden durch unermüdliche Brutverschiebungen möglichst optimal ausgenutzt, und in entsprechender Weise durch Abtransport in tiefere Nestteile, wird eine Überhitzung der Brut umgangen.“

Die Termiten der Tropen dagegen müssen sich vor der allzu starken Sonnenstrahlung schützen. Die Abb. 170 zeigt nach R. Hesse (694) einen Termitenbau aus dem Arnhemsland in Nordaustralien. Wie die rechte Hälfte der Abbildung zeigt, ist der Bau von der Mittags-

seite her gesehen außerordentlich schmal und scharfkantig. Schaut man ihn aber von West oder Ost an (Abb. 170 links), so erscheint er ausgedehnt. Diese Kompaßnester der Termiten sind das Gegenstück zu den Kompaßpflanzen, von denen S. 220 ff. die Rede war. So schützt sich die Termiten gegen die in 11° Äquatorabstand allzuhohe Sonnenstrahlung. Auch die Galerien aus Erde, welche die Termiten auf ihren Verkehrswegen bauen, sind nach W. Kühnelt (698) als Schutzmaßnahme gegen zu starke Verdunstung anzusehen.

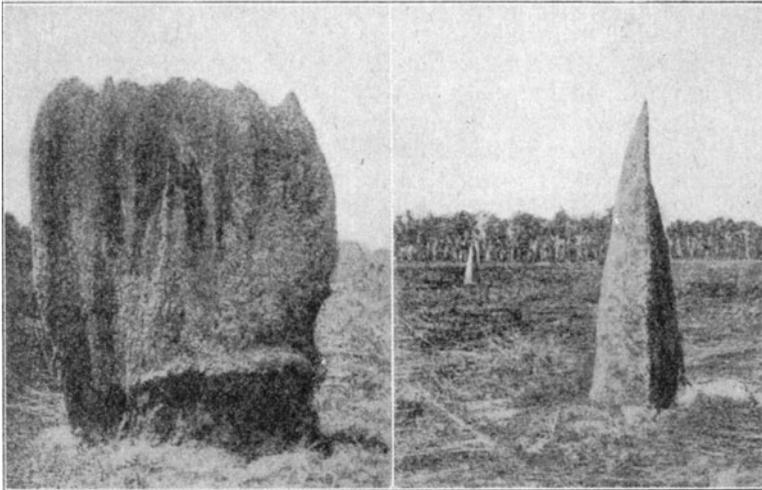


Abb. 170. Kompaßnest einer Termitenart in Nordaustralien. (Nach R. Hesse)

Sehr zweckmäßig sind oft die Eingänge zu den Kaninchenbauten in den Dünen der Nordseeküste angelegt. Auf der Insel Sylt sah ich beispielsweise einen solchen Eingang auf halbem Hang einer Sanddüne liegen, so daß das sich unten bei Starkregen sammelnde Wasser keinesfalls eindringen konnte. Überhängende Heidekrautpolster schützten wie ein Vordach den Eingang vor Regen und Tropfwasser. Die Exposition war Süd, so daß der Eingang viel Sonne bekam und kein Nordwind ins Haus blasen konnte. Ein nach Westen zu vorliegender riesiger Busch bot überdies noch Schutz gegen den Weststurm.

H. Löhr (700) wies den Abendseglern (*Nyctalus noctula* Schreb.) nach, daß sie in ihrem weiten Lebensraum mit erstaunlichem Geschick einen Ort mit dem wärmsten Mikroklima als Winterschlafplatz ausfindig machen. Die in München beobachteten Tiere wählten zunächst (wie oft) einen Platz in der Großstadt, wo es im Winter wärmer ist

als auf dem Lande, und zwar dort im wärmsten Stadtkern eine nach innen gerichtete Hausecke, die nach Südosten geöffnet war. 12 m über der Straße, also hoch über der kalten bodennahen Luftschicht, bezogen die Tiere zwei etwa 50 cm tiefe Mauerlöcher hinter der Dachrinne, also im Regenschutz. Die Innenräume des Hauses waren geheizt und überdies lief eine Haupttröhre der Dampfheizung am Schlafplatz vorbei. Es wurden einmal gleichzeitig die folgenden Temperaturen gemessen: an der meteorologischen Außenstation — 14°, auf dem Dach des Gebäudes — 5° und am Winterschlafplatz nahezu 0°!

Zur Wahl des günstigen Mikroklimas kommt dann bei gesellschaftlich lebenden Tieren noch die Erwärmung durch die Organismen hinzu. A. Himmer (695) zeigte, daß das Wärmeregulierungsvermögen der Volksgemeinschaften um so besser ist, je höher und kleiner die optimalen Temperaturbereiche für die Entwicklung der Brut sind. Ein Nest von *Vespa vulg.* war zwischen dem 24. Juli und 5. Oktober durchschnittlich 16,4° wärmer als die Außentemperatur, ein Bienenstock 12,3°. E. T. Nielsen (704) machte im Sommer 1937 vergleichende thermoelektrische Temperaturmessungen in einem leeren Nistkasten, in einem zweiten, in dem Hummeln (*Bombus hypnorum*) ihr Nest eingerichtet hatten, und in freier Luft daneben. Er fand für den 14-Uhr-Termin folgende mittlere Temperaturen:

Beobachtungszeit	Freie Luft	Leerer Nistkasten	Nistkasten mit Hummeln
9.—26. Juli	18,6	20,2	30,6
12.—27. August	19,6	20,9	24,2
29. Aug.—1. Sept.	17,3	17,9	18,6

Im ersten Zeitabschnitt, da das Nest voll besetzt war, schufen die Hummeln 10° Übertemperatur, zum Abendtermin (21 Uhr) sogar 13°. Allmählich sank dieser Überschuß; gegen Ende August waren nur noch wenige Tiere da, die am 29. getötet wurden. Damit ging auch die Übertemperatur unter 1° zurück.

Zum Schluß sei noch besonders auf die forstliche Entomologie hingewiesen. Die schädlichen Insekten des Waldes sind bekanntlich immer vorhanden. Sie werden erst dann zu einer Gefahr für die Bestände, wenn das normale biologische Gleichgewicht gestört wird und eine Massenvermehrung der Schädlinge einsetzt. Hierbei spielt die Witterung eine große Rolle. Denn die Entwicklung von Ei, Larve, Puppe und Falter hängt in jedem Entwicklungsstadium von den Temperatur- und Feuchtigkeitsbedingungen ab, die im Laboratorium studiert werden können. Die Massenvermehrung setzt, wie heute bekannt ist, das zufällige Zusammentreffen günstigster meteorolo-

logischer Bedingungen in aufeinanderfolgenden Jahren voraus. Naturgemäß entscheidet hierbei nicht das Großklima, sondern das Mikroklima, das etwa die Raupen an den Zweigen und Nadeln der Baumkronen vorfinden. Man ist daher bei der neuzeitlichen Bekämpfung solches Massenauftretens von Forstinsekten dazu übergegangen, Standortklimamessungen in den Baumkronen der befallenen Bestände durchzuführen. Man findet über diesen Fragenkreis, der hier nicht eingehender besprochen werden kann, Näheres bei H. Eidmann (688), K. Escherich (689) und W. Zwölfer (713). Auch bei der Giftbestäubung durch Flugzeuge sind wiederholt mikroklimatische Überlegungen notwendig gewesen, um den Erfolg zu sichern. Hierüber wurde schon an anderer Stelle berichtet (s. S. 48).

37. Kapitel

Die unbeabsichtigte Einwirkung des Menschen auf das Mikroklima

Versucht man, die Beziehungen des Menschen zum Mikroklima zu überblicken, so stellt man wohl als erstes fest, daß der Mensch ebenso wie das Tier durch „Standortwechsel“ dem ungünstigen Mikroklima ausweicht und das ihm zusagende aufsucht. Diese Handlungen erfolgen zunächst ohne bewußte Gedankenarbeit, instinktiv wie bei dem Tier.

Wer im Winter bei schneidendem Ostwind auf der Straße warten muß, verläßt die umstürmte Straßenecke und sucht ein luftruhiges Mikroklima auf. Wenn im Frühjahr die ersten warmen Tage kommen, finden in den Großstädten die Mütter mit ihren Kinderwagen instinktsicher die strahlungsreichsten, wärmsten und vor Zugwind am besten geschützten Mikroklimata in der Stadt. Im Sommer trifft man am Strand und im Hochgebirge wahre Künstler in der Entdeckung günstigster Liege- und Sitzplätze. Von den Obdachlosen Londons, die sich nachts am Victoria-Kai herumtreiben, las ich einmal, sie würden genau die Temperatur jeder Hausmauer kennen und bevorzugten insbesondere die Außenwände der Hotelküchen.

Eine solche triebhafte Reaktionsfähigkeit auf das Mikroklima verliert der Mensch aber mit zunehmender Zivilisation. Erst in einem späteren Entwicklungsstadium wird daraus die bewußte Handlung einer „rationalen Mikroklimasuche“, wie man es in Anlehnung an W. Hellpachs (737) „rationelle Klimasuche“ wohl nennen kann.

Offenbar sind es gerade die zielbewußten Handlungen, welche die Beziehungen zwischen Mensch und Mikroklima grundsätzlich

von denen zwischen Tier und Mikroklima unterscheiden. Aber wir wollen in diesem Kapitel hiervon noch nicht sprechen. Lange ehe überhaupt der Begriff des Mikroklimas Gestalt gewonnen hatte und ehe es eine Erforschung mikroklimatischer Gesetze gab, übte der Mensch als Beherrscher der Natur schon einen gewaltigen Einfluß auf Entstehen und Vergehen der Mikroklimata aus.

Diesen unbeabsichtigten Einwirkungen wollen wir in diesem Kapitel nachgehen.

Das erste, was einem hierbei in das Auge fällt, ist die Tatsache, daß der Mensch ein ungeheurer Mikroklimazerstörer ist.

Die unberührte Natur, welche die reiche Mannigfaltigkeit der Schöpfung offenbart, besitzt auch eine ungeheure Vielzahl an Mikroklimaten. Sie bestehen nebeneinander, auch im Gegensatz harmonisch. Die Kulturmaßnahmen des Menschen aber zeigen die Eintönigkeit und die Armut zweckbestimmter Vernunftthandlungen. Das läßt sich auf fast allen Gebieten, die das Mikroklima bestimmen, nachweisen.

Die Landwirtschaft bevorzugte im Feldbau einige wenige Pflanzen, die sich wirtschaftlich am vorteilhaftesten erwiesen. Mit der Verarmung der Artenzahl trat auch eine Vereinheitlichung im strukturellen Aufbau der Pflanzengesellschaften ein. Man sehe nur die uniformierten Felder vor einer Stadt an! Das bodennahe Klima ist ein Einheitsklima geworden.

In der Forstwirtschaft wurde in immer stärkerem Maße die ertragreichste Holzart, in Deutschland weithin die Fichte, allein angepflanzt, und zwar oft noch in militärisch ausgerichteten Pflanzreihen. An Stelle des natürlichen Mischwaldes mit seinem bunten Gemisch verschiedenster Mikroklimata trat der zunächst ertragreichere, aber eintönige Kulturwald. Erst in neuester Zeit haben große Kalamitäten und das neue Verständnis für die biologische Harmonie im Walde eine Wandlung darin angebahnt.

Auch in weniger fortgeschrittenen Ländern beobachtet man eine ähnliche Entwicklung. Die Vernichtung des Waldbestandes infolge übermäßiger Ausbeutung hat sich auf dem Umweg über die veränderten Boden- und Mikroklimaverhältnisse bis in die Großklimatlage des betreffenden Landes hinein ausgewirkt. Es fehlt in dieser Hinsicht nicht an warnenden Beispielen. Auf Grund seiner Erfahrungen in Zentralafrika sagt H. Scaëtta (761), das von den Eingeborenen geübte Abbrennen des Busches sei „der mächtige Zerstörer der ursprünglichen Mikroklimata“. Die Pflanzendecke hatte den Übergang vom bodennahen Klima, das unter tropischer Sonne extrem und pflanzenfeindlich ist, zum Klima der freien Atmosphäre in tausendfältig verschiedener Weise vermittelt und dadurch den verschiedensten biologischen Gesellschaften Lebensmöglichkeit

gegeben. Indem die Pflanzendecke dem Feuer zum Opfer fiel, blieb allein das lebensfeindliche Mikroklima über dem nackten Boden zurück.

Wie die geschilderte Verarmung der Pflanzenwelt und der Mikroklimata Hand in Hand geht, mag ein einzelnes Beispiel aus einer botanischen Mikroklimastudie von K. Hummel (739) zeigen. Im Rotachtal im Allgäu, das bei einer Höhenlage von über 500 m bereits ein rauhes Großklima besitzt, kommen an den nicht bewirtschafteten Süd- und Südwesthängen ausgesprochen wärmeliebende Pflanzen mit vorwiegend südlicher Verbreitung vor, z. B. *Cephalanthera rubra*, *Orchis purpurea*, *Epipactis rubiginosa*, *Cotoneaster tomentosa* u. a. m. Temperaturmessungen an diesen Standorten zeigten ein extrem warmes Mikroklima mit Bodenoberflächentemperaturen im Sommer bis zu 70° und bodennahen Lufttemperaturen bis zu 45°.

Die zunehmende Erschließung des Rotachtals bringt es mit sich, daß an diesen Plätzen im Blick auf die Bedürfnisse der Viehzucht an Stelle des ursprünglichen Mischwaldes Weideflächen treten oder Kulturwälder mit gleichförmig geschlossenem Kronendach. Die wärmeliebenden Pflanzen finden bald keine Zufluchtstätten mehr, die ihnen jenes Mikroklima bieten, in dem allein sie auf die Dauer zu blühen und zu fruchten vermögen. Sie müssen also in absehbarer Zeit ganz verschwinden.

Zur Verarmung der Pflanzenwelt tritt die Gleichmachung der Bodenverhältnisse. Im IV. Abschnitt war gezeigt worden, wie sich Bodenart und -zustand scharf im bodennahen Klima auswirken. Die zunehmende technische Bodenbearbeitung sorgt aber für eine immer vollkommeneren Durchmischung des Bodens. Es werden ferner die feuchten Wiesen entwässert, Ödländer in Wiesen umgewandelt, unnütze Buschgruppen und Gehölze entfernt. Von Südmähren beispielsweise berichtet F. Koláček (742), daß um das Jahr 1700 insgesamt 85 qkm, das sind 3,4% des Landes von Teichen eingenommen waren; heute aber ist die Fläche auf 0,1% zurückgegangen.

Aber nicht immer führt die Tätigkeit des Menschen zur Mikroklimazerstörung. Er begründet auch neue Mikroklimata, und zwar in erster Linie durch seine Bautätigkeit.

Jedes Wohnhaus, das neu errichtet wird, schafft aus dem einheitlichen bodennahen Klima über dem Baugrund eine Fülle von Einzelklimaten. An der Südmauer wird das Mikroklima so günstig, daß gutes Obst, vielleicht sogar die Weinrebe, gedeihen kann.

Dieser Gewinn geht auf Kosten der Nordseite, die sonnenarm, kalt, feucht und rau ist. Anders wieder sind die Ost- und Westseite. Eine Abwandlung dieser vier Außenklimata bilden die Klimata der einzelnen Zimmer. Dazu kommt das Kellerklima und Dachraumklima.

Wo sich die Gebäude zu einer Siedlung zusammenschließen, entsteht mit der Zeit ein besonderes Stadtklima. Es unterscheidet sich so beträchtlich vom Klima des offenen Landes und hat für den Kulturmenschen von heute eine so große Bedeutung, daß wir seiner Behandlung das nächste Kapitel besonders widmen müssen.

In Industriegebieten entsteht schließlich eine Landschaft, die mit der ursprünglichen Naturlandschaft nur die allgemeinen Züge der Bodengestaltung und des Flußnetzes gemeinsam hat. Aber sie ist auch in ihrer neuen Gestalt überreich an Mikroklimaten verschiedenster Art. Die Schutthalden liefern neue Hangklimate. Der tote Untergrund riesiger Gleisflächen schafft ein sehr heißes bodennahes Mikroklima. Wo ein Bahndamm das Gelände durchschneidet, bilden sich ebenfalls Hangklimate; es kann aber auch ein Kaltluftstau entstehen, durch Unterführungen werden Kaltluftabflüsse geschaffen. Die Beeinflussung der Wasserführung des Bodens hat ebenfalls seine Rückwirkung auf das Mikroklima. Der Leser kann dies Bild selbst vervollständigen nach den Erfahrungen in seiner Umwelt.

Die unbeabsichtigte Zerstörung der Mannigfaltigkeit der Mikrokimate einerseits und der Aufbau neuer Mikrokimate andererseits ist dem Menschen erst durch ernste wirtschaftliche Schäden, die daraus entstanden, bewußt geworden.

Die Uniformierung der Landschaft verringert die Rauigkeit der Bodenoberfläche (s. S. 282 ff.). Der in den höheren Luftschichten immer heftig wehende Wind vermag daher stärker wie früher bis zur Bodenoberfläche herunterzugreifen. Die Erhöhung der bodennächsten Windgeschwindigkeit kann, wenn der Boden leicht und die Witterung trocken ist, die Erde in Bewegung setzen. Sie wird zur Flugerde. Der weggeführte Boden nimmt den eingestreuten Samen mit. Von den Pflanzen werden die Wurzeln bloßgelegt, so daß sie absterben, oder sie werden zugeschüttet und ersticken. Aus der Summierung kleiner Ursachen erwächst ein großer Schaden.

In den westlichen Trockengebieten von USA. hat die großzügige Erschließung des Landes die Verwendung des Motorpfluges in großem Stil begünstigt. Dieser arbeitet auf weiten gleichförmigen Flächen am wirtschaftlichsten. Mit der Vereinheitlichung, welcher Bodenform und Bodenart dadurch zustreben, kam die Flugerde. Die wirtschaftliche Rückwirkung droht heute zur Katastrophe zu werden, da eine Abnahme der Regenmengen infolge einer Großklimaänderung die Wirkung der Mikroklimazerstörung noch verstärkt.

Auch bei uns ist die Gefahr der Flugerde nicht unbekannt. Bei Wien gibt es nach H. Schwarz (762) im nördlichen Marchfeld rund 5000 ha, im südlichen Wiener Becken etwa 11000 ha Flugerdegebiet.

Die Entwässerung saurer Wiesen und die Rodung der Wälder sollen hier die Ursachen der Flugerdebildung sein.

Der Aufbau neuer Mikroklimata hat sich vor allem in Städten und Industriegebieten als nachteilig erwiesen. Hier sind es die Auswirkungen für die Gesundheit des Menschen, welche die Aufmerksamkeit erzwangen. Wir kommen darauf im folgenden Kapitel zurück.

38. Kapitel

Das Stadtklima

Es gibt zwei Methoden, um den Einfluß der Stadt auf das Klima derselben zu bestimmen. Ein reichhaltiges Material liefern die Registrierungen mehrerer Beobachtungsstationen, die teils in, teils außerhalb der Stadt gelegen sind. Schon aus dem Vergleich der Terminbeobachtungen lassen sich die Kennzeichen des Stadtklimas in Abhängigkeit von der Tages- und Jahreszeit und der Witterung entnehmen. Für die Beurteilung der Klimaänderung in heranwachsenden Großstädten können allein langjährige ungestörte Beobachtungsreihen solcher Stationen die erforderliche Grundlage liefern.

Weil es aber solche vergleichsfähigen Stationen nur selten gibt, und weil oft schon Stichproben wichtige Aufschlüsse geben, haben im Jahre 1929 fast gleichzeitig Wilh. Schmidt in Wien und A. Pepler in Karlsruhe ein neues Verfahren benutzt, das sich rasch allgemeiner Beliebtheit erfreute und in den meisten Großstädten Nachahmung fand. Es ist die Methode der Temperaturmeßfahrten. An einem Kraftwagen wird, frei vom Einfluß des Motors, ein meist elektrisches Temperaturmeßgerät angebracht und während der Fahrt abgelesen. Durch Schleifenfahrt sorgt man für öftere Rückkehr an ein und denselben Punkt des Meßfeldes, um den Einfluß der zeitlichen Temperaturveränderungen ausschalten zu können. Schon ein Fahrrad mit einem Quecksilberthermometer an der Lenkstange ist zur Not brauchbar.

Später hat man auf dieselbe Weise außer der Temperatur auch die Luftfeuchtigkeit, die Sonnen- und Himmelsstrahlung, den Staubgehalt der Luft u. a. m. gemessen. Der Kraftwagen muß hierfür die entsprechenden Einrichtungen haben und wird schließlich als „Forschungsauto“ zum fahrbaren Laboratorium. Wilh. Schmidt in Wien hat als erster ein solches benutzt. Es findet naturgemäß weit über den Rahmen des Stadtklimaproblems hinaus Nutzenanwendung in der mikroklimatologischen Forschung.

Im Jahre 1937 sind durch A. Kratzer (781) die Ergebnisse der Stadtklimaforschung zusammenfassend dargestellt worden. Dies

reichhaltige Buch muß jeder zur Hand nehmen, der sich eingehender mit dieser Frage beschäftigen will. Im nachfolgenden Überblick bemühte ich mich vor allem, die inzwischen neu erschienenen Veröffentlichungen zu berücksichtigen, wie auch im Schrifttum zum vorliegenden Kapitel nur die in Kratzers 250 Nummern umfassenden Verzeichnis noch nicht genannten Arbeiten aufgeführt sind.

In Deutschland lebt ein Drittel aller Menschen in Großstädten, zwei Drittel in Siedlungen von mehr als 2000 Einwohnern. Auf der Welt sind fast 10% aller Menschen in den 540 vorhandenen Großstädten untergebracht. Es gibt also wohl kein Mikroklima, das so eine weitreichende Wirkung auf den Menschen hat, als das Stadtklima.

In den Städten werden durch die Industrie und im Hausbrand gewaltige Kohlenmengen verheizt. Dies bedeutet eine künstliche Wärmezufuhr und eine Verunreinigung der Luft. Die Wärmezufuhr ist in ihrer Wirkung auf das Stadtklima unter allen Ursachen am einfachsten zu verstehen: sie bringt eine Erhöhung der Stadttemperatur gegenüber der Umgebungstemperatur. Es fragt sich nur, ob die Wärmezufuhr so beachtlich ist, daß sie überhaupt eine Rolle im Wärmehaushalt der Stadt spielen kann.

Nach A. Kratzer muß man annehmen, daß in den deutschen Großstadtgebieten auf Grund des bekannten Kohlenverbrauchs auf den qcm Oberfläche eine Wärmezufuhr von etwa 15 bis 30 cal je Tag im Jahresdurchschnitt zu rechnen ist. Wir vergleichen damit das Ergebnis der Karlsruher Strahlungsregistrierungen. Die Wärmezufuhr durch die direkte Sonnenstrahlung und die Himmelsstrahlung betrug auf den qcm des ebenen Bodens im Dezemberdurchschnitt 52 cal je Tag, im Junidurchschnitt 518 cal je Tag. Die künstliche Wärmezufuhr ist also keineswegs zu vernachlässigen. Im Winter, währenddessen sie über dem Jahresdurchschnittswert liegt, tritt sie ebenbürtig der natürlichen Wärmezufuhr durch die Sonne an die Seite. Etwas anderes ist es, welche Wirkung diese künstliche Wärmezufuhr auf die Temperatur hat. Während nämlich die Zustrahlung durch Sonne und Himmel nicht nur das Stadtgebiet allein, sondern auch die Umgebung trifft, ist die künstliche Wärmezufuhr allein auf das Stadtgebiet beschränkt. Von dort wird die Wärme, je bewegter die Luft, desto schneller, nach oben und nach außen weggeführt.

Die Verunreinigung der Stadtluft ist sehr bedeutend. In London werden durchschnittlich je Tag 12 g davon auf dem qm niedergeschlagen. Für das Industriegebiet von Rochdale (bei Manchester) ist die Zahl doppelt so hoch. Der in einer Minute auf die Grafschaft London niederfallende Ruß kann gesammelt kaum von einem starken Mann davongetragen werden. Zu diesen Ausscheidungen

der Industrie kommt der Rauch der Eisenbahnen, soweit sie noch mit Kohle betrieben werden, und der Staub, den der Straßenverkehr ständig aufwirbelt.

Zur Messung des Staubgehalts der Luft benutzt man heute am besten das Konimeter von Zeiss. In Marburg an der Lahn hat H. Herrig (776) 1936 neue Messungen ausgeführt. Die Stadt Leipzig ist durch A. Löbner (784) auf das genaueste durchforscht worden. Man kann nach ihm in der Großstadt drei Staubschichten übereinander erkennen. Die bodennächste, die zwischen den Häusern und auf den Plätzen liegt, ist durch den Straßenverkehr und den Eisenbahnrauch verursacht. Dicht über den Häusern in etwa 20 m Bodenabstand liegt eine zweite Schicht, die von den Schornsteinen der Häuser gespeist wird; darüber lagert eine dritte in 50 bis 60 m Höhe, die ihre Herkunft in erster Linie den Fabrikschornsteinen verdankt. Die zwei oberen Staubschichten bringen erst bei Regen und Nebel eine zusätzliche Verstaubung der Straßenluft.

Die Untersuchung der Staubverteilung bei verschiedenen Windrichtungen erlaubte es, die Lage der stauberzeugenden Zentren und die reinigende Wirkung, die bereits schmale Grünanlagen schon aufweisen, zu erkennen. Die Abb. 171 zeigt die Linien gleichen Staubgehalts im Liter Luft an einem Tage mit ENE-Wind, wobei die angeschriebenen Zahlen mit 100 zu multiplizieren sind. Die über das unbebaute Land heranreichende Luft hat einen geringen Staubgehalt und wird mit dem Eintritt in das Stadtgebiet Leipzig sofort mit Staub angereichert. Im Bahnhofsgelände im NE der Stadt erfolgt diese Anreicherung sehr plötzlich und stark. Die auf der Kartenskizze eingetragenen Grünanlagen des Rosentals aber filtern ebenso rasch den Staub wieder aus. Beim Durchzug der Luft durch das westwärts gelegene Industriegebiet steigt ihr Staubgehalt nur unwesentlich, was wohl damit zusammenhängt, daß die hohen Schornsteine die höchste Staubschicht speisen, nicht die bodennahe, in der die Messungen erfolgten.

Insgesamt aber zeigt die Abb. 171 deutlich das Anwachsen der Luftverunreinigungen mit Größerwerden des geschlossenen Siedlungsgebietes. Wie wichtig solche Staubgehaltsmessungen für die Beurteilung der Stadthygiene sind, braucht kaum betont zu werden. Nach A. Löbners Vorschlag sollte sogar durch derartige Messungen der hygienische Gütegrad einer Stadt in bezug auf ihre Verstaubung definiert und festgelegt werden.

Dem von auswärts Kommenden erscheint die große Dunsthaube, die über der Großstadt liegt und sie bei heiterem windstillen Wetter in winterlicher Schneelandschaft wie eine flache schwarze Schale zudeckt, als ein auffallendes Merkmal der Großstadt. „Draußen“, so schildert es A. Kratzer anschaulich, „lacht

der blaue Himmel über der Landschaft, in der Stadt dagegen ist alles in Grau gehüllt und die Sonne scheint nur in schwachem, gelblich-rötlichem Lichte. Draußen kann man kilometerweit entfernte Kirchtürme noch sehen, drinnen verschwinden die Häuser langer Straßen

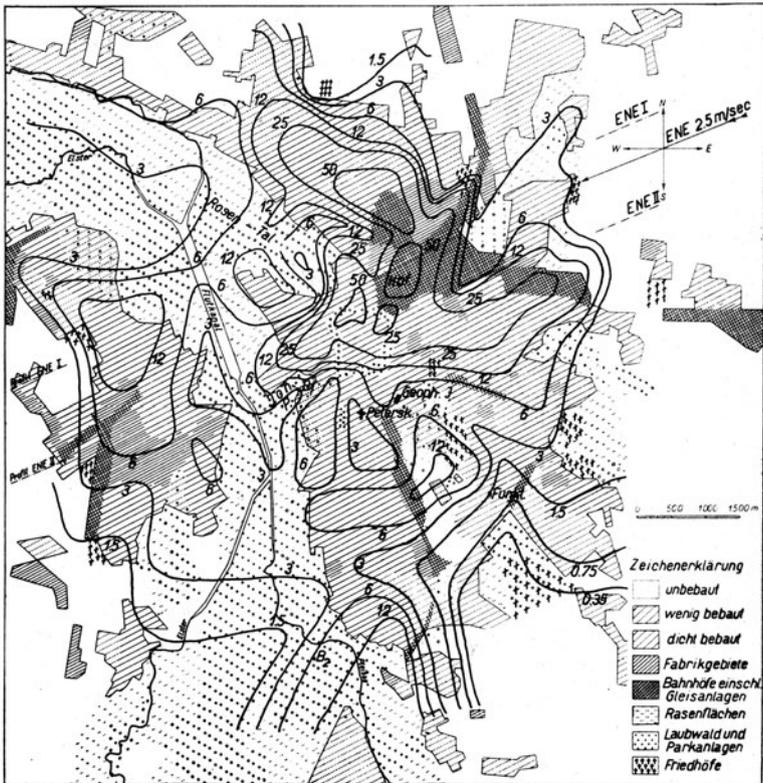


Abb. 171. Staubverteilung in der Stadt Leipzig bei Ostnordostwind
(Nach A. Löbner)

bald in undurchdringlichem Grau. Je größer die Stadt, um so dichter und dicker, um so widerstandsfähiger ist ihre Dunsthaube.“

Diese Dunsthaube absorbiert einen merklichen Teil der Sonnen- und Himmelsstrahlung. Überwiegt die Einstrahlung, wie es mittags und sommers der Fall ist, so fängt sie einen Teil der Wärme ab. Die Dunsthaube bekommt dadurch eine höhere Temperatur als die Luft der Stadtumgebung in gleicher Höhe. Dafür ist die bodennahe Luftschicht der Stadt, der dieser Teil der Zustrahlung verloren geht,

kühler als die Umgebung. Das mittägliche Temperaturmaximum in der Stadt ist, wie die Messungen zeigen, bis zu $0,5^{\circ}$ niedriger als vor der Stadt.

In unserem Klima aber, in dem die Ausstrahlung den größeren Teil der Zeit überwiegt, ist der Ausstrahlungsschutz, den die Dunsthaube gewährt, viel wirksamer. Nachts und vor allem im Winter ist daher die Großstadt wärmer als das Land. Die Wirkung wird unterstützt durch die schon eingangs erwähnte künstliche Anheizung seitens der zahlreichen Feuerstellen, die zur Zeit überwiegender Ausstrahlung in größerer Zahl als sonst tätig sind. Die tiefste Tages-temperatur liegt daher in der Stadt 1 bis 2° höher als vor der Stadt.

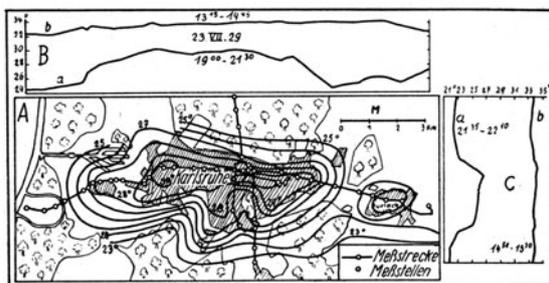


Abb. 172. Temperaturverteilung im Stadtgebiet von Karlsruhe an einem heißen Sommerabend

[Nach A. Peppler (aus A. Kratzer: Das Stadtklima)]

Mit der Vergrößerung der Städte geht das tägliche Temperaturminimum auch absolut betrachtet in die Höhe. Jüngst wies H. Arakawa (772) für Osaka einen Anstieg von $2,6^{\circ}$, für Tokio einen solchen von $1,5^{\circ}$ im Jahrhundert nach.

Aus dem Bisherigen folgt, daß der Tagesgang der Stadttemperatur im Vergleich zur Temperatur der Umgebung gemäßigt ist, wobei die Erhöhung des Minimums erheblich stärker ins Gewicht fällt als die Erniedrigung des Maximums. In gleicher Richtung wirkt auch die große Steinmasse der Großstadt, die sich nur langsam erwärmt, aber auch langsam abkühlt. Die Stadt folgt daher morgens nur zögernd der Erwärmung. Abends aber bleibt die Hitze, besonders im Hochsommer, in den Straßen liegen. Die Abb. 172 zeigt die Temperaturverteilung an einem Juliabend in Karlsruhe. Im Stadtkern ist es, wie der Isothermenverlauf und die am Rande gezeichneten Temperaturquerschnitte gut zeigen, bis 7° wärmer als im freien Lande. Die abendliche Erfrischung dringt in der ersten Nachthälfte nur allmählich von den Randgebieten der Stadt gegen ihre Mitte vor.

Auch für die Luftfeuchtigkeit konnte H. K. Metzler (786) diese Erscheinung durch Meßfahrten in Hannover nachweisen. Das Maximum der relativen Luftfeuchtigkeit trat in der heiteren Nacht vom 18. zum 19. September 1934 auf dem Flughafen vor der Stadt um 22 Uhr ein. Am Rande der Außenstadt zeigte es sich um 2 Uhr, in der Innenstadt erst um 6 Uhr. Dabei war der Wert des Maximums jedesmal rund 10% niedriger. Das Stadtgebiet ist also trocken im Vergleich zum Freiland. Das gilt vor allem für die Abendstunden des Sommers, für die in München schon 30% Unterschied zwischen Stadtkern und Englischem Garten gemessen wurden. Es gilt aber auch für den Tagesdurchschnitt. Danach ist die Stadt rund 5% trockener als das Land. Aus dem Fehlen verdunstender Flächen (mit Ausnahme der Grünanlagen) und der raschen Wegführung des Niederschlags in die Kanalisation erklärt sich das ohne weiteres.

Ist die Großstadt an Sommermittagen wärmer als die Umgebung und herrscht windstilles oder windschwaches Wetter, so kann sich ein eigenes Zirkulationssystem ausbilden. Wie die Luft in einen Brandherd von allen Seiten zuströmt¹⁾, so weht alsdann ein schwacher Wind von allen Seiten dem Stadtkern zu. Er bringt den Außenbezirken Erfrischung und hebt und zerteilt die Dunsthaube. Haufenwolken können sich sogar in dem aufwärts bewegten, kondensationskernreichen Luftstrom bilden, wie sie häufig über großen Bränden entstehen.

Auf die Notwendigkeit, den Einfluß mikroklimatisch bedingter Winde, wie sie im V. Abschnitt besprochen sind, für die Stadthygiene mehr als bisher zu beachten, hat H. Mrose (788) jüngst hingewiesen.

Trotz ihrer trockeneren Luft ist die Stadt nebelreicher als das Land. Die Verbrennungsprodukte der Kohle und der Staub liefern so reichlich Kondensationskerne, daß bei entsprechender Kondensationsbereitschaft der Atmosphäre das Ausfallen der Nebeltröpfchen im Stadtgebiet zuerst einsetzt. Oft kann man auch in Nähe der rauchumwölkten Bahnhöfe den Nebel zuerst oder am dichtesten

¹⁾ Es mag hier folgendes kleine Erlebnis mitgeteilt werden: Am Sonnabend, dem 6. Juni 1931, erwachte ich morgens um $\frac{3}{4}$ Uhr in meiner Wohnung in München, Arcisstr. 11, am Heulen des Windes. Unsere Wettervorhersage hatte auf klaren Himmel und Windstille angetragen. So eilte ich zum Fenster, um die unerwartete Entwicklung der Wetterlage anzusehen und die Blumentöpfe vor dem Fenster vorsichtshalber hereinzustellen. Ich fand zu meiner Überraschung wolkenlosen, sternbedeckten Himmel; doch wurden die hohen Bäume heftig hin- und hergerissen. Erst als ich zur anderen Hausfront eilte, sah ich die Feuersäule des brennenden Glaspalastes unmittelbar vor mir stehen. Was mich geweckt hatte, war der Zustrom der Luft in den gewaltigen Brandherd, der mit dem Erlöschen des Feuers auch aufhörte.

finden. Die Vergrößerung der Städte hat daher zu einer merklichen Erhöhung der Nebelhäufigkeit geführt. Neuerdings veröffentlichte B. Hrudíčka (777) die Anzahl der Nebeltage in Prag nach den langjährigen homogenen Beobachtungen auf der dortigen Sternwarte. Für die 20jährigen Zeitabschnitte seit 1800 ist die mittlere jährliche Zahl der Nebeltage

1800	1820	1840	1860	1880	1900	1920
83	80	87	79	158	217	

Die Industrialisierung seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts macht sich deutlich bemerkbar. Hier und anderen Orts schreitet

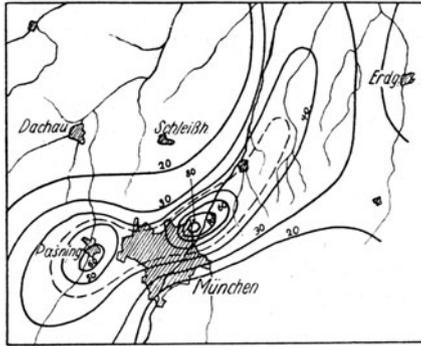


Abb. 173. Der wolkenbruchartige Regen kommt über dem Großstadtgebiet zur Auslösung
[Nach J. Haeuser (aus Kratzer: Das Stadtklima)]

diese Zunahme neuerdings nicht mehr weiter. Es werden im Gegenteil die Verhältnisse trotz weiterer Stadtvergrößerung günstiger. Das liegt an der besseren Verbrennung der Kohle durch zweckmäßiger gebaute Feueranlagen und an der Einführung des elektrischen Eisenbahnverkehrs.

Die Neigung der Stadtluft zur Kondensation kann zusammen mit der Aufwärtsbewegung der Luft über dem Stadtkern zu einer Beeinflussung der Niederschlagsbildung führen. Die Abb. 173 zeigt die Linien gleicher Niederschlagshöhe über dem Stadtgebiet von Pasing und München. Dieser Wolkenbruch ist selbstverständlich nicht durch die Stadt verursacht. Aber daß die Auslösung des Vorgangs gerade an dieser Stelle erfolgte, ist kein Zufall. Die Lage der zwei Niederschlagsmaxima in Pasing und in München, sowie mehrere ähnliche Fälle machen es recht wahrscheinlich, daß hier ein mikroklimatischer Stadteinfluß vorliegt, der sich im wettergestaltenden und mithin schon großklimatischem Umfange auswirkt.

39. Kapitel

**Die bewußte Beeinflussung des Mikroklimas
durch den Menschen**

Kommt der Mensch zu einer bewußten Stellungnahme gegenüber den Mikroklimaerscheinungen, so beginnt er zunächst mit einer bewußten Berücksichtigung derselben, später folgt die bewußte Beeinflussung und Gestaltung des Mikroklimas.

W. Hellpach (737) spricht in seinem Werk „Geopsyche“ von der rationalen Klimagesuche, welche der Mensch von heute treiben kann und soll. Innerhalb der ihm jeweils gegebenen Möglichkeiten soll er dasjenige Klima suchen, das seine körperliche und seelische Leistungsfähigkeit am besten zu erhalten und zu steigern in der Lage ist. Im Krankheitsfalle, da solche Fragen an erster Stelle stehen, berät jeder gute Arzt schon seit jeher den Patienten bei der Wahl eines für ihn geeigneten Kurortes. Bei solcher Beratung müssen, worauf erst jüngst K. Büttner (720) hinwies, die Mikroklimafragen genügend Berücksichtigung finden. Von einem klimatischen Kurort oder Luftkurort verlangt man, daß er neben bestimmten Heilquellen oder anderen Kurmitteln auch ein die Genesung förderndes Klima besitzt. Die Entscheidung, ob diese Voraussetzung in einem gegebenen Falle erfüllt ist oder nicht, hängt bei Orten, die im Mittel- oder Hochgebirge liegen oder von Waldgebieten umschlossen sind, stark von den Mikroklimaverhältnissen ab, wie sie im V. und VI. Abschnitt dieses Buches behandelt sind. Neuerdings gehen Bestrebungen dahin, im allgemeinen Interesse den Begriff eines Kurorts durch nachprüfbar klimatische Bedingungen festzulegen, um jede unlautere Werbung zu unterbinden. K. Knoch (740, 741), F. Linke (750), A. Gregor (732, 733) und W. Mörikofer (757) haben sich dazu geäußert und Vorschläge unterbreitet.

Aber auch der gesunde Mensch kann und soll eine rationale Klimagesuche betreiben. Gerade im Alltag wird sie von selbst zur rationalen Mikroklimagesuche, da der Aufenthalt des Menschen ja doch immer an ein bestimmtes Mikroklima gebunden ist. Wer bei der Verbringung seiner Freizeit, besonders auch ganz kurzer Zwischenzeiten, darauf acht hat, wird über die große Zahl bisher ungenutzter Möglichkeiten staunen.

In höherem Maße gelten diese Überlegungen, wenn es sich um die Klimagesuche für Gemeinschaften handelt.

E. Flach (725) hat Ratschläge für die Platzwahl der Sommerlager der Hitlerjugend gegeben, die eine Fülle mikroklimatologischer Tatsachen enthalten. In den Lagern soll bekanntlich die Jugend, die in den Stadtwohnungen einer Entwöhnung von dem Aufenthalt

in Licht, Luft, Sonne, Wind und Niederschlag anheimfällt, abgehärtet werden, aber dabei keinen gesundheitlichen Schaden erleiden. Die Zeltlager sind in der bodennahen Luftschicht errichtet; die Bodenverhältnisse und Umgebungsverhältnisse sind also von großem Einfluß auf die Anforderungen, die bei Tag und Nacht an die jungen Menschen gestellt werden. Man wird daher zunächst für einen trockenen Untergrund für das Zeltlager sorgen, am besten Sandboden. Die Luft soll staubfrei sein, der Platz somit nicht in unmittelbarer Nähe von Siedlungen und Verkehrsstraßen liegen, aber in der Nähe staubfilternder Waldstücke. Orte mit periodisch wehenden Winden und Sammelbecken der nächtlichen Kaltluft sind zu meiden. Neigung und Umgebung des Geländes soll der Sonne reichlichen Zutritt lassen, ohne den Niederschlägen allzu offen ausgesetzt zu sein. Will man diese Forderungen erfüllen, so muß man schon einen guten Blick für Mikroklimalagen haben.

Neben der bewußten Suche nach dem geeigneten Mikroklima steht nun aber die bewußte Gestaltung des Mikroklimas.

Im 37. Kapitel war gezeigt worden, welch starke Rückwirkungen die Bebauung der Erde durch den Menschen auf das Mikroklima hat. Überhaupt alles, was bisher über den Einfluß der Bodenart, der Bodenform und der Pflanzendecke gesagt war, kann zum Beweis dienen, wie menschenabhängig das Mikroklima ist. Während das Wetter und im wesentlichen auch das Großklima der Regelung durch den Menschen entzogen ist, läßt sich das Mikroklima verhältnismäßig leicht beeinflussen, also willentlich gestalten. Hierin beruht die weitreichende praktische Bedeutung, welche die Mikroklimatologie für das menschliche Leben hat. Der Mensch kann für sich selbst, aber auch für die Tiere und Pflanzen, von deren Gedeihen sein eigener Wohlstand abhängt, die klimatischen Bedingungen bewußt regeln. Die Regelung trägt den Charakter einer Berichtigung der großklimatischen Bedingungen im Bereiche des Mikroklimas, in dem letzten Endes immer Mensch, Tier und Pflanze leben.

Soweit der Mensch die Beeinflussung des Mikroklimas unmittelbar zu seinem persönlichen Vorteil ausübt, kann uns das 1937 erschienene Buch von E. Brezina und Wilh. Schmidt (718) „Das künstliche Klima in der Umgebung des Menschen“ unterrichten. Die Mikroklimagestaltung beginnt bei der Kleidung. Durch sie wird der natürliche Wärmehaushalt des Menschen verändert. Die Zahl, die Wärmedurchlässigkeit und Winddurchlässigkeit der Stoffe werden so gewählt, daß sich ein möglichst angenehmes Mikroklima zwischen Haut und Kleidung bildet. In der „Physikalischen Bioklimatologie“ von K. Büttner (719) besitzen wir ein neues Buch über den natürlichen und durch die Kleidung abgewandelten Wärmehaushalt des Menschen.

L. Weickmann (765) hat einen Thermohygrographen konstruiert, der die Größe einer Taschenuhr hat und auf der bloßen Haut getragen werden kann. Er ermöglicht eine Temperatur- und Feuchte-
 registrierung im Mikroklima über der Haut und schafft damit die notwendigen Voraussetzungen für eine zweckvolle Regelung desselben.

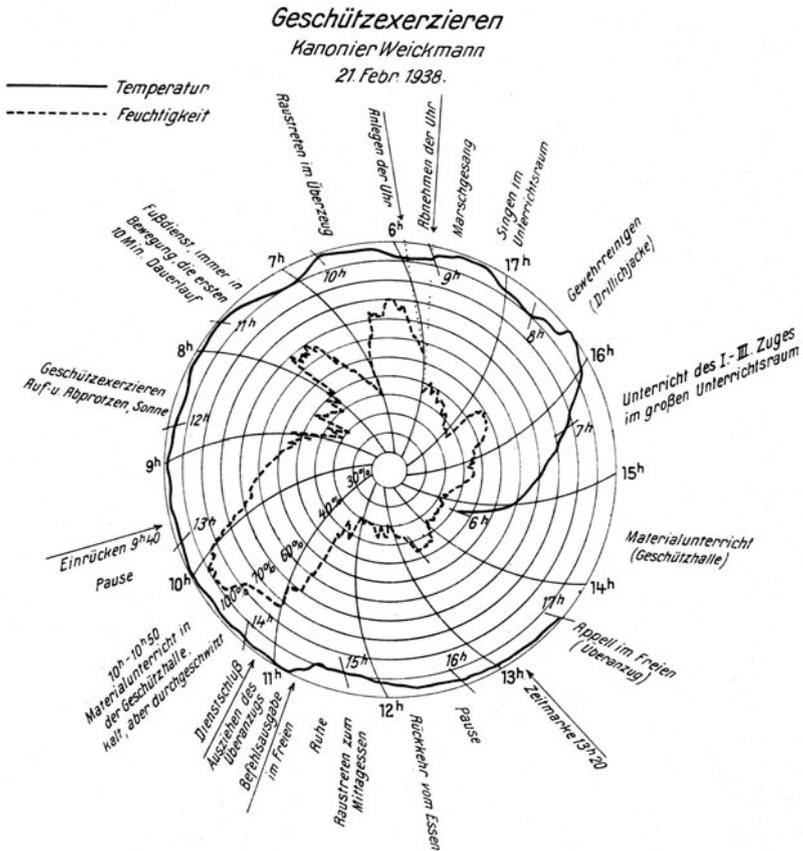


Abb. 174. Temperatur- und Feuchtigkeitsregistrierungen vom Mikroklima über der Haut mit L. Weickmanns Taschenthermo-
 hygrographen

Die Abb. 174 gibt eine Proberegistrierung wieder, die am 21. Februar 1938 von einem Kanonier eines Flakregiments beim Geschütz-
 exerzieren aufgenommen wurde. Damit die beiden Registrierfedern sich nicht stören, sind sie um 90° gegeneinander versetzt. Die außen
 angegebene Zeitskala bezieht sich auf die gestrichelte Feuchtigkeits-

registrierung, die wir zuerst betrachten. Sie fängt in der Abb. 174 oben an. Nach dem Frühstück wird gegen 7 Uhr im Freien angetreten; es herrschte leichter Frost, die Feuchtigkeit über der Haut sank daher auf 40%! Ein kurzer Dauerlauf läßt sie sofort ansteigen. Das anschließende Geschützexerzieren in der Sonne läßt zunächst die Feuchtigkeit wieder absinken. Die zunehmende Anstrengung aber führt bei steter Steigerung derselben gegen 10 Uhr zum Schweißausbruch; danach hält sich die Feuchtigkeit lange auf 100%. Erst das Ausziehen des Überanzugs um 11 Uhr bringt die erwünschte Abtrocknung.

Die Temperatur, für welche die Zeitskala in schrägen feinen Zahlen innen angeschrieben ist, bewegt sich, vom ersten Anlauf abgesehen, zwischen 33 und 34°. Nach dem Schweißausbruch zwischen 10 und 11 Uhr ist sie am niedrigsten. Es ist das Gefühl des „Fröstelns“, das sich beim Stehen im durchgeschwitzten Zeug um diese Zeit bemerkbar macht.

Als nächste Stufe bewußter Mikroklimaregulierung kann man das Bettklima nennen. Nach neuen Messungen von H. Landsberg (745) ist die Temperatur unter der Bettdecke merklich von der Zimmertemperatur und damit von der Außentemperatur abhängig. Durchschnittlich beträgt die im Laufe der Nacht erreichte Höchsttemperatur 30°, kann aber im kalten Zimmer bis 25° herabgehen. Das Mikroklima im Bett ist also nicht immer ein echtes Schonungsklima, wie man früher annahm. Die Anpassung an dasselbe wird aber vom gesunden Organismus mühelos vollzogen.

Das Zimmerklima oder Wohnraumklima ist eingehend von K. Egloff (722) in Davos untersucht worden, weiterhin von A. Ame-ling und H. Landsberg (713a) und F. Linke (751). Auch Mediziner haben sich an der Erforschung beteiligt. Eine Zusammenstellung findet man in dem Buch von E. Brezina und Wilh. Schmidt (718).

Die Regelung dieses Mikroklimas, das für das Leben und Ergehen der Menschen so große Bedeutung hat, erfolgt in verschiedenen Stufen.

Zunächst bestimmt die Lage des Zimmers im Gebäude nach Himmelsrichtung, Höhe über dem Boden und Umgebung sein Mikroklima, so daß schon der Bau eine erste Maßnahme zur Klimatisierung darstellt. Die Notwendigkeit der Raumausnutzung des ganzen Gebäudes und die Kostenfrage setzen hierfür gewisse Grenzen. Das Geschick des Architekten muß das Beste leisten, indem er die Gunst der Klimalage auf die verlangten Räume nach Maßgabe ihrer künftigen Benutzung zweckmäßig verteilt und Baumaterial und Fensterzahl, -form und -anordnung entsprechend wählt.

Innerhalb der durch den Bau gegebenen Bedingungen erfolgt die weitere Regulierung durch die Fensterlüftung oder durch besondere

Lüftungsanlagen, im Winter durch Beheizung und im Sommer durch Abschirmung der Sonnenstrahlung und gegebenenfalls durch eine Kühlanlage.

Eine dritte Stufe endlich stellt die Herstellung eines Kunstklimas dar, das von den Witterungsvorgängen der Umgebung vollkommen unabhängig macht. Diese Klimatisierung ist heutzutage nur eine Kostenfrage, da technisch keine grundsätzlichen Schwierigkeiten bestehen, auch größte Räume auf konstanter Temperatur und Feuchtigkeit zu halten, wobei nur gereinigte Luft eingelassen wird.

Dies künstliche Raumklima ist dort unumgänglich notwendig, wo die natürlichen Klimabedingungen menschliches Leben und Arbeiten unmöglich machen, z. B. in der 1800 m tiefen Goldmine in Südamerika, in der bei voller Feuchtesättigung die umgebende Gesteinstemperatur schon 50° beträgt. Sie wird zu erwägen sein in der Schifffahrt; denn in den Schiffsräumen, vor allem in den Kessel- und Maschinenräumen, treten bei der Fahrt in den Tropen ganz außergewöhnliche Anforderungen an das Maschinenpersonal heran. Diese werden neuerdings sehr beachtet. Wer sich hierfür interessiert, nehme die Arbeiten des Marinesanitätswesens von H. Ruge (760) und seitens der Meteorologie von T. Berké und G. Castens (716), H. D. Harries (735), H. Michler (756) und F. Wagner (764) zur Hand.

Ferner ist die künstliche Klimadosierung in den heißen Ländern auch für die Häuser erwünscht. In unserem Großklima kommen dafür die technischen Betriebe in Betracht, wie etwa die tabakverarbeitende Industrie, deren Fabrikationsgang von Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnissen maßgebend beeinflußt wird.

Eine allgemeine Einführung der Klimatisierung der Wohnräume in unserem Großklima würde nur zu einer schädlichen Verweichlichung der sie benutzenden Menschen führen. F. Linke (751) will sie daher auf die beiden Fälle beschränkt sehen, wenn es sich darum handelt, einen Schwerkranken zu schonen, und wenn eine klinische Behandlung durch zweckmäßige Klimatisierung unterstützt werden soll, wie in Hals-, Ohren- und Nasenkliniken.

Vom Wohnraumklima gehen wir einen Schritt weiter zum Hausklima als ganzem.

H. Amende (714) hat 1938 die Lichtverhältnisse bei den Kliniken von Jena im Vergleich zu denjenigen auf der benachbarten Landgrafenhöhe untersucht. Es zeigte sich, daß die Kliniken eine sehr ungünstige Mikroklimalage haben, so daß keine Möglichkeit zur Therapie mit natürlichem Licht besteht. Heute würde man im nicht ebenen Gelände vor dem Bau einer Klinik die Mikroklimaverhältnisse mit dem Tagbogenmesser (493) untersuchen. Wilh. Schmidt und W. Schwabl (496) haben ihn sogar dazu benutzt, um die Brauch-

barkeit verschiedener benachbarter Weideplätze für das Vieh zu prüfen. V. Conrad und W. Hausmann (721) suchten nach der Geländeform, die in bezug auf die Windverhältnisse für eine Kuranlage am geeignetsten wäre und bevorzugten einen schwach geneigten Hang von „karpfenrückenartiger Form“. Ein solcher Platz ist frei von der Zugluft der Paßlagen und tiefeingeschnittenen Täler, hat nicht die unangenehm hohen Windgeschwindigkeiten der Gipfel und Kuppen, und bei der gegebenen Neigung und Form wird der Leewirbel vermieden, welcher Staub aus den Tiefen heraufholen könnte. Im übrigen kann Windschutz und Schutz gegen Staub durch die Anlage bzw. Erhaltung von „Bannwaldgürteln“ erreicht werden. F. W. P. Götz (731) hat die „Bergschale“ als günstig für die Lichtverhältnisse gerühmt.

Es ist wohl heute selbstverständlich, daß bei der Anlage von Krankenhäusern, Heilanstalten, Erholungsheimen usw. die mikroklimatischen Gesichtspunkte bewußt und ausreichend berücksichtigt werden. Welche Überlegungen dabei anzustellen sind, dies zu lehren ist ein wichtiges Ziel dieses ganzen Buches. Im 25. Kapitel wird man in erster Linie Hinweise dafür finden. Die Berücksichtigung darf auch nicht zu spät geschehen. W. Hausmann (736) hat das einmal mit den folgenden Worten ausgesprochen: Es ist gebieterisch zu verlangen, „den Rat des klimatologisch orientierten Arztes und ebenso des medizinisch interessierten Klimatologen bei allen Bauten zu hören, die irgendwie mit der Allgemeinheit zu tun haben, daß er ganz besonders bei Heilstätten, Erholungsstätten, Sportplätzen, Badeanstalten usw. ins Gewicht falle und daß ihm, wenn irgendmöglich, bei dem Städteplan Einflußnahme gewährt werde. Aber wenn dieser Rat irgendeine Bedeutung haben soll, dann muß er gehört werden, bevor bindende Beschlüsse gefaßt sind; denn das schönste medizinisch-klimatologische Gutachten wird keinen Nutzen schaffen, wenn die in Betracht kommenden Grundstücke schon nach einem längst festgesetzten Bauplan vergeben wurden.“

Zu der vorausschauenden Gestaltung der Gebäudeklimate tritt alsdann diejenige für Siedlungen, Häuserblocks und Städte. Wir gelangen damit schon in den Bereich der Hygiene. Es genüge daher hier auf A. Kratzer (781) sowie auf E. Brezina und W. Schmidt (718) hinzuweisen, in deren Büchern man weiteres hierüber findet.

Zur bewußten Beeinflussung des Mikroklimas im unmittelbaren Interesse des Menschen tritt diejenige des Mikroklimas für die Tiere. Die Lebensbedingungen der nützlichen Haustiere wird der Mensch, soweit sie das Mikroklima betreffen, zu fördern suchen, diejenigen der ihm schädlichen Tiere möglichst erschweren.

Auf die Bedeutung des Stallklimas, die Notwendigkeit seiner systematischen Beobachtung und Beeinflussung hat wohl zuerst P. Lehmann (747) aufmerksam gemacht. Neuerdings haben A. Mehner und A. Linz (755) Temperaturmeßreihen veröffentlicht. Danach sind im leeren Stall die Temperaturschwankungen $\frac{1}{2}$ mal, im vollen Stall $\frac{1}{8}$ mal so groß wie die Schwankungen der Außentemperatur. In Fußbodennähe sind die Schwankungen größer als unter der Decke. Der Korrelationskoeffizient zwischen Stalltemperatur und Außentemperatur kann als Gütemaßstab für einen Stall dienen. Den Tagestemperaturgang in einem Kuhstall in Palästina findet man bei P. A. Buxton (501a). Veterinärärzte und Bautechniker können in Zusammenarbeit das günstigste Mikroklima finden und herstellen.

Schädlichen Tieren wird der Mensch alle günstigen Mikroklimabedingungen für ihr Gedeihen und ihre Vermehrung nehmen. Im 36. Kapitel sind einige Beispiele hierzu zu finden (S. 339 ff.). Auch die Schädlingsbekämpfung muß sich der Mikroklimatologie bedienen; denn nur wer die Lebensbedingungen eines Tieres in allen Stücken kennt, erlangt auch in schwierigen Fällen die Herrschaft über dasselbe.

Was für die Tiere im Dienste des Menschen gilt, gilt auch für die Pflanzen, welche dem Menschen zur Nahrung dienen. Im besten Falle gibt er den Pflanzen ein eigenes Haus mit künstlichem Klima. Das wird freilich nur für besondere Versuchs- und Züchtungszwecke möglich sein. A. Mäde und W. Rudorf (753) haben jüngst das Mikroklima in einem modern bewetterten Gewächshaus des Kaiser-Wilhelm-Instituts für Züchtungsforschung in Müncheberg beschrieben. Aber auch die nicht bewetterten gärtnerischen Zuchtanlagen, wie die in den Gärtnereien verwendeten Gewächshäuser und Frühbeetkästen, dienen einer künstlichen Abwandlung des Mikroklimas zum Nutzen der Pflanzen. Über den Temperaturgang in solchen Anlagen hat im Jahre 1940 wiederum A. Mäde (752) mehrere Meßreihen veröffentlicht, die auch in beobachtungstechnischer Hinsicht von grundsätzlichem Interesse sind.

Aus dem VI. Abschnitt des Buches über den Einfluß der Pflanzen auf das Mikroklima hat der Leser längst entnommen, welchen Einfluß die menschlichen Maßnahmen auch bei der Freilandkultur der Pflanzen auf deren mikroklimatische Lebensbedingungen ausüben. Hier liegt das Tätigkeitsgebiet, auf dem der Mensch am erfolgreichsten das Mikroklima zu gestalten und zu seinem Nutzen auszuwerten vermag. Hier liegt der wichtigste Zielpunkt der modernen Mikroklimatologie. Vom rein praktischen, landwirtschaftlichen Standpunkt aus hat P. Lehmann (746) eine hübsche Zusammenstellung der sich bietenden Möglichkeiten gegeben.

Auf solche Nutzenwendungen ist in dem Buche immer wieder hingewiesen worden. Der Vollständigkeit wegen aber müssen zwei Fragenkreise noch besonders herausgehoben werden, die im Rahmen der bisherigen Betrachtungen nicht genügend berücksichtigt werden konnten. Es sind dies der künstliche Windschutz und der künstliche Frostschutz.

Die großen Gefahren für Land- und Forstwirtschaft, welche die übermäßigen Windgeschwindigkeiten in Bodennähe, besonders in Verbindung mit einer Bodentrockenheit, mit sich bringen, wurden schon im 37. Kapitel (S. 350) erwähnt. Die Gefahr wird gebannt durch die Anlage von Strauch-, Gehölz- und Waldstreifen, die am besten senkrecht zur vorherrschenden Windrichtung verlaufen sollen. Erfahrungen über solche Windschutzstreifen liegen aus der russischen Schwarzerde-Steppe zwischen Dnjepr und Wolga, aus dem Präriegebiet der Vereinigten Staaten, aus dem Bereich der Nordseeküste in Deutschland und Dänemark und von einigen anderen Stellen vor.

Die umfangreichen Messungen der dänischen Heidegesellschaft unter C. E. Flensborg (726) haben in wesentlicher Übereinstimmung mit anderen Messungen das folgende Ergebnis gebracht. Es sei h die Höhe des Windschutzstreifens. Setzt man die ungestörte Windgeschwindigkeit im Freiland = 100, so findet man folgende Werte der Windgeschwindigkeit v im Abstand von A m im Windschatten des Waldschutzstreifens:

$A:$	5 h	10 h	20 h	40 h	60 h	(m)
$v:$	30—40	45—55	60—70	70—80	80—90	(%)

Breite und Art der Windschutzstreifen sind selbstverständlich von Einfluß. Nach amerikanischen Feststellungen soll ein Streifen, den der Wind etwas durchblasen kann, eine bessere Schutzwirkung ausüben als eine undurchdringliche Wand, was aus aerodynamischen Überlegungen heraus wohl zu verstehen ist.

Auf der Hohen Rhön werden zur landwirtschaftlichen Erschließung der Hochflächen nach dem Dr. Hellmuth-Plan Windschutzstreifen angelegt. Sie sollen in den Hochlagen von 700 bis 900 m Seehöhe dem künftigen Siedler ein luftruhigeres Mikroklima verschaffen. Eine besondere Untersuchung im Sommer 1937 veranlaßte M. Wöelfle (769), die in der Abb. 175 gezeigte Windschutzanlage als Typus zu empfehlen.

Der 50 m breite, schraffierte Waldschutzstreifen umschließt das Siedlungsgrundstück im Ausmaße von 250 zu 1000 m. Der halb aus Nadelholz (Fichte), halb aus Laubholz bestehende, nach Vollendung etwa 15 m hohe Waldschutzstreifen ist verhältnismäßig breit gewählt, weil an seiner Luvseite mit anhaltenden Beschädigungen durch die

Windwirkung, durch den Schneedruck und den Rauhfrost zu rechnen ist. Sollen auf dem ganzen Innenfeld mindestens 30 bis 40% des freien Windes abgebremst werden, so sind noch Heckenreihen in einer Breite von 1 bis 2 m und einer Höhe von 4 bis 5 m zu schaffen. Diese Hecken sind von zusätzlichem Nutzen als Viehgatter für den Weidebetrieb, als Nistgelegenheit für Vögel, als bequeme Ablagestellen

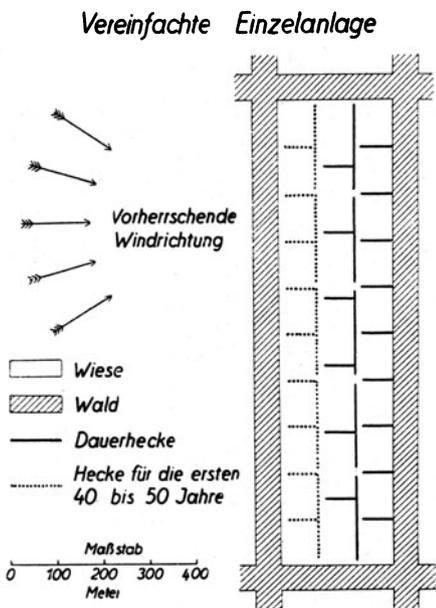


Abb. 175. Windschutzanlage aus Wald- und Heckenstreifen nach Vorschlag von M. W o e f f l e

für die aus dem Nutzland herausgeschafften Feldsteine und zur Haselnußgewinnung. Die im kräftigsten Windschutz liegende, in der Abb. 175 punktiert gezeichnete Heckenreihe kann später entfernt werden, wenn der Waldschutzstreifen hoch genug gewachsen ist. Das Schema der Abb. 175 wird im Einzelfalle der besonderen Geländegestaltung, den Bodenverhältnissen und den Verkehrsnotwendigkeiten anzupassen sein. Es stellt aber ein schönes Beispiel planmäßiger Mikroklimagestaltung dar, wie sie durch die großzügigen Planungen der neuesten Zeit möglich wird.

Im allgemeinen liegt das Problem des künstlichen Windschutzes aber nicht bei den meteorologischen, sondern bei den forstlichen Aufgaben. Die Schwierigkeit beruht in der Verwendung der passenden Holzarten in zweckmäßiger Mischung und in der richtigen Art und Weise der Pflanzung und Pflege der Windschutzstreifen.

Vorwiegend meteorologischer Natur aber sind die Fragestellungen, die sich bei dem Problem des künstlichen Frostschutzes ergeben. Von ihm wollen wir als einer zweiten besonderen Nutzenanwendung der Mikroklimatologie sprechen. Ehe wir zur Erörterung der eigentlichen Schutzmaßnahmen übergehen, müssen aber einige Betrachtungen zur Entstehung des Schadenfrostes vorausgeschickt werden.

40. Kapitel

Der Schadenfrost als Mikroklima-Erscheinung

Wenn im Frühjahr die Pflanzenwelt aus ihrer Kälteruhe erwacht ist, treten bisweilen später noch Nachtfroste ein. Man nennt sie Spätfroste. Ähnlich kommen vor Ende der Vegetationszeit Frühfroste vor. In unserem deutschen Großklima gibt es sogar im Juli und August gelegentlich und an einzelnen Stellen Nächte mit Temperaturen unter Null. Man spricht alsdann von Sommernachtfrosten. Spätfroste, Frühfroste und Sommernachtfroste fassen wir unter der Bezeichnung Schadenfroste zusammen.

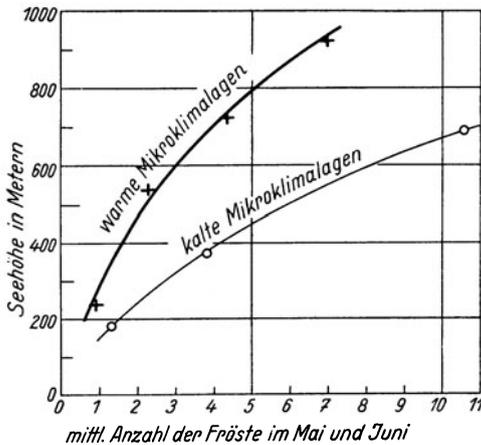


Abb. 176. Zunahme der Frostgefährdung mit der Höhe im Erzgebirge
(Nach E. Münch und F. Liske)

Der Schadenfrost ist eine typische Mikroklima-Erscheinung. Wohl kann es Frühjahrsnächte geben, in denen über das ganze Land hin die Blüten erfrieren und die jungen Pflanzentriebe absterben. Aber der Regelfall ist doch der, daß in kalten Nächten kalte Lagen besonders heimgesucht werden. Der Landmann kennt in seinem Gebiet, der Forstmann in seinem Revier aus der Erfahrung solche gefährdeten Stellen genau.

E. Münch und F. Liske (799) haben im Jahre 1926 in einer Untersuchung über die Frostgefährdung der Fichte in Sachsen bereits aus den Großklimabeobachtungen der meteorologischen Stationen den Einfluß der Ortslage auf die Spätfrostgefährdung nachgewiesen. Sie trennten die langjährigen Beobachtungsreihen nach kalten und warmen Ortslagen und erhielten so die in der Abb. 176

gezeigte Beziehung zwischen der Anzahl der Mai- und Junifröste und der Seehöhe. In beiden Fällen steigt die Spätfrosthäufigkeit mit zunehmender Höhe in beschleunigtem Maße an. Trotzdem die Art der großklimatischen Beobachtungsweise in der Hütte die örtlichen Unterschiede unterdrückt, treten sie doch in der Abb. 176 schon deutlich hervor. Im bodennahen Luftraum der gleichen Lagen ist mit einem Vielfachen der auf der Abszisse angeschriebenen Anzahl an Frostnächten zu rechnen.

Umfangreiche Mikroklimabeobachtungen zu dieser Frage aus dem Bayerischen Wald veröffentlichten R. Geiger, M. Woelfle und L. Ph. Seip (455). In der Abb. 116, S. 234 war die Streuung der tiefsten Nachttemperaturen in der bodennahen Luftschicht an den Hängen des Großen Arber bereits gezeigt worden. Das Gesetz der Temperaturabnahme mit der Höhe erwies sich nur bei statistischer Zusammenfassung der Einzelbeobachtungen erkennbar, und auch dann nur oberhalb der großen Temperaturumkehr in den Tallagen. Der Einfluß der Mikroklimalage dagegen war so ausschlaggebend, daß eine Station in 800 m Seehöhe selbst im Durchschnitt kälter, eine andere in gleicher Höhenlage wärmer sein konnte als eine Station in 1400 m Seehöhe. In der Spätfrostzeit wirkt sich das selbstverständlich stark auch auf die Frosthäufigkeit aus. Das Überwiegen des Mikroklima-Einflusses über ein bekanntes großklimatisches Gesetz, wie es hier zutage tritt, kann am allerbesten verdeutlichen, daß die Gefährdung der Pflanzen durch den Schadenfrost eine mikroklimatische Angelegenheit ist.

Voraussetzung für den Eintritt eines Schadenfrostes ist der Kälterückfall, der erst einmal das allgemeine Temperaturniveau herabsetzt. Er ist durch den Antransport von Kaltluft aus polwärts gelegenen Luftsprungsgebieten veranlaßt (Advektivfrost). Hierzu kommen nun die örtlichen Bedingungen, welche die Nachtkälte bis zur Frostgrenze verschärfen (Strahlungsfrost). Die mikroklimatischen Gesetze, die dafür maßgebend sind, sind keine anderen, als die wir im System der gesamten Darstellung in diesem Buch bereits darlegten. Es gilt hier nur, sie im Blick auf den praktischen Frostschutz kurz zusammenzustellen und auf die früheren Erklärungen hinzuweisen.

Der örtliche Schadenfrost wird durch folgende Bedingungen verschärft:

1. durch klaren Himmel, da er die nächtliche Wärmeausstrahlung begünstigt (s. S. 21 und 78 f.);
2. durch trockene Luft, da Wasserdampf die Gegenstrahlung der Atmosphäre bei Nacht erhöht (s. S. 19 f.);
3. durch Windstille, da sie die Temperaturschichtung durch Ausstrahlung ungestört läßt, wonach die kälteste Luft am Boden liegt (s. S. 108 bis 113);

4. durch schlechte Wärmeleitfähigkeit des Erdbodens. Dadurch ist erstens der Wärmenachschub nachts aus dem Boden, der den Temperaturfall der ausstrahlenden Oberfläche abbremst, klein. Zweitens ist der Wärmevorrat des Bodens überhaupt gering, weil auch bei Tage wenig Wärme aufgespeichert wurde. Drittens reizen die mit der schlechten Wärmeleitfähigkeit verbundenen hohen Tagestemperaturen die Pflanzen gerade auf diesen frostgefährdeten Böden zu vorzeitigem Austreiben im Frühjahr an (s. S. 137). Zu solchen Bodenarten gehört auch der Moorboden, der trotz seines hohen Wassergehalts durch die Art seiner Zusammensetzung ein denkbar schlechter Wärmeleiter ist (s. S. 125, 134, und 136);

5. durch starke Verdunstung, welche nach Regenfall und bei einer Pflanzendecke, die durch Größe und Art ihrer Oberfläche viel Wasser abgibt, eintritt (Verdunstungskälte);

6. durch örtliche Kaltluftzufuhr, also besonders durch den Kaltluftfluß, der im 18. Kapitel eingehend besprochen ist (s. S. 181 ff.);

7. durch das Fehlen eines natürlichen Ausstrahlungsschutzes. Ein solcher ist durch jeden Strauch und jeden Baum gegeben. Das folgt schon aus dem auf S. 334 ff. über den Ausstrahlungsschutz am Bestandsrand Gesagten (vgl. S. 23).

Es ist eine allgemeine Erfahrung, daß die Luft über Wiesen oder über verunkrauteten Kulturen nachts kälter ist als über nacktem Boden. Es sind bis 9° Temperaturunterschied gemessen worden. Bei Reifbildung läßt sich das bisweilen unmittelbar erkennen. Auch der über Wiesen und nur dort liegende Nebel verdankt größtenteils diesen Temperaturverhältnissen seine Entstehung. Bei der Bedeutung dieser Tatsache für Wein- und Obstbau und für die Forstwirtschaft gerade in der Spätfrostzeit hat sich die Bezeichnung Grasfrost dafür eingebürgert.

Über die Entstehung desselben sind meist irrige Vorstellungen in Umlauf. Die Annahme, daß die Wiese eine stärkere nächtliche Wärmeausstrahlung aufweist, ist falsch. Auch die Vervielfachung der Oberfläche des Bodens durch Halme und Blätter ist hierfür belanglos (s. S. 266). Zahlreiche Messungen zeigen sogar durchwegs, daß die Wiese bei Nacht weniger Wärme durch Strahlung abgibt als der feste Boden. In einer grundlegenden Arbeit über den Grasfrost erwähnt beispielsweise F. Sauberer (800) eine Abendbeobachtung vom März 1937 bei Lunz, bei der mit dem Albrechtschen Strahlungsumsatzmesser (372) eine Ausstrahlung der Wiese von 0,079. des nebengelegenen festen Bodens von 0,110 cal/qcm . min gemessen wurde. In Übereinstimmung mit dem Gesetz von der Temperaturabhängigkeit der Strahlung (s. S. 17 f.) ist also die Ausstrahlung der kälteren Wiese auch geringer als diejenige des wärmeren, pflanzenlosen Bodens. Warum ist dann die Wiese überhaupt kälter?

Zunächst ist der Umstand, daß auf 1 qm Bodenoberfläche etwa 20 bis 50 qm lebender Blattoberflächen kommen, wenn auch nicht für die Ausstrahlung, so doch für die Verdunstung von Bedeutung. Der Wärmeverlust durch Verdunstung ist also bei der Wiese erheblich höher als bei nacktem Boden. Zweitens sitzen die Pflanzen auf einer schlecht wärmeleitenden Unterlage von abgestorbenen Pflanzenresten; das gilt vor allem für ungepflegte vermooste Wiesen und noch mehr für verunkrautete Forstkulturen. Daß über solcher schlecht leitenden Unterlage der Temperaturgang extrem, die Nächte also besonders kalt sind, wurde schon früher dargelegt (s. S. 137). Endlich aber wird, wenn die zwei genannten Ursachen die Wiesentemperatur erniedrigt haben, der Temperaturgegensatz zur bodennahen Luftschicht größer. Das Gras entzieht daher, sei es durch Massenaustausch, sei es durch Strahlungsscheinleitung, mehr Wärme der anliegenden Luft als der feste Boden. Aus diesen Überlegungen heraus ist der Grasfrost zu verstehen.

Die im vorstehenden besprochenen Gesetzmäßigkeiten über das Auftreten des Schadenfrostes geben die Möglichkeit zu vorbeugenden Frostschutzmaßnahmen. Wir verstehen darunter solche Maßnahmen, die nicht erst bei drohender Frostgefahr ergriffen werden, wovon erst im folgenden Kapitel gesprochen wird, sondern die auf lange Sicht hin eine Verringerung der Frostgefährdung zum Ziele haben.

W. J. Humphreys (797) sagt einmal: „Die beste Zeit, um das Obst vor Frost zu schützen, ist die Zeit, da der Obstgarten angelegt wird.“ Pflanzenart und Mikroklima sollen von vornherein einander angepaßt werden. Das setzt Kenntnis der Mikroklimaverhältnisse und richtige Sortenwahl voraus.

Für niedrig wachsende Pflanzen ist der Schutz durch schirmende hohe Bäume eine ausgezeichnete vorbeugende Frostschutzmaßnahme. Im forstwirtschaftlichen Betrieb wird weithin der Jungwuchs durch einen „Vorwald“ vor Spätfrösten geschützt. Man bringt beispielsweise in der oberbayerischen Hochebene die Fichtenkulturen unter den Schirm eines Vorwaldes aus raschwüchsigen Birken. In Norddeutschland werden hiebsreife Kiefernaltbestände dazu benutzt, um den frostempfindlichen Douglasfichten ein Hochkommen zu ermöglichen. Der Altbestand wird hierfür stark gelichtet, um nicht der darunter befindlichen Pflanzung den nötigen Sonnenschein zu nehmen. Selbst ein stark gelichteter Bestand schafft schon einen wirksamen Frostschutz.

H. Amann (793) hat mikroklimatische Temperaturmessungen in einem Vorwald von 32jährigen, durchschnittlich 11 m hohen Birken im Anzing-Ebersberger Forst ausgeführt. Der Birkenvorwald hatte

eine Fläche von 0,88 ha. An ihn grenzte eine Kahlfläche, die in dem vollkommen ebenen Gelände zum Vergleich herangezogen wurde. Auf der entgegengesetzten Seite lag ein Fichtenaltbestand. Die jungen Fichten unter den Birken hatten bei einem Alter von 14 Jahren 0,8 bis 1,5 m Höhe. Im Mai 1927 beobachtete H. Amann in 25 cm über dem Boden die folgenden nächtlichen Minima:

Meßstelle	Kahlfläche		Unter dem Birkenvorwald			
	Punkt 1	Punkt 2	am Rand zur Kahlfläche	im Inneren		nahe bei einem Altbestand
				Punkt 1	Punkt 2	
11./12. Mai	-11,0	-10,9	- 7,3	- 6,2	- 5,6	- 5,2
14./15. Mai	- 8,0	- 7,7	- 4,1	- 2,6	- 1,9	- 2,0
15./16. Mai	- 3,8	- 3,5	- 1,7	+ 0,4	+ 0,6	+ 1,0
25./26. Mai	- 2,9	- 2,1	+ 0,2	+ 1,5	+ 2,3	+ 2,5
Mittel aus 11 Mainächten...	- 4,1	- 3,7	- 1,3	- 0,2	+ 0,4	+ 0,5
Temperatur- unterschied 25—100 cm Höhe	- 1,4	- 1,2	- 0,4	+ 0,1	+ 0,2	+ 0,0

Selbst im Durchschnitt der 11 kältesten Mainächte brachte der Schirm der locker stehenden Birken 4° Temperaturgewinn, in Einzelnächten aber 6° . Am Rande des Birkenvorwaldes zur Kahlfläche war der Wärmeüberschuß geringer, nahe dem Altbestand größer, ein Zeichen, daß ein teilweiser Luftaustausch in den Grenzstreifen stattfindet. Der Temperaturunterschied zwischen 25 und 100 cm über dem Boden läßt deutlich erkennen, daß die Wirkung des Vorwaldes im Ausstrahlungsschutz besteht. Denn auf der Kahlfläche ist auf dem kurzen Höhenunterschied schon ein Temperaturunterschied von 1,2 bis 1,4 $^{\circ}$ zu beobachten; es stellt sich hier der normale Ausstrahlungstypus ein. Im Birkenvorwald aber ist der Unterschied ebenso wie im Altbestand praktisch Null, ein Beweis dafür, daß nur die Zufuhr kalter Luft, sei es vom ausstrahlenden Kronenraum der Birken her, sei es seitwärts von kälteren Flächen her, die Temperaturen am Boden bestimmt, nicht aber ein Ausstrahlungsvorgang.

Einen weiteren wirksamen Frostschutz kann man durch Regelung des Kaltluftflusses erreichen. Staudacher (804) hat wohl als erster im Jahre 1924 darauf aufmerksam gemacht, daß für die Ansammlung von Kaltluftmassen in einer Mulde nicht allein die Geländegestaltung, sondern auch die Pflanzendecke, welche die Bewegung der Luft erlaubt oder unterbindet, verantwortlich ist. Er nennt das Gebiet, aus dem die Kaltluftmassen zu einem bestimmten Punkt ungehindert herbeiströmen können, das Einzugsgebiet des Frostes. Er zeigte,

daß die Größe dieses Einzugsgebietes im Laufe der Zeit starken Schwankungen unterworfen sein kann, und daß damit auch die Frostgefährdung der betreffenden Mulde mit der Größe des Einzugsgebietes wechselt.

In der Abb. 177 stellt AMB den Querschnitt einer solchen Geländemulde dar. Betrachten wir allein die Geländeform, so ist das Einzugsgebiet beiderseits durch die Geländewellen A und B begrenzt; bei Nacht wird die gesamte zwischen A und B erkaltende Luft nach M fließen. Läuft aber ein Waldgürtel W auf halbem Hange entlang, so wird der Abfluß der Luft oberhalb W durch die Bremsung der Luftbewegung im Walde praktisch verhindert und der Kältesee wird in zwei Teile gespalten, wie die Abb. 177 andeutet. Damit kann unter bestimmten Umständen ein Gewinn erzielt sein. Die plötzliche Zunahme schädlicher Frostwirkungen an Plätzen, die früher wenig unter Frost litten, ist nach Staudacher meist auf eine Vergrößerung des Einzugsgebietes durch künstliche Maß-



Abb. 177. Zum Begriff des Frosteinzugsgebietes

nahmen zurückzuführen. O. W. Keßler und W. Kaempfert (813) veröffentlichten die Skizze eines (idealen) Geländes, das durch künstliche Steuerung der Kaltluftbewegung und durch Regulierung der Wasserverhältnisse aus einem frostheimgesuchten in ein frostfreies verwandelt werden konnte.

Zum Schlusse sei noch erwähnt, daß die Sicherung gegen überraschenden Eintritt eines Schadenfrostes auch zu den vorbeugenden Maßnahmen gehört. Man kann die Sicherung einfach den Alarmthermometern übertragen. Es gibt davon ein Anzahl Typen, die sich im praktischen Betrieb bewährten (813). Man stellt sie in dem zu schützenden Garten auf. Bei Unterschreiten einer vorher gewählten kritischen Temperatur tritt ein Lätwerk in Tätigkeit und ruft den Verantwortlichen notfalls aus dem warmen Bett.

Dies Verfahren ist aber allzu kurzfristig. Es empfiehlt sich daher, die Frostvorhersage mit zu verwenden. Zunächst wird man die Wettervorhersagen und gegebenenfalls die besonderen Frostwarnungen der nächstgelegenen Dienststelle des Reichsamtes für Wetterdienst beachten. Hieran ist eine örtliche Korrektur anzubringen, die sich aus der Erfahrung über die Gunst oder Ungunst der Mikroklimallage des eigenen Gartens ergibt. Endlich wird man auch Frostvorher-

sagen¹⁾ auf Grund eigener instrumenteller Beobachtungen mit benutzen. Es gibt hierfür eine Anzahl Regeln, die hier nicht näher erörtert werden können. Man findet nötigenfalls Angaben hierüber bei O. W. Keßler und W. Kaempfert (813).

41. Kapitel

Die Bekämpfung des Schadenfrostes

Für eine Frostabwehr kommt nahezu ausschließlich die Zeit der Spätfröste, und zwar vorwiegend der Monat Mai in Betracht. Die Möglichkeit, den Schadenfrost mit künstlichen Mitteln zu bekämpfen, beruht auf der Seltenheit seines Auftretens. Denn jede Frostbekämpfung fordert einen erheblichen Aufwand an Kapital und Arbeitskraft, an Vorbereitung, an häufiger Bereitschaft und anstrengender Nacharbeit. Das alles ist im Wirtschaftsbetrieb um so leichter tragbar, je seltener in der betreffenden Gegend die Spätfröste vorkommen.

Der künstliche Frostschutz kam aus diesem Grunde zunächst in den Obstbaugebieten der Vereinigten Staaten von Nordamerika zu erfolgreicher Entwicklung. Die hochwertigen Orangenkulturen in Kalifornien nämlich liegen in einer geographischen Breite, welcher in Europa die südlichsten Teile Italiens oder der Nordrand Afrikas entsprechen. Daß trotz dieser Lage der Frühjahrsfrost dort eine schlimme Rolle spielt, ist in den großklimatischen Verhältnissen begründet. Im Westen des Kontinents verlaufen die Ketten des Felsengebirges, im Osten die Alleghanies von Nord nach Süd und steuern die Kaltluftmassen, die zum Winterausgang dem großen kanadischen Kältespeicher bisweilen entströmen, weit nach Süden. Die Kältewellen können bei entsprechender Großwetterlage bis in die subtropischen Obstbaugebiete vordringen und dort sogar so tiefe Temperaturen bringen, daß die Hoffnung auf die Ernte in einer einzigen Nacht vernichtet wird. Das sind aber so seltene Fälle, daß auch ein beträchtlicher Kostenaufwand für die Frostbekämpfung wirtschaftlich sich reich bezahlt macht.

Hierzu kommt noch ein weiterer Umstand. Für die dort angewendete Frostabwehr mittels der Ölheizöfen, von denen 1914 schon eine Million in Gebrauch waren, stehen billige Betriebsstoffe

¹⁾ In der 1. Auflage behandelte ich in den Kapiteln 22 und 23 die Frostvorhersage. Bei Besprechung der Arbeit von J. Schubert, S. 196—198, habe ich die von J. Schubert als notwendig aufgestellte Bedingung für den Eintritt eines Nachtfrostes irrtümlich als hinreichende Bedingung aufgefaßt. Diesen Irrtum berichtige ich hier gerne.

zur Verfügung, die als Nebenprodukte bei der Ölgewinnung dieses ölreichsten aller Länder abfallen. Auch dies machte neben der Seltenheit der Fröste und der Hochwertigkeit der Kulturen das Verfahren wirtschaftlich. In der ersten Auflage dieses Buches beruhten die Darlegungen im Kapitel über den künstlichen Frostschutz fast ausschließlich auf den Erfahrungen in den Vereinigten Staaten.

Inzwischen aber ist das Problem in Deutschland gewaltig vorwärtsgetrieben worden.

Unser edelstes deutsches Gewächs, die Weinrebe, liefert in guten Lagen so hohe Erträge, daß ein künstlicher Schutz der frostgefährdeten unteren Weinberghänge auch bei großem Kostenaufwand als wirtschaftlich tragbar erschien. Damit war ein Anreiz zu erneuten Versuchen gegeben. O. W. Keßler wendete die neu erschlossenen Gesetze der Mikroklimatologie in den Jahren 1926 bis 1928 so erfolgreich im Oppenheimer Weinbaugebiet an, daß allein im Mai 1928 durch künstliche Frostschutzmaßnahmen in dem geschützten Gebiet mehrere hunderttausend Reichsmark vom Ertrag gerettet werden konnten.

Dieser Erfolg kam selbstverständlich dem weiteren Ausbau des Frostschutzes zugute. Ein „Reichsausschuß für Frostabwehr im deutschen Weinbau“ unter Vorsitz von F. Muth übernahm zunächst die Organisation großzügiger Versuche, die wiederum O. W. Keßler durchführte. Die Wetterdienststelle in Hamburg errichtete in den Vierlanden durch K. Bender ein mikroklimatisches Frostnetz. Wilh. Schmidt setzte seine Gabe, dem besonderen Versuchszweck angepaßte Untersuchungsmethoden zu finden, auch für dieses praktische Ziel im Gumpoldskirchner Weinbaugebiet bei Wien ein. Nach der Machtübernahme trat das neugegründete Reichsamt für Wetterdienst an die Stelle aller bisherigen Organisationen. Unter Führung von K. Knoch gliederte es auch diese Versuche in seinen agrarmeteorologischen Aufgabenbereich ein und förderte sie durch Gewährung gewaltiger Mittel. Ein eigenes Institut im Weinbaugebiet der Mosel in Trier unter O. W. Keßler ist heute Mittelpunkt dieser Forschungen geworden.

Im Jahre 1940 veröffentlichten O. W. Keßler und W. Kaempf (813) in einem größeren Werk „Die Frostschadenverhütung“ die Ergebnisse aller bisherigen in Deutschland und anderen Orts angestellten Versuche. In dem Buch findet man auch die neueren Großversuche 1928 und 1929 bei Oppenheim, 1930 im Ahrtal, 1931 bei Saarstein und seit 1933 vorwiegend in der Umgebung von Trier näher beschrieben. Es ist selbstverständlich, daß sich die nachfolgende Darstellung großenteils auf dieses Werk und seine Ergebnisse stützt.

In einem kleinen Betrieb, etwa in einem einzelnen Obstgarten, können verschiedenerlei Abwehrmaßnahmen gegen den Frost erfolgreich und zweckmäßig sein. Für den Großbetrieb aber hat sich

unter den vielen gegebenen Möglichkeiten nur eine auf die Dauer bewährt, nämlich die unmittelbare Wärmezufuhr durch Heizung. Trotzdem geben wir einen Überblick über alle wichtigeren Methoden, weil die Erfahrungen, die damit gemacht wurden, eine schöne und vielseitige Bereicherung unserer mikroklimatologischen Erkenntnisse darstellen.

Zwei grundsätzlich verschiedene Möglichkeiten zur künstlichen Frostbekämpfung kommen in Betracht. Entweder man sucht die vorhandene Wärme zu erhalten, also in irgendeiner Weise den weiteren Temperaturfall in der gefahrbringenden Nacht aufzuhalten. Oder man führt auf künstliche Weise Wärme zu. Zunächst befassen wir uns nur mit der ersten Möglichkeit.

In der Hauptsache ist es die Wärmeausstrahlung, die den nächtlichen Temperaturfall bedingt, wie uns schon vom 2. Kapitel her bekannt ist. Ausstrahlungsschutz ist daher Frostschutz. Für den Ausstrahlungsschutz kommen drei Verfahren in Frage. Erstens, man überdeckt die frostgefährdeten Pflanzen einzeln oder die ganze Kultur mit Pappschirmen, Hauben, Flechtwerk, Matten, Reisig, Brettern oder dergleichen (Bedeckungsmaßnahmen). Zweitens, man legt eine künstliche Rauchdecke über das gefährdete Gelände (Frosträuchern). Drittens, man setzt die Pflanzen ganz unter Wasser (Überfluten).

Bei den Bedeckungen unterscheidet man nach O. W. Keßler am besten zwischen Schirmen und Hauben. Die Schirme, die meist in horizontaler Lage angebracht werden, treten zwischen die Pflanze und den Nachthimmel, übernehmen also ihrerseits die Wärmeausstrahlung, so daß die Pflanze sich nicht mehr unter die Lufttemperatur abkühlt und auch der umgebende Bodenausstrahlungsschutz genießt. Die Schirme sind dann am wirksamsten, wenn der Himmel klar, also die Ausstrahlung kräftig ist. Im Großversuch geht der Temperaturgewinn, den die Pflanzen davon haben, selten über $1,5^{\circ}$ hinaus.

Während bei den Schirmen im Sinne dieser Definition vorausgesetzt ist, daß ein allseits freier Luftaustausch vorhanden ist, umschließt die Haube einen bestimmten, von ihrer Gestalt und Größe abhängigen Luftraum. Die Abb. 178 zeigt nach den Messungen von Wilh. Schmidt (817) die Temperaturverteilung um eine kegelförmige Frostschutzhaube, wie solche im Gumpoldskirchner Gebiet Verwendung findet. Die Ausstrahlung der Haube kühlt im vorliegenden Falle ihre Oberfläche auf -3° ab. Der Boden unter der Haube hat hiervon den Vorteil des Ausstrahlungsschutzes und bleibt auf $+4$ bis $+6^{\circ}$, während der freie Boden nebenan auf -2° sich abkühlt. Bei der Haube wird der Wärmenachschub aus dem Boden für die eingeschlossene Luft nutzbar gemacht, weshalb Hauben

mehr Wirkung erzielen als Schirme. Der Frostschutz der unter der Haube liegenden Pflanze wird nun davon bestimmt, ob die Kaltluft-haut der Haubenfläche oder die Warmlufthaut am Boden die Temperatur des Innenraumes bestimmt. Um den Einfluß der Kaltluft-haut möglichst auszuschalten, soll die Haube aus einem schlechten Wärmeleiter bestehen, damit die Abkühlung der äußeren Oberfläche möglichst wenig auf die Innenseite übergreift. Ferner erwies es sich als zweckmäßig, der Haube knapp über dem Boden eine Öffnung

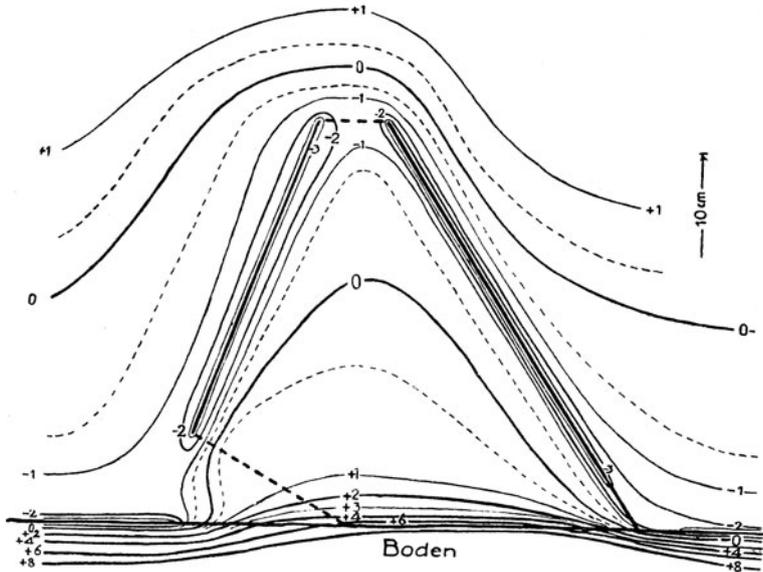


Abb. 178. Temperaturverteilung um einen Gumpoldskirchener Frostschutzschirm
(Nach Wilh. Schmidt)

zu geben, wie es die Abb. 178 zeigt. Die innere Kaltluft scheint durch diese auszutropfen, während erfahrungsgemäß ein Hereinschieben der äußeren Kaltluft durch sie nicht stattfindet (vielleicht eine Wirkung der an der schrägen Außenfläche der Haube abgleitenden Kaltluft).

Diese ziemlich verwickelten Temperaturverhältnisse auf kleinstem Raum muß man gut beachten, da sonst böse Fehlschläge eintreten können. Ein Gartenbesitzer beispielsweise suchte einen Teil seiner Pflanzen durch Überstülpen von leeren Konservendosen zu schützen. Gerade die „geschützten“ Pflanzen erfroren, die anderen nicht. Denn das Metall war ein guter Strahler und Wärmeleiter, außerdem war der Luftraum zwischen Blechdose und Pflanze zu klein und kein Abfluß für die Kaltluft der Innenwand vorhanden.

Bei zweckmäßiger Form und Anbringung der Hauben kann man mit einem Temperaturgewinn von rund 2° rechnen. Das genügt häufig nicht. Bei der großen Mühe, im Großbetrieb die Bedeckungen wiederholt anzubringen und wieder wegzunehmen, ist das Verfahren ungeeignet. Nicht unter dieses Urteil fallen die festen großen Schirme, die man im Kleinbetrieb bisweilen findet; sie stellen gleichsam eine Haube im großen dar, weil unter ihnen die Luftzirkulation unterbunden ist. Diese können bei geeignetem Material und geeigneter Anwendung einen sehr guten Schutz bieten, kommen aber nicht für Obst- und Weinbau im großen in Betracht.

Das Frosträuchern geschieht durch Erzeugung von Rauch oder Nebel mittels Räucherpatronen oder Nebelapparaten. Die gewünschten Lufttrübungen bestehen entweder aus unverbranntem Kohlenstoff (Ruß), wie er z. B. bei der Verbrennung von Rohnaphthalin in großen Mengen entsteht, oder aus chemischen Trübungen, die durch Ammonchlorid, Phosphorpentoxyd, als Zinknebel, aus Nebelsäure oder auf irgendeine andere Weise erzeugt werden. Die Schutzwirkung beruht im wesentlichen auf der anhaltenden Herabsetzung der effektiven Ausstrahlung in dem eingeräucherten Gelände. Versuche von O. W. Keßler ergaben eine Minderung von 0,12 auf 0,06 cal/cm² sec. Voraussetzung für die Wirkung ist, daß keine Kaltluft von außen in das beräucherte Gebiet zuströmt und daß kein nennenswerter Wind im Laufe der Nacht die künstlichen Nebel in Bewegung setzt. Diese Unsicherheit, die im nicht ebenen Gelände stark erhöht ist, hat heute das Frosträuchern ganz durch das Frostheizen verdrängen lassen.

Als dritte Maßnahme zur Erhaltung der vorhandenen Wärme war bereits das Überfluten genannt worden. Setzt man die zu schützenden Pflanzen ganz unter Wasser, so sind sie aus der kalten bodennahen Luftschicht herausgenommen und in das warme Bodenklima hinein versetzt. Der Frostschutz ist vollkommen, da selbst bei schwerstem Kälterückfall sich höchstens eine Eisdecke an der Wasseroberfläche bildet. Aber nur in den seltenen Fällen, in denen die Pflanzen eine solche Überschwemmung vertragen und in denen Wasser rasch und reichlich genug vorhanden ist kommt das Verfahren in Betracht, beispielsweise in USA. bei Preiselbeerkulturen.

Wir wenden uns nunmehr der zweiten Möglichkeit künstlichen Frostschutzes zu: der Heranschaffung von Wärme.

Auch hier können drei verschiedene Wege beschritten werden. Knüpfen wir zunächst an das eben besprochene Überfluten der Kulturen an, so muß hier zuerst die künstliche Beregnung als Frostschutz genannt werden.

Die Wärme, die bei diesem Verfahren geliefert wird, ist die Gefrierwärme des Wassers. Geht 1 g Wasser von 0° in Eis von 0° über, so werden 80 cal frei, eben jene Wärmemenge, die als Schmelzwärme beim Übergang von der festen zur flüssigen Phase aufgewendet werden muß. Ist der Frost eingetreten und beregnet man dann (ja nicht früher!) die gefährdete Pflanze, so bildet sich alsbald eine Eiskruste um die wasserbedeckten Blätter, Zweige und Stengel. Die freiwerdende Gefrierwärme verhindert den weiteren Temperaturfall, sofern die Wassergabe ausreichend ist (etwa 2 Liter je qm und Stunde). Nun darf selbstverständlich die Beregnung nicht ausgesetzt, sondern muß weitergeführt werden, nicht nur bis der Frost vorüber ist, sondern bis die Temperatur merklich über 0° angestiegen ist. Denn mit Aufhören der Beregnung setzt sofort die Verdunstung und damit ein Temperaturfall ein, der alsdann die Pflanzentemperatur nicht mehr unter den Gefrierpunkt führen darf.

Die Erfahrungen lehrten, daß selbst die empfindlichsten Gewächse, z. B. Tomaten, bei Außentemperaturen bis mehrere Grad unter 0 (in dem einen Fall, der hiervon zur Beobachtung kam, sogar bis - 7°) ungeschädigt durchkommen. Die Pflanzentemperatur lag konstant bei - 0,5°.

Aus der nächtlichen Temperaturschichtung der bodennahen Luft wissen wir (s. S. 26 f.), daß wärmere Luft stets in einiger Höhe über dem Boden anzutreffen ist. Man kann daher auch in Erwägung ziehen, durch Ventilation eine vertikale Durchmischung der Luft zu erzeugen und damit Wärme in Bodennähe herunterzuschaffen.

Künstlicher Massenaustausch soll künstlichen Frostschutz schaffen. Man besorgt mit Maschinenkraft den Umsturz der Luftschichtung, den natürlicherweise die Sonne mit ihrem Aufgang besorgt. Stellt man große elektrische Ventilatoren auf, so ist eine Wirkung wohl feststellbar; aber sie ist im Betrag und in der räumlichen Reichweite zu gering. Der Wärmegewinn beträgt nur rund 1° und erstreckt sich höchstens auf 30 m Entfernung vom Gebläse. Das Verfahren ist also nur theoretisch von Interesse, in der Anwendung aber viel zu teuer.

Für die praktische Frostschadenverhütung bleibt, vor allem für den Großbetrieb, nur das letzte, noch zu besprechende Verfahren: die unmittelbare Wärmezufuhr durch Heizung. Es mag zunächst als ein Unding erscheinen, in kalten Nächten „den Weltraum zu heizen“ geradeso wie ein Zimmer. Man meint, der Aufwand an Brennmaterial könne niemals wirtschaftlich sein bei dem zu erzielenden Gewinn. Aber doch zeigen alle Versuche in Deutschland und USA., daß dies Verfahren das einzig mögliche und wirtschaftliche ist.

Zur Heizung verwendet man drei Verfahren. Wo das Öl billig ist wie in den Vereinigten Staaten, benutzt man Ölheizöfen (die

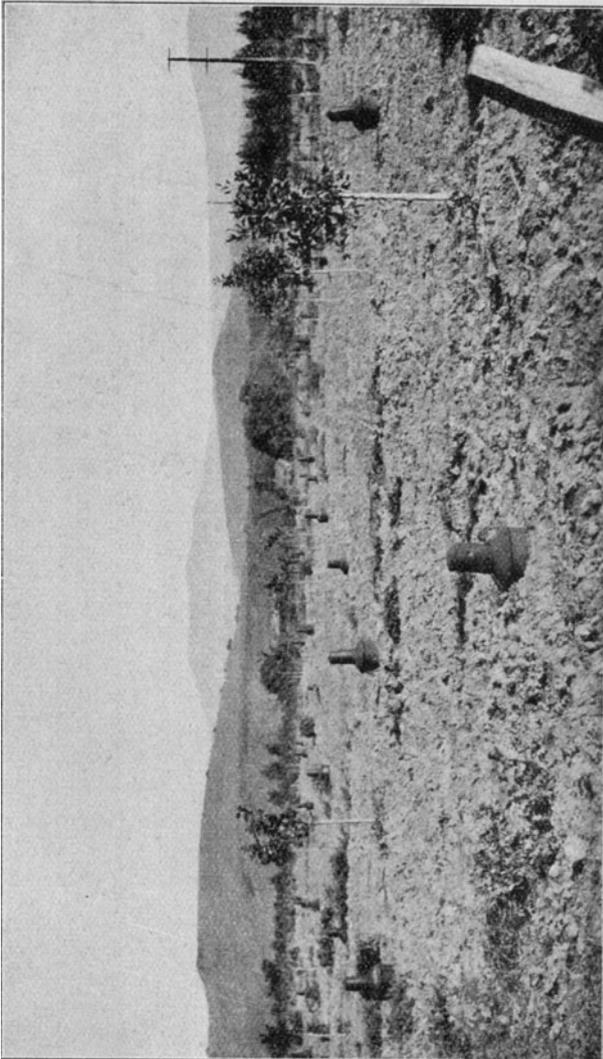


Abb. 179. Einbau von Ölheizöfen in einem neu angelegten Obstgarten in USA.
(Nach Monthly Weather Review 1923)

„oil-heaters“). Die Abb. 179 zeigt einen eben gepflanzten kalifornischen Obstgarten. Die Öfen sind von Anfang an eingebaut, und zwar 200 bis 300 Stück auf den Hektar. Sie werden am Rande des Gartens

etwas dichter gestellt als in seiner Mitte. In der kritischen Frühjahrszeit füllt man sie mit einem Tankwagen. Bei Frosteintritt sind sie in kürzester Zeit angezündet. Reihenfolge und Anzahl der zu befeuernden Ölheizter wird durch die Wetterlage (Windrichtung und Temperatur) bestimmt.

In Deutschland verbrennt man in Öfen Steinkohle, Braunkohle, Briketts oder Holz. Eine Reihe von Ofentypen ist entwickelt, die leicht tragbar und leicht zu bedienen sind und den Brennstoff möglichst gut auswerten. Die Heizwirkung ist am besten, wenn etwa eine Brennstelle auf je 50 qm angelegt wird und wenn je Brennstelle mindestens 10000 Cal je Stunde erzeugt werden. Die Abb. 180



Abb. 180. Brikettheizöfen in einem Weinberg werden mit Einsetzen des Nachtfrostes entzündet

(Nach O. W. Keßler und W. Kaempfert)

zeigt einen Weinberg in einem Seitental der Saar bei einem der Keßlerschen Versuche in der Nacht vom 2. auf 3. Mai 1935. Sieben Reihen von Brikettöfen waren aufgestellt und, als die Aufnahme gemacht wurde, eben angezündet worden. Die erste Reihe ist auf der unteren Grenzmauer des Weinbergs gut erkennbar. Die Öfen hatten hier $4\frac{1}{2}$ m Abstand. Fünf Zeilen darüber stand die zweite Ofenreihe, deren Rauch noch erkennbar ist. Der Abstand der Öfen war hier etwas größer ($5\frac{1}{2}$ m). Je höher hinauf, desto mehr vergrößerte sich der Abstand der Reihen untereinander und der Öfen voneinander. Denn die erzeugte Wärme zieht ja hangaufwärts.

Am einfachsten ist das dritte Verfahren, bei dem keine Anlagekosten entstehen. Es wurden Briketts offen ausgelegt, z. B. je vier Briketts in Abständen von 1,4 m. Die Schwierigkeit des raschen Anzündens wurde dadurch behoben, daß zwischen die Briketts eine Anzündmasse aus Rohnaphthalin und Sägespänen gebracht

wurde. Bei Frosteintritt besorgten trotz vorangegangenen Regenwetters zwei Mann das Anzünden von 160 Briketthaufen in 25 Minuten, indem der erste die Anzündmasse mit Petroleum übergießt und der zweite mit einer Lötlampe die Feuerstellen zum Entflammen brachte.

Die elektrische Heizung unter Verwendung der Erziehungsdrähte der Weinstöcke ist wohl ausprobiert worden. Sie ist aber in Anlage und Betriebskosten zu teuer.

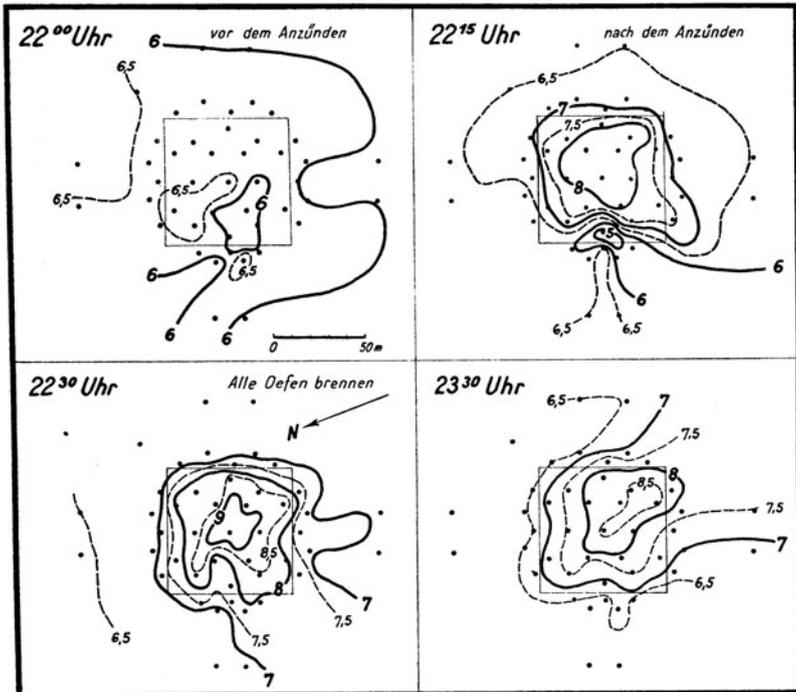


Abb. 181. Linien gleicher Temperaturen in Bodennähe bei einem Heizversuch mit Ölheizöfen. (Nach O. W. Keßler)

Das Heizverfahren ist mehr als andere unabhängig vom Gelände und kann leicht der drohenden Gefahr angepaßt werden. Eine Temperatursteigerung von 3 bis 4° ist bei geeigneter Verteilung der Brennstellen stets zu erzielen. Die Abb. 181 zeigt die Temperaturmessungen in 50 cm über dem Boden auf einem Versuchsfeld von 63 × 63 m (umrandete Fläche), auf dem 100 Ölheizöfen, System Maurer, benutzt wurden. O. W. Keßler führte den Versuch am 26. April 1929 bei Oppenheim durch. Im Versuchsfeld waren 17, außer-

halb weitere 28 Thermometer verteilt. Die Ausgangstemperaturen vor Beginn des Heizens lagen zwischen $6,0$ und $6,5^{\circ}$ (Bild links oben). Nach Anzünden der ersten Öfen um 22.15 Uhr stieg die Temperatur in der Versuchsfeldmitte auf 8° , während am Südrand, wo die Öfen noch nicht brannten, eine Herabminderung auf 5° festzustellen war (Ansaugen von Kaltluft durch die ersten Feuer?). Eine Viertelstunde später, als alle Öfen brannten (Bild links unten), erkennt man eine gute gleichmäßige Verteilung der warmen Zone, die in der Mitte 3° Übertemperatur aufweist. Auf diesem Stande bleibt nun die Temperatur auch weiterhin. Das zeigt die Isothermenverteilung eine Stunde später (Bild rechts unten). Nur ein leichter Wind hat das Wärmezentrum etwas zur Seite geschoben.

Nach den Angaben von O. W. Keßler und W. Kaempfert betragen die Kosten des Heizverfahrens nur 1–2% der durch Fröste zu erwartenden Schäden. Es ist demnach im Weinbau und hochwertigen Obstbau durchaus wirtschaftlich.

Schrifttum

A b k ü r z u n g e n

- Ann. d. Hydr.** = Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, herausgeg. v. der Deutschen Seewarte. Mittler & Sohn, Berlin.
- Abh. Pr. Met. I.** = Abhandlungen des Preußischen Meteorologischen Instituts, Berlin.
- Ark. f. Mat.** = Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik, Stockholm.
- Beih. z. Botan. Centralbl.** = Beihefte zum Botanischen Centralblatt, G. Fischer, Jena.
- Beitr. Phys. d. fr. Atm.** = Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Ber. D. Bot. G.** = Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft. G. Fischer, Jena.
- Biokl. B.** = Bioklimatische Beiblätter der Meteorologischen Zeitschrift. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.
- C. R. Paris** = Comptes Rendus des séances de l'Académie des Sciences, Paris.
- Forstw. C.** = Forstwissenschaftliches Centralblatt. P. Parey, Berlin.
- Geograf. Ann.** = Geografiska Annaler, Stockholm.
- Gerl. B.** = Gerlands Beiträge zur Geophysik. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Jahrb. f. wiss. Bot.** = Jahrbücher für wissenschaftliche Botanik. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- La Mét.** = La Météorologie, Paris.
- Met. Mag.** = The Meteorological Magazine, London.
- Met. Z.** = Meteorologische Zeitschrift. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.
- M. W. Rev.** = Monthly Weather Review, herausgeg. v. United States Department of Agriculture, Washington.
- Naturw.** = Die Naturwissenschaften. Jul. Springer, Berlin.
- Planta** = Planta. Archiv für wissenschaftliche Botanik. Jul. Springer, Berlin.
- Quart. J.** = The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society London.
- R. f. W. Wiss. Abh.** = Wissenschaftliche Abhandlungen, herausgeg. v. Reichsamt für Wetterdienst, Berlin.
- Sitz-B. Berlin. Akad.** = Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

Sitz-B. Wien. Akad. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathematisch-naturwissenschaftl. Klasse.

Tät-B. Pr. Met. I. = Tätigkeitsbericht des Preußischen Meteorologischen Instituts, Berlin.

Thar. Forstl. Jahrb. = Tharandter Forstliches Jahrbuch. P. Parey, Berlin.

Veröff. Geoph. I. Leipzig = Zweite Serie der Veröffentlichungen des Geophysikalischen Instituts der Universität Leipzig.

Wetter. = Das Wetter, Monatsschrift für Witterungskunde. O. Salle, Berlin.

Z. f. angew. Met. = Zeitschrift für angewandte Meteorologie. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.

Z. f. F. u. Jagdw. = Zeitschrift für Forst- und Jagdwesen. Jul. Springer, Berlin.

Zum Grundkapitel

(Allgemeine Werke, Bibliographien, Geschichte der Mikroklimatologie)

- (1) Filzer, P., Aus d. Frühzeit bioklimat. Forschung. * D. Biologe **5**, 168—172, 1936.
- (2) Geiger, R., Mikroklimatologie. * Z. f. angew. Met. **45**, 74—85, 1928.
- (3) —, Die vier Stufen d. Klimatologie. * Met. Z. **46**, 7—10, 1929.
- (3a) —, Über selbständige u. unselbst. Mikrokl. * Met. Z. **46**, 539—544, 1929.
- (4) —, Mikroklima u. Pflanzenklima. * Handb. d. Klimat. I D. Berlin, Borntraeger, 1930.
- (5) —, D. Mikrokl. u. s. Bedeutung f. d. belebte Natur. * Z. f. angew. Met. **48**, 137—146, 1931.
- (6) Geiger, R. u. Schmidt, W., Einheitl. Bezeichn. in kleinklimat. u. mikroklimat. Forschung. * Biokl. B. **1**, 153—156, 1934.
- (7) Grimm, H., Justus v. Liebig u. d. Mikroklimatol. * Z. f. angew. Met. **48**, 30, 1931.
- (8) Kassner, C., Z. Geschichte d. Mikroklimat. * Met. Z. **51**, 393—394, 1934.
- (9) Knoch, K., Allgemeine Klimalehre. Handb. d. Klimatol. v. J. v. Hann. 4. Aufl. I. Bd. Engelhorn, 1932.
- (10) —, Angew. Klimatol. als Förderer wirtschaftl. Probleme. * Met. Z. **54**, 470—471, 1937.
- (11) Korotkewitsch, V. N., E. Übersicht der d. Mikroklima umfass. Arbeiten. * Transact. Centr. Geophys. Obs. Leningrad **6**, 1936.
- (12) Kraus, Gregor, Boden u. Klima auf kleinstem Raum. Jena, Fischer, 1911.
- (13) Ramdas, L. A., Agricultural Met. * Current Science **1**, 191—192, 1933.
- (14) —, Micro-Climatology. * Current Science **2**, 445—447, 1934.
- (15) Reichsamt für Wetterdienst, Bibliograph. Ber. a. d. Gebiet d. Agrarmet. Seit 1934.

- (16) Sanson, J., Résult. génér. d'une enquête usw. * La Mét. 6, 69—97, 1930.
- (17) Scaëtta, H., Terminologie climat., bioclimat. et microclimat. * La Mét. 11, 342—347, 1935.
- (18) Schmidt, Wilh. u. andere, Bioklimat. Unters. im Lunzer Gebiet. * Naturw. 17, 176—179, 1929.
- (19) Schmidt, Wilh., Neue Wege met. Forsch. u. i. Bedeut. f. Praxis u. Leben. * Deutsche Forschung 18, 79—114, 1933.
- (20) —, D. Bioklima als Kleinkl. u. Mikrokl. * Biokl. B. 1, 3—6, 1934.
- (21) Schubert, J., D. Klima d. Bodenoberfl. u. d. unteren Luftschicht in Mitteleuropa. * Blanck, Handb. d. Bodenlehre II. Jul. Springer, 1929.
- (22) —, Grundl. d. allgem. u. forstl. Klimakunde. * Z. f. F. u. Jagdw. 62, 689—705, 1930; 64, 715—734, 1932; 72, 257—273, 1940.
- (23) Tagungsberichte der Kommission f. Agrarmeteorolog. in d. Org. Met. Internat. Tagungen: Utrecht 1923, Zürich 1926, Kopenhagen 1929, München 1932, Salzburg 1937.
- (25) Erste landwirt.-meteorolog. Tag., veranstalt. v. d. österr. Gesellsch. f. Meteorolog. Wien 1930.
- (26) Conf. Empire Met. 1929, Agricult. Sect. London 1929.
- (27) Ann. Report Agric. Branch. India Met. Dep. Seit 1933.

Schrifttum zum ersten Teil

Zu Kap. 1 (Der Einstrahlungstypus)

- (28) Alt, E., D. Stand d. met. Strahlungsprobl. * Met. Z. 46, 504—513, 1929.
- (29) Baur, F. u. Philipps, H., D. Wärmehaush. d. Lufthülle d. Nordhalbkugel im Jan. u. Juli. * Gerl. B. 42, 160—207, 1934.
- (30) Flower, W. D., Sand Devils. * Met. Office London, Profess. Notes 71, 1936.
- (31) Härtel, O., D. Alpenlabor. d. Botan. Staatsanst. d. Univ. München auf d. Schachen. * Biokl. B. 4, 65, 1937.
- (32) v. Holzhausen, H., Beob. e. Kleintrombe. * Met. Z. 54, 307, 1937.
- (33) Lauscher, F., D. Zunahme d. Intensität d. Sonnenstr. mit d. Höhe. * Gerl. B. 50, 202—215, 1937.
- (34) Marten, W., D. Strahlungsklima v. Potsdam. * Abh. Pr. Met. I. 8, Nr. 4, 1926.
- (35) Mörikofer, W., Klimatolog. Einflüsse d. Hochgebirges. * Verh. d. Deutsch. Ges. f. innere Med. Wiesbaden 1935, S. 501.
- (36) Roßmann, F., D. Bewegungsgesetz d. Kleintromben. * R. f. W. Wiss. Abh. 3, Nr. 4, 1937.
- (37) Schlichting, H., Kleintrombe. * Ann. d. Hydr. 62, 347—348, 1934.
- (38) Schober, H., Beob. d. Ablösung e. Luftwirbels bei starken Temp. Untersch. in d. bodenn. Luftschicht. * Met. Z. 51, 193—194, 1934.
- (39) Schubert, J., D. Sonnenstrahl. im mittl. Norddeutshl. nach d. Messungen in Potsdam. * Met. Z. 45, 1—16, 1928.
- (40) Sinclair, J. G., Temp. of the soil and air in a desert. * M. W. Rev. 50, 142, 1922.

- (41) Smoliakow, P. T., Zur Theorie d. Gleichgew. d. bodenn. Luftschicht. * Gerl. B. **44**, 321—336, 1935.
 (42) Wegener, A., Staubwirbel auf Island. * Met. Z. **31**, 199—200, 1914.
 (43) —, Wind- u. Wasserhosen in Europa. Braunschweig, Friedr. Vieweg & Sohn, 1917.

Zu Kap. 2 (Der Ausstrahlungstypus)

- (44) Ångström, A., Stud. of the nocturnal radiation to space * Astrophys. J. Chicago **37**, 305—321, 1913 und **39**, 95—104, 1914.
 (45) —, A study of the radiation of the atmosphere. * Smithsonian Miscell. Coll. **65**, Nr. 3, 1915.
 (46) —, Ü. d. Gegenstrahlung d. Atmosph. * Met. Z. **33**, 529—538, 1916 und **34**, 14—24, 1917.
 (47) —, Record. nocturn. rad. * Medd. Stat. Met. Hydr. Anst. Stockholm **3**, Nr. 12, 1927.
 (48) —, Messung d. nächtl. Ausstrahlung im Ballon. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **14**, 8—20, 1928.
 (49) —, Über Variationen d. atmosph. Temp.strahlg u. ihren Zusammenhang mit d. Zusammensetz. d. Atmosph. * Gerl. B. **21**, 145—161, 1929.
 (50) —, Effect. rad. during the second internat. Polar Year. * Medd. Stat. Met. Hydrogr. Anst. Stockholm Nr. 8, 1936.
 (51) Asklöf, S., Ü. d. Zusammenhang zw. d. nächtl. Wärmeausstrahl., der Bewölk. u. d. Wolkenart. * Geograf. Ann. **2**, 253—259, 1920.
 (52) Brocks, K., Nächtl. Temp.minima in Furchen m. verschied. Böschungswinkel. * Met. Z. **56**, 378—383, 1939.
 (53) Defant, A., Ausstrahlung, nächtl. Abkühlung u. Bewölkung. * Geograf. Ann. **4**, 99—108, 1922.
 (54) Dubois, P., Nächtl. effekt. Ausstrahlung. * Gerl. B. **22**, 41—99, 1929.
 (55) Eckel, O., Mess. d. Ausstrahl. u. Gegenstrahl. auf d. Kanzelhöhe. * Met. Z. **51**, 234—235, 1934.
 (56) Ertel, H., Methoden u. Probl. d. dynamischen Met. Berlin, J. Springer, 1938.
 (57) Falckenberg, G., Muldenfrost u. Frostflächen in Waldlichtungen. * Met. Z. **48**, 22—25, 1931.
 (58) Hasché, E., Z. Mess. d. langwell. Himmels- u. Erdstrahlung. * Gerl. B. **42**, 228—231, 1934.
 (59) Hellmann, G., Ü. d. nächtl. Abkühlung d. bodenn. Luftschicht. * Sitz-B. Berlin. Akad. **38**, 806—813, 1918.
 (60) Kimball, H. H., Nocturnal radiation. measur. * M. W. Rev. **46**, 57—70, 1918.
 (61) Krügler, F., Nächtl. Wärmehaush.messungen an d. Oberfläche e. grasbewachsenen Ebene. * R. f. W. Wiss. Abh. **3**, Nr. 10, 1937.
 (62) Lauscher, F., Bericht ü. Mess. d. nächtl. Ausstrahlung auf d. Stolzalpe. * Met. Z. **45**, 371—375, 1928.
 (63) —, Wärmeausstr. u. Horizonteneinengung, I. Teil. * Sitz-B. Wien. Akad. **143**, 503—519, 1934.
 (64) —, Dampfdruck u. Ausstrahl. in e. Gebirgsland. * Gerl. B. **51**, 234—249, 1937.
 (65) Linke, F., D. nächtl. effekt. Ausstrahl. unter verschied. Zenitdistanzen. * Met. Z. **48**, 25—31, 1931.

- (66) Meinander, R., Ü. d. nächtl. Wärmeausstrahl. in Helsingfors. * Soc. scient. fennica. Comment. Phys.-Mathem. 4, Nr. 16, 1928.
- (67) Möller, F., Bemerk. z. Wärmebilanz d. Atmosph. u. d. Erdoberfläche. * Gerl. B. 47, 215–217, 1936.
- (68) Petterssen, S., Ein typ. Beispiel v. Ausstrahl.inversionen in e. heit. Sommernacht. * Met. Z. 45, 72–74, 1928.
- (68a) Philipps, H., Zur Theorie der Wärmestrahlung in Bodennähe. * Gerl. B. 56, 229–319, 1940.
- (69) Raman, P. K., Heat radiation from the clear atmosph. at night. * Proc. Indian Acad. Sciences 1, 815–821, 1935.
- (70) —, Studies in atmosph. radiation. * Ebenda 4, 243–253, 1936.
- (71) Ramdas, L. A., Sreenivasiah, B. N. u. Raman, P. K., Variation in the nocturnal rad. from the sky with zenith dist. a. with time during the night. * Ebenda 5, 45–55, 1937.
- (72) Süßenberger, E., D. nächtl. effekt. Ausstrahl. unter verschied. Zenitdistanzen. * Met. Z. 52, 129–132, 1935.
- (73) —, Neue Unters. ü. d. nächtl. effekt. Ausstrahl. * Gerl. B. 45, 63–81, 1935.
- (74) Trojer, H., Temp.-Strahl.Mess. mit d. Parabolspiegel. * Met. Z. 57, 149–152, 1940.
- (75) Wegener, K., D. Strahlung d. Bodens. * Met. Z. 55, 133–137, 1938.
- (76) Wegener, K. u. Trojer, H., D. Temp.strahl. d. Erde u. ihre Messung. * Ann. d. Hydr. 67, 424–432, 1939.

Zu Kap. 3 (Wärmeleitung, Bodentemperaturen)

Siehe auch das Schrifttum zu Kap. 13 ff.

- (77) Ångström, A. u. Petri, E., En ny jordtermometer och nagra observ. över jordtemp. i. Stockholmstrakten. * Tekn. Tidskr. 1928, Heft 23.
- (78) Büttner, K., D. Wärmeübertragung d. Leitung u. Konvektion, Verdunstung u. Strahl. in Bioklimat. u. Met. * Abh. Pr. Met. I. 10, Nr. 5, 1934.
- (79) Hecht, W., Bioklim. Vers. z. Erforsch. d. Ursachen d. Gehaltsschwank. d. Arzneipflanzen III. * Heil- u. Gewürzpflanzen (Freising-München) 16, 1–57, 1934/35.
- (80) Herr, L., Bodentemp. unter besond. Berücksichtigung d. äußeren met. Faktoren. * Diss. Leipzig 1936.
- (81) Homén, Th., Ü. d. Bodentemp. in Mustiala. Helsingfors 1896.
- (82) —, D. tägl. Wärmeumsatz im Boden u. d. Wärmestrahl. zw. Himmel u. Erde. Leipzig 1897.
- (83) Keränen, J., Wärme- u. Temp.verhältn. d. obersten Bodenschichten. (Einführung in d. Geophysik II.) Berlin, J. Springer, 1929.
- (84) Köhl, W., D. jährl. Gang d. Bodentemp. in verschied. Klimaten. * Gerl. B. 8, 499–564, 1907.
- (85) Leyst, E., Ü. d. Bodentemp. in Pawlowsk. * Rep. f. Meteorol. 13, Nr. 7, 1890.
- (86) —, Unters. ü. d. Bodentemp. in Königsberg. * Schr. d. phys.-ökonom. Ges. Königsberg 33, 1–67, 1892.
- (87) Maurer, J., Bodentemp. u. Sonnenstr. in d. Schweiz. Alpen. * Met. Z. 33, 193–199, 1916.

- (88) Meinardus, W., Bodentemp. in d. Wüste bei Schellal, Oberägypten. * Götting. Nachr., mathem.-physik. Kl., neue Folge, 1, Nr. 1, 1935.
- (89) Rambaut, Undergr. temp. at Oxford as determined by ... therm. * Radcliffe Obs. Met. Obs., Oxford, 51, 101—204, 1911—15.
- (89a) Ravet, J., La temp. du sol à Tahiti. * Ann. Phys. Globe France d'outre-mer 6, 134—135, 1939.
- (90) Schmidt, A., Theoret. Verwert. d. Königsberger Bodentemp.beob. * Schr. d. phys.-ökonom. Ges. Königsberg 32, 97—168, 1891.
- (91) Schubert, J., D. jährl. Gang d. Luft- u. Bodentemp. u. d. Wärmeaustausch im Erdboden. Berlin, J. Springer, 1900.
- (92) —, D. Verhalten d. Bodens gegen Wärme. * Hdb. d. Bodenlehre, her. v. E. Blanck, 6, 342—375, 1930.
- (93) Siegenthaler, J., Bodentemp. in Abhäng. v. äuß. met. Faktoren. * Gerl. B. 40, 305—332, 1933.
- (94) Süring, R., D. tägl. Temp.gang in gering. Bodentiefen. * Abh. Pr. Met. I. 5, Nr. 6, 1919.
- (95) Wild, H., Ü. d. Bodentemp. in St. Petersburg u. Nukuss. * Rep. f. Meteorol. 6, Nr. 4, 1878.
- (96) Woeikof, A., Probleme d. Bodentemp. Typen ihrer vertikalen Verbreit. Verhältn. z. Lufttemp. * Met. Z. 21, 50—62, 399—408, 1904.
- (96a) Yakuwa, R., Über die Bodentemperatur von Kobe. * Mem. Imp. Marine Obs. Kobe 3, 81—90, 1928.

Zu Kap. 4 (Der Massenaustausch)

Ein vollständiges Schriftenverzeichnis zur Austauschfrage bis zum Jahre 1939 findet man in dem Buch von H. Lettau (108). Hier sind nur spätere oder dort nicht genannte Veröffentlichungen aufgeführt, außerdem solche, auf die im Text besonders Bezug genommen wurde.

- (97) Ängström, A., D. Konvektion der Luft. * Met. Z. 36, 348, 1919.
- (98) Berg, H., Mess. d. Austauschgröße d. bodenn. Luftschichten. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. 23, 143—164, 1936.
- (99) Best, A. C., Horizontal temp. diff. over small distances. * Quart. J. 57, 169—175, 1931.
- (100) Büdel, A., E. photogramm. Methode z. Stud. d. Ström.- u. Austauschvorgänge. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. 20, 9—17, 1933.
- (101) —, Individuelle Beweg. kleiner Luftmassen. * Ebenda 20, 214—219, 1933.
- (102) Geiger, R., Temp.struktur u. Mikroklima. * Met. Z. 47, 425—430, 1930.
- (103) —, Met. Beob. b. d. mittelfränk. Kieferneulenbekämpfung m. Flugzeug u. Motor i. Frühjahr 1931. * Z. f. angew. Entomol. 19, 207—222, 1932.
- (104) Gödecke, K., Mess. d. atmosph. Turbulenz in Bodennähe m. e. Hitzdrahtmethode. * Ann. d. Hydr. 63, 400—410, 1935.
- (105) Grunow, J., Vers. m. pendelnden Druckplatten. * Tät.-B. Pr. Met. I. 1933, S. 92—95.
- (106) Hornberger, Studien ü. Luft- u. Bodentemp. * Forstw. C. 24, 479—498, 1902.
- (107) Lettau, H., Turbul. Schwank. v. Wind u. Temp. in d. bodenn. Luftsch. als Austauschproblem. * Ann. d. Hydr. 62, 469—473, 1934.

- (108) Lettau, H., Atmosphärische Turbulenz. * Akad. Verl. Ges. Leipzig, 1939.
- (109) Rempe, H., Unters. ü. d. Verbreitung d. Blütenstaubes durch d. Luftströmungen. * *Planta* **27**, 93—147, 1937.
- (110) Roßmann, F., Strömung in d. Streichholzschachtel. * *Met. Z.* **52**, 77, 1935.
- (111) Schmauß, A., Schichtenbild. in Flüssigkeiten. * *Met. Z.* **49**, 203—204, 1932.
- (112) Schmidt, Wilh., Die Struktur d. Windes. * *Sitz-B. Wien. Akad.* **138**, 85—116, 1929.
- (113) —, D. Massenaustausch in freier Luft u. verwandte Erscheinungen. *Probl. d. kosm. Physik* **7**. Hamburg, H. Grand, 1925.
- (114) Wegener, A., Ü. turbul. Beweg. in d. Atmosph. * *Met. Z.* **29**, 49—59, 1912.

Zu Kap. 5 (Der Strahlungsumsatz in der bodennahen Luftschicht)

- (115) Albrecht, F., D. Wärmeumsatz durch d. Wärmestrah. d. Wasserdampfs in d. Atmosph. * *Z. f. Geophysik* **6**, 421—435, 1930.
- (116) Falckenberg, G., Neue Unters. ü. d. Bildung v. Bodeninversionen. * *Met. Z.* **44**, 108—109, 1927.
- (116 a) —, Aerol. Stud.reise d. Drachenboots d. Rostocker Luftwarte. * *Met. Z.* **45**, 55—60, 1928.
- (117) —, Experimentelles zur Absorpt. u. Emm. d. atmosph. Eigenstrahl. dünner Luftsch. * *Met. Z.* **48**, 135—139, 1931.
- (118) —, D. Einfluß d. Wellenlängentransformation auf d. Klima bodenn. Luftsch. u. d. Temp. d. fr. Atm. * *Met. Z.* **48**, 341—346, 1931.
- (119) —, Exp. z. Absorpt. dünner Luftsch. f. infrarote Strahlung. * *Met. Z.* **53**, 172—175, 1936.
- (120) —, Exp. z. Druckabhängigk. d. Absorpt. d. Wasserdampfes u. d. Kohlensäure f. d. infrarote Schwarzstrahl. * *Met. Z.* **55**, 174—177, 1938.
- (121) —, Exp. z. Eigenstrahl. dünner wasserdampfhalt. Luftsch. * *Met. Z.* **56**, 72—75, 1939.
- (122) —, Exp. z. Temp.abhängigk. d. infraroten Absorpt. wasserdampfhalt. Luft. * *Met. Z.* **56**, 415—417, 1939.
- (123) Falckenberg, G. u. Stoecker, E., Bodeninversion u. atmosph. Energieleitung durch Strahl. * *Beitr. Phys. d. fr. Atm.* **13**, 246—269, 1927.
- (124) Fowle, F. E., Water-vapor transparency to low-temp. radiation. * *Smithsonian Miscell. Coll.* **68**, Nr. 8, 1917.
- (125) Hettner, Ü. d. ultrarote Absorpt.spektrum d. Wasserdampfs. * *Diss.* Berlin 1918.
- (126) Mügge, R., Wärmestrah. zw. Himmel u. Erde. * *Met. Z.* **46**, 514—520, 1929.
- (127) Schnaidt, F., Z. Absorption infraroter Strahl. in dünnen Luftschichten. * *Met. Z.* **54**, 234—242, 1937.
- (128) —, Ü. d. Absorption v. Wasserdampf u. Kohlens. m. besond. Berücks. d. Druck- u. Temp.abhängigk. * *Gerl. B.* **54**, 203—234, 1939.
- (129) Simpson, G. C., Further stud. in terrestrial rad. * *Mem. Royal Met. Soc. London* **3**, Nr. 21, 1928—30.
- (130) Steiner, O., Z. Entstehung v. Bodeninvers. bei wolkenlos. Himmel u. Landwind. * *Wiss. Abh. d. Rostocker Luftwarte* 1926.

Zu Kap. 6 (Der Erwärmungsvorgang)

- (131) Geiger, R., Gibt es e. Lufttemp. d. bodenn. Luftschicht? * Biokl. B. **1**, 115—120, 1934.
- (132) Haude, W., Temp. u. Austausch d. bodenn. Luft über e. Wüste. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **21**, 129—142, 1934.
- (133) Koch, H. G., Ü. Temp. u. Austausch innerhalb d. Bodeninversion. * Gerl. B. **49**, 407—426, 1937.
- (134) Malurkar, S. L. u. Ramdas, L. A., Theory of extremely high lapse-rates of temp. very near the ground. * Indian J. of Physics **6**, 495—508 (1931?).
- (135) Raman, P. K., The measurement of the transmission of heat by convect. from isolated ground to the atmosph. * Proc. Indian Acad. Sciences **3**, 98—106, 1936.
- (136) Ramdas, L. A., The dust-free or dark layer surrounding a hot body in relat. to the convect. movem. in its neighbourhood. * J. Univers. Bombay **6**, 18—22, 1937.
- (137) Ramdas, L. A. u. Malurkar, S. L., Surface convect. and var. of temp. near a hot surface. * Indian J. of Physics **7**, 1—13 (1932?).
- (138) Ramdas, L. A. u. Paranjpe, M. K., An interferometric method of meas. temp. and temp.-gradients very close to a hot surface. * Current Sc. **4**, 642—644, 1936.
- (139) Robitzsch, M., Einige Bezieh. zw. d. Temp. d. Erdoberfl., d. Insolation u. and. met. Fakt. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **9**, 1—11, 1921.
- (140) Schmidt, E. u. Beckmann, W., D. Temp.- u. Geschwindigk.feld vor e. Wärme abgeb. senkrecht. Platte bei natürl. Konvektion. * Techn. Mech. u. Thermodynamik **1**, Heft 10/11, 1930.
- (141) Yokotani, S., On the small fluctuat. of the temp. in the lower atmosph. occurring in the daytime. * J. Met. Soc. Japan **14**, Nr. 2, 1936.
- (142) Zedler, P., Temp.dauermess. mit e. Aspirationspsychrometer. * Z. f. angew. Met. **55**, 350—353, 1938.

Zu Kap. 7 (Der Abkühlungsvorgang)

- (143) Defant, A., D. nächtl. Abkühl. d. unteren Luftsch. u. d. Erdoberfl. in Abhängigk. v. Wasserdampfgehalt d. Atm. * Sitz-B. Wien. Akad. **125**, 1537—1623, 1916.
- (144) —, Ü. d. nächtl. Abkühl. d. untersten staubbelad. Luftsch. * Ann. d. Hydr. **47**, 93—105, 1919.
- (145) —, D. nächtl. Abkühl. d. unt. Luftsch. bei bewegter Luft. * Ann. d. Hydr. **47**, 224—227, 1919.
- (146) Falckenberg, G., Apparatur z. Best. d. momentanen nächtl. Wärmeaustauschs zw. Erde u. Luft. * Met. Z. **47**, 154—156, 1930.
- (147) —, D. nächtl. Wärmehaushalt bodenn. Luftsch. * Met. Z. **49**, 369—371, 1932.
- (148) Krügler, F., Ü. d. Anteil des Massenaustauschs am nächtl. Wärmehaush. d. Erdoberfl. * Met. Z. **49**, 372—376, 1932.
- (149) Kühnert, W., E. Beob. d. Temp.grad. beim Auftreten v. Strahlnebel; d. Entwickl. d. Bodeninversion. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **18**, 219—224, 1932.
- (149 a) Meyer, E. G., Ü. d. Strahl.haushalt horizont. Flächen. * Gerl. B. **53**, 352—353, 1938.

- (150) Ramanathan, K. R. u. Ramdas, L. A., Derivation of Angströms formula f. atm. radiation and some general consid. regarding nocturn. cooling of air-layers near the ground. * Proc. Indian. Acad. Sciences **1**, 822–829, 1935.
- (151) Ramdas, L. A., Frost Hazard in India. * Current Sc. **3**, 325–333, 1935.
- (152) Ramdas, L. A. u. Atmanathan, S., The vert. distrib. of air temp. near the ground during night. * Gerl. B. **37**, 116–117, 1932.
- (153) Schmauß, A., D. nächtl. Abkühlung d. untersten Luftsch. * Ann. d. Hydr. **47**, 235–236, 1919.
- (154) Schmidt, Wilh., Stud. z. nächtl. Temp.gang. * Sitz-B. Wien. Akad. **118**, 293–319, 1909.
- (155) Siegel, S., Mess. d. nächtl. thermischen Gefüges in d. bodenn. Luftsch. * Gerl. B. **47**, 369–399, 1936.
- (156) Sutton, J. R., On some met. conditions controlling nocturnal radiation. * Transact. Roy. Soc. South Africa **2**, 381, 1912.

Instrumententechnisches zur Lufttemperaturmessung im Mikroklima

- (157) Albrecht, F., Thermometer z. Mess. d. wahren Lufttemp. * Met. Z. **44**, 420–424, 1927.
- (158) —, Ü. d. Einwirk. d. Strahl. auf frei aufgestellte elektr. Thermometer. * Tät-B. Pr. Met. I. 1933, S. 76–82.
- (159) Ängström, A., I. Prinzipielles z. Mess. d. Temp. d. Luft. II. Minim. therm. z. Bestimm. d. Min.temp. d. Luft. * Comm. Met. Agricole, Tag-Ber. München 1932, S. 122–127, Utrecht 1933.
- (160) Bartels, J., Temp.messung in Bodennähe u. Aspiration. * Met. Z. **47**, 76–77, 1930.
- (161) —, Temp. stabförmiger Versuchskörper. * Z. f. F. u. Jagdw. **68**, 319–327, 1936.
- (162) Bartels, J. u. Köhn, M. Standortsklimat. Unters. in Eberswalde. * Deutsche Forschung **14**, 73–79, 1930.
- (162 a) Brazier, C. E. u. Eblé, L., Introd. à l'étude des temp. de l'air et du sol au voisinage de la surf. terrestre. * La Mét. **10**, 97–110, 1934.
- (163) Budig, W., Beschirmung v. Bodentherm. gegen nächtl. Ausstrahl. * Erg. d. Met. Beob. Potsdam 1915, XI–XVI.
- (164) Büdel, A., D. Strahl.schutz am Therm. * Z. f. angew. Met. **50**, 225–230, 1933.
- (164 a) Duckert, P., Z. Methode d. Temp.mess. in d. bodenn. Luftschicht. * Comm. Met. Agricole, Tag.Ber. Salzburg 1937, S. 46–53, Leyden 1938.
- (165) Forster, H., Ü. Fehler, die b. Lufttemp.mess. infolge Wärmeleitung auftreten. * Met. Z. **57**, 334–341, 1940.
- (166) Gehlhoff, K., Thermoelekt. Mess. d. nächtl. Temp.verlaufs in d. unteren Luftsch. * Met. Z. **39**, 137–141, 1922.
- (167) Geiger, R., Ein Meßgerät z. Dauerbeob. d. Temp.schichtung am Boden. * Z. f. angew. Met. **52**, 205–213, 1935.
- (168) Geiger, R. u. Büdel, A., Ü. ein tragbares Meßgerät f. Temp.bestimm. in d. bodenn. Luftsch. * Z. f. angew. Met. **46**, 265–270, 1929.
- (169) Gründl, G., Erfahr. mit Sechsfarben-Punktschreibern b. widerstandselekt. Temp.mess. * Met. Z. **56**, 230–239, 1939.

- (170) Grundmann, W. u. Kassner, L., E. vereinf. elektr. Temp.-meßanordnung f. beliebig viele Meßstellen u. mehr. Temp.bereiche. * Z. f. angew. Met. **51**, 205—210, 1934.
- (171) Linke, F., E. transport. Therm.hütte f. lokalklimat. u. mikroklimat. Unters. * Bioklim. B. **5**, 110, 1938.
- (172) —, Ü. d. Genauigk. d. Temp.mess. mit d. Sechsfach-Punktschreibern d. Fa. Hartmann & Braun. * Met. Z. **57**, 263—265, 1940.
- (173) Mäde, A., E. Beitrag z. Frage: Wahre Lufttemp. oder Versuchskörpertemp. * Biokl. B. **4**, 35—36, 1937.
- (174) —, E. Schutzkorb für d. Platinwiderst.therm. d. Reichswetterdienstes. * Met. Z. **55**, 415—417, 1938.
- (174 a) Ramdas, L. A., Rep. on simple methods of measur. in agricult. met. * Comm. Met. Agricole, Tag.Ber. Salzburg 1937, S. 53—57, Leyden 1938.
- (175) Schmidt, Wilh., Ventilation b. Temp.mess. schädlich? * Met. Z. **51**, 431—432, 1934.
- (175 a) Wertheimer, E., D. Temp.begriff in d. Thermodynamik u. in d. Met. * Met. Z. **45**, 457—465, 1928.

Zu Kap. 8 und 9 (Temperaturgang und Temperaturgradient)

- (176) Best, A. C., Transfer of heat and momentum in the lowest layers of the atmosphere. * Geophys. Mem. Nr. 65, London 1935.
- (177) Favrot, C., Sur les min. de temp. au-dessus du sol à Lyon-Bron. * La Mét. **6**, 206—209, 1930.
- (178) Flower, W. D., An invest. into the variation of the lapse rate of temp. in the atm. near the ground at Ismailia, Egypt. * Geophys. Mem. Nr. 71, London 1937.
- (179) Geiger, R., Das Stationsnetz zur Unters. d. bodenn. Luftsch. Teil I—III. * Deutsch. Met. Jahrb. f. Bayern 1923—1925.
- (180) Geiger, R. u. Amann, H., dasselbe, Teil IV u. V. * Ebenda 1926—1927.
- (181) Heyer, E., Ü. Frostwechselzahlen in Luft u. Boden. * Gerl. B. **52**, 68—122, 1938.
- (182) Johnson, N. K., A study of the vertical gradient of temp. in the atm. near the ground. * Geophys. Mem. Nr. 46, London 1929.
- (183) Johnson, N. K. u. Roberts, O. F. T., The measurement of the lapse rate of temp. by an optical method. * Quart. J. **51**, 131—138, 1925.
- (184) Kähler, K., Mess. d. Lufttemp. in verschied. Höhe auf der Schneekoppe. * Tät.-B. Pr. Met. I. 1910, S. 123—128.
- (184 a) Karsten, H., Beitr. z. Kenntnis d. Temp.verhältn. in d. untersten Luftsch. * Arb. d. finn. landw.-ökonom. Vers.Anst. Helsingfors 1921.
- (185) Knoch, K., E. Beitrag z. Kenntn. d. Temp.- u. Feucht.verhältn. in verschied. Höhe ü. d. Erdboden. * Abh. Pr. Met. I. **3**, Nr. 2, 1909.
- (186) Mäde, A., Mess. mit Widerstandsthermom. an Funktürmen. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **21**, 309—312, 1934.
- (187) —, Widerstandselekt. Temp.beob. an e. mikroklimat. Basisstation. * R. f. W. Wiss. Abh. **4**, Nr. 3, 1938.
- (188) Mörikofer, W., La temp. de l'air dans la couche d'un mètre d'épaisseur au-dessus du sol. * C. R. de la séance Soc. Suisse de Géophys., Mét. et Astr. 1921.

- (189) Novak, V., D. vertikale Verteilung d. Temp.extreme bei ungesch. Extremtherm. i. d. bodenn. Luftsch. * Sbornik csl. Akad. zemed. Prag **10**, 537—545, 1935.
- (190) de Quervain, F. u. Gschwind, M., D. nutzbaren Gesteine d. Schweiz. Bern, Verlag H. Huber, 1934.
- (191) Ramdas, L. A., Kalamkar, R. J. u. Gadre, K. M., Agricultural Met. Stud. in micro-climat. * Indian J. of Agric. Sc. **4**, 451—467, 1934.
- (192) — —, dasselbe, Teil II. * Ebenda **5**, 1—11, 1935.
- (193) Schmidt, Wilh., Ü. d. tägl. Temp.gang in d. unteren Luftsch. * Met. Z. **37**, 49—59, 1920.
- (194) Seltzer, P., Sur la répartition verticale de la temp. de l'air dans les 2 prem. mètres au-dessus du sol. * C. R. Paris **196** (II), 1626—1628, 1933.
- (195) Slanar, H., Klimabeob. aus Zentral-Island. * Met. Z. **50**, 379—383, 1933.
- (196) Steinhauser, F., Temp.schichtung u. Windstruktur in Bodennähe. * Met. Z. **52**, 439—443, 1935.
- (197) Vujević, P., D. Temp.verhältn. d. untersten Luftsch. * Sitz-B. Wien. Akad. **118**, 971—1018, 1909.
- (198) Woeikof, A., Temp. d. untersten Luftsch. * Met. Z. **21**, 49—50, 1904.

Zu Kap. 10 (Feuchtigkeitsverhältnisse)

Siehe auch das Schrifttum zu den Kap. 8 u. 9 und zum Anhang des ersten Teils (Wärmeumsatz), S. 401

- (199) Büdel, A., D. Feucht.messung in d. bodennahen Luftschicht. * Z. f. angew. Met. **48**, 289—293, 1931.
- (200) Buxton, P. A., The measurement and control of atm. humidity in relation to entomolog. problems. * Bull. Entomolog. Res., London **22**, 431—447, 1931.
- (201) Buxton, P. A. u. Mellanby, K., The measurement and control of humidity. * Ebenda **25**, 171—175, 1934.
- (202) Defant, A., Zum tägl. Gang d. relat. Feucht. * Met. Z. **32**, 61—69, 1915.
- (203) Hamberg, H. E., La temp. et l'humid. de l'air à diff. hauteurs, observées à Upsal pendant l'été de 1875. Upsala 1876.
- (204) Hill, S. A., On temp. and humidity observ. made at Allahabad at various heights above the ground. * Indian Met. Mem. Calcutta **4**, 361—394, 1889.
- (205) Howell, D. E. u. Craig, R., A small hygrometer. * Science **89**, 544, 1939.
- (206) Koch, W., Mess. d. Luftfeucht. mit Thermoelementen ohne künstl. Belüftung. * Gesundheits-Ingenieur **59**, 504—505, 1936.
- (207) Möller, F., Ü. d. tägl. Gang d. Dampfdrucks u. s. interdiurnen Veränderlichk. * Met. Z. **54**, 124—133, 1937.
- (208) Nielsen, E. T. u. Thamdrup, H. M., E. Hygrometer f. mikro-klimat. Untersuch. * Biokl. B. **6**, 180—184, 1939.
- (209) Ramdas, L. Á., The variation with height of the water vapour content of the air layers near the ground at Poona. * Biokl. B. **5**, 30—34, 1938.

- (210) Ramdas, L. A. u. Katti, M. S., Preliminary stud. on soil-moisture in relation to moisture in the surface layers of the atm. during the clear season at Poona. * Indian J. of Agric. Sc. **4**, 923–937, 1934.
- (211) Rossi, V., Ü. mikroklimat. Temp. u. Feucht.beob. mit Thermo-elementpsychrometern. * Soc. Scient. Fennica; Comm. Phys. Math. **6**, Nr. 25, 1–22, 1933.
- (212) Smolik, L., D. rel. Feucht. d. Luft nächst d. Bodenoberfl. * Sbornik csl. akad. zemed. Prag **10**, 98–103, 1935.
- (213) Szymkiewicz, D., Ökolog. Unters. im Torfmoor Czerme I. Brześć 1931.
- (213a) Wald, H., E. Psychrometer ohne künstl. Belüftung. * Z. f. d. ges. Kälte-Industrie **39**, Heft 6, 1932.

Zu Kap. 11 (Windverhältnisse)

- (214) Albrecht, F., E. Meßgerät z. Mess. u. Registr. kleiner Windgeschw. u. s. Anwendung auf d. Unters. d. Wärmeumsatzes an d. Erdoberfl. * Met. Z. **47**, 465–474, 1930.
- (215) Ali, B., Variation of wind with height. * Quart. J. **58**, 285–288, 1932.
- (215a) Bagnold, R. A., The measurement of sand storms. * Proc. Roy. Soc. London **167**, 282–291, 1938.
- (216) Hellmann, G., Ü. d. Bewegung d. Luft in d. untersten Schichten d. Atm. * Met. Z. **32**, 1–16, 1915.
- (217) —, Ü. d. Beweg. d. Luft in d. untersten Sch. d. Atm. * Sitz-B. Berlin. Akad. 1919, 404–416.
- (218) Heywood, G. S. P., Wind structure near the ground and its relation to temp. gradient. * Quart. J. **57**, 433–452, 1931.
- (219) Katheder, F., Auflösung e. Bodennebeldecke d. e. startendes Flugzeug. * Z. f. angew. Met. **54**, 61–63, 1937.
- (220) Knoch, K., Lebhaftes Schwank. d. Temp. an d. Grenzfläche d. untersten Bodeninversion. * Tät-B. Pr. Met. I. 1909, S. 113–124.
- (221) Köhler, H., E. kurzes Studium d. Austausch auf Grund d. Potenzgesetzes. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **19**, 91–104, 1932.
- (222) McAdie, A. G., Studies in frost protection — effect of mixing the air. * M. W. Rev. **40**, 122–123, 779, 1912.
- (223) Mierdel, F., Ü. nächtl. Temp.anstiege an d. Möhne-Talsperre. * Met. Z. **40**, 178, 1923.
- (224) Paeschke, W., Experimentelle Unters. z. Rauigkeits- u. Stabilproblem in d. bodenn. Luftsch. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **24**, 163–189, 1937.
- (225) Pepler, A., Windmess. auf d. Eilveser Funkenturm. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **9**, 114–129, 1921.
- (226) Prandtl, L., Met. Anwendung d. Strömungslehre. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **19**, 188–202, 1932.
- (227) Prandtl, L. u. Tollmien, W., D. Windverteilung über d. Erdboden, errechnet a. d. Gesetz d. Rohrströmung. * Z. f. Geophysik **1**, 47–55, 1924/25.
- (228) Schmidt, Wilh., D. Windgeschw. in Bodennähe. * Met. Z. **36**, 88–90, 1919.
- (229) —, Unters. ü. d. Feinbau d. Windes. * Deutsche Forschung **14**, 54–66, 1930.

- (230) Stevenson, Th., Rep. on simultaneous observ. of the force of wind at diff. heights above the ground. * J. Scottish Met. Soc. **5**, 348–351, 1880.
- (231) Sutton, O. G., Note on the variation of the wind with height. * Quart. J. **58**, 74–76, 1932.
- (232) Sverdrup, H. U., Second note on the logar. law of wind structure near the ground. * Quart. J. **65**, 57–60, 1939.
- (233) Viereck, W., Reg.gerät f. geringe Windgeschw. * Met. Z. **50**, 426–428, 1933.
- (234) Wagner, A., Zur Theorie d. tägl. Ganges d. Windverhältn. * Gerl. B. **47**, 172–202, 1936.
- (235) Young, F. D., Notes on the 1922 freeze in southern California. * M. W. Rev. **51**, 581–585, 1923.

Zu Kap. 12 (Optische, akustische u. andere Erscheinungen)

- (236) Auer, R., Ü. d. tägl. Gang d. Ozongehalts d. bodenn. Luft. * Gerl. B. **54**, 137–145, 1939.
- (237) Aujeszky, L., Kleinklima u. Schallklima. * Forsch. u. Fortschr. **14**, 413–415, 1938.
- (238) Becker, F., Mess. d. Emanationsgeh. d. Luft in Frankf. a. M. u. am Taunusobserv. * Gerl. B. **42**, 365–384, 1934.
- (239) Bielich, F. H., Einfluß d. Großstadttrübung a. Sicht u. Sonnenstrahl. * Veröff. Geophys. I. Leipzig **6**, Heft 2, 1933.
- (239 a) Bigg, W. H., Road mirages. * Met. Mag. **63**, 138, 1928.
- (240) Braak, C., Luchtspieg. en verwante versch. in ons Polderland. * Tijdschr. K. Nederl. Aardr. Gen. **39**, 587, 1922.
- (240 a) Dufour, L., Des temp. de l'air et des mirages à la surface du lac Léman. * Bull. Soc. vand. sc. nat. Lausanne **5**, 26, 1858.
- (241) Findeisen, W., Ü. Beob. v. Luftspiegel. auf d. Neuwerker Watt. * Ann. d. Hydr. **62**, 423–426, 1934.
- (242) Futi, H., On road mirage. * Geophys. Mag. Tokio **4**, 387, 1931.
- (242 a) Gish, O. H., The distrib. of electric elements in the atm. near the earths surface. * Transact. Americ. Geophys. Union 1940, S. 314–316.
- (243) Goldschmidt, H., Mess. d. atmosph. Trübung mit e. Scheinwerfer. * Met. Z. **55**, 170–174, 1938.
- (244) Hofmann, A., Fata Morgana in d. Rheinprovinz. * Met. Z. **52**, 29–30, 1935.
- (245) Israel-Köhler, H., Aufg. u. Ziele d. Boden-Emanationsforschung. * Balneologe **5**, 248–260, 1938.
- (246) Jones, T. W. V., Road mirages. * Met. Mag. **62**, 261–262, 1927.
- (247) Köppen, W., D. Eigenart d. untersten Luftschicht. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **15**, 205–209, 1929.
- (248) Kolhörster, W., D. Erdstrahl. auf d. Gelände d. Met.-Magnet. Observ. Potsdam. * Met. Z. **56**, 35–38, 1939.
- (249) Lehmann, G., Blitze, Wasseradern u. Wünschelrute. * Met. Z. **49**, 284–285, 1932.
- (250) Meißner, O., D. Grippeepidemie 1939 u. d. Wetter. * Biokl. B. **7**, 42–43, 1940.
- (251) Miyanisi, M., On the mysterious sea fire „Siranui“ in Japan. * Sc. Pap. Inst. Phys. and Chem. Res. **36**, 198–243, 1939.
- (252) Musso, J. O., Spann.erhöhung d. elektr. Feldes mittels Mulchierung d. Bodens. * Biokl. B. **1**, 21–25, 1934.

- (253) Musso, J. O., E. mögl. Zus.hang zw. d. Grad. d. elektr. Feldes, d. Agrotechnik u. d. Ernte. * Biokl. B. 3, 30—35, 1936.
- (254) Pernter, J. M. u. Exner, F. M., Meteorolog. Optik. Wien u. Leipzig, W. Braunmüller, 1922.
- (255) Priebisch, J., D. Höhenverteilung radioakt. Stoffe in d. fr. Luft. * Met. Z. 49, 80—81, 1932.
- (255a) Ramage, A. G., Mirage on the Queensferry road. * Proc. Roy. Soc. Edinburgh 38, 166—168, 1917/18.
- (256) Ramdas, L. A. u. Malurkar, S. L., Theory of extremely high lapse rates of temp. very near the ground. * Indian J. of Physics 6, 495—508, 1932.
- (257) Schiele, W. E., Z. Theorie d. Luftspiegelungen. * Veröff. Geoph. I. Leipzig 7, Heft 3, 1935.
- (258) Schmid-Curtius, C., Heilklimat. Untergrunds- u. Waldluftforsch. i. nordwestl. Thüringer W. * Z. f. angew. Met. 46, 161—175, 194—201, 233—241, 257—262, 1929.
- (259) Vedy, L. G., Sand mirages. * Met. Mag. 63, 249—253, 1928.

Zu Kap. 13 (Temperaturen der Bodenoberfläche)

- (260) Ångström, A., The albedo of various surfaces of ground. * Geograf. Ann. 7, 323—342, 1925.
- (261) Bartels, J., D. Strahlung u. ihre Bedeut. f. d. Klima. * Z. f. F. u. Jagdw. 62, 537—563, 1930.
- (262) Brooks, C. F., Parade-ground temp. at College stat, Tex. * M. W. Rev. 47, 801, 1919.
- (263) Brückmann, W., Ü. Vers. d. Registr. d. Oberfl. temp. d. Bodens mit elektr. Therm. * Tät-B. Pr. Met. I. 1917—1919, S. 111—116.
- (264) Büttner, K., Mess. d. Sonnen- u. Himmelsstrahl. i. Flugzeug. * Met. Z. 46, 525—527, 1929.
- (265) Diem, M., Bodenatmung. Meßtechnik u. Ergebn. * Gerl. B. 51, 146—166, 1937.
- (266) Dorno, C., Ü. d. Erwärmung v. Holz unter verschied. Anstrichen. * Gerl. B. 32, 15—24, 1931.
- (267) Duffon, A. F. u. Beckett, H. E., Terrestrial temp. * Met. Mag. 67, 252—253, 1932.
- (268) Eaton, G. S., High relat. temp. of pavement surfaces. * M. W. Rev. 47, 801—802, 1919.
- (269) Falckenberg, G., Absorptionskonst. einig. met. wichtiger Körper f. infrarote Wellen. * Met. Z. 45, 334—337, 1928.
- (270) —, Apparat z. Mess. d. Himmelsstrahl. u. Bodentemp. * Met. Z. 45, 422—425, 1928.
- (271) Fleischmann, R., Beob. ü. d. Auffrieren d. Bodens. * Fortschr. d. Landwirtschaft. 6, 673—685, 1931.
- (272) —, Vom Auffrieren d. Bodens. * Biokl. B. 2, 88—90, 1935.
- (273) Hausmann, W. u. Kuen, F. M., Ü. d. biolog. Wirkung der von Oberflächen verschied. Natur reflekt. ultraviolett. Strahlung. * Wiener klin. Wochenschr. 1934, Nr. 24.
- (274) Ramanathan, K. R., On temp. of exposed rails at Agra. * India Met. Dep. Scientific Notes 1, Nr. 4, 1929.
- (274a) Ramdas, L. A. u. Dravid, R. K., Soil temp. * Current Sc. 3, 266—267, 1934.
- (274b) Reeder, G., Ground temp. compared with air temp. in a shelter. * M. W. Rev. 48, 637—639, 1920.

- (275) Richardson, L. F., The reflectivity of woodland, fields and suburbs between London a. St. Albans. * Quart. J. **56**, 31–38, 1930.
- (276) Ritscher, A., D. Deutsche Antarkt. Exped. * Ann. d. Hydr. **67**, Beiheft zu VIII, 9–19, 1939.
- (277) Rücker, F., Ü. d. Ultrarotreflexion tierischer Körperoberfl. * Z. f. vergl. Physiologie **21**, 275–280, 1935.
- (277a) Schanderl, H. u. Weger, N., Stud. über d. Mikrokl. vor verschiedenfarb. Mauerflächen u. d. Einfl. auf Wachstum u. Ertrag v. Tomaten. * Biokl. B. **7**, 134–142, 1940.
- (278) Schmauß, A., Ein d. Erdwurf ähnl. Schneewurf. * Met. Z. **55**, 380, 1938.
- (279) Schmidt, Wilh., E. neues Verfahren z. Messung d. Bodentemp. * Z. f. Instrum.kde **46**, 431–433, 1926.
- (280) Schmidt, Wilh. u. Lehmann, P., Vers. zur Bodenatmung. * Sitz-B. Wien. Akad. **138**, 823–852, 1929.
- (281) Schropp, K., D. Temp. techn. Oberflächen unter d. Einfluß d. Sonnenbestrah. u. d. nächtl. Ausstrahl. * Gesundh.-Ing. 1931, S. 729–736.
- (282) Voigts, H., Strahl.- u. Rückstrahl.mess. mit Hilfe d. photograph. App. in Travemünde. * Biokl. B. **1**, 128–133, 1934.
- (283) —, Das UV-Klima d. Lübecker Bucht. * Biokl. B. **4**, 72–77, 1937 und **5**, 20–22, 1938.
- (284) Vujević, P., D. Temp. verschiedenart. Bodenoberfl. * Met. Z. **29**, 570–576, 1912.
- (285) Wollny, E., Unters. ü. d. Einfluß d. Farbe des Bodens auf dessen Erwärmung. * Forsch. a. d. Geb. d. Agrik.physik **1**, 43–69, 1878.

Zu Kap. 14 (Einfluß von Bodenart und Bodenzustand)

Siehe auch das Schrifttum zum 3. Kapitel

- (286) Balanica, T., Beitr. z. e. Met. d. Bodens. Diss. München, Bukarest 1940.
- (287) Becker, F., D. Erdbodentemp. als Indikator d. Versickerung. * Met. Z. **54**, 372–377, 1937.
- (288) Firbas, F., Ü. d. Bedeutung d. therm. Verhaltens d. Laubstreu für d. Frühjahrsvegetation d. sommergrünen Laubwaldes. * Beih. z. Botan. Centralbl. **44**, Abt. II, 179–198, 1927.
- (289) Fuchs, O., Bodenwasser u. therm. Konvektion. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **20**, 174–213, 1933.
- (290) Geiger, R. u. Fritzsche, G., Spätfrost u. Vollumbruch. * Forstarchiv **16**, 141–156, 1940.
- (291) Homén, T., Bodenphysikal. u. met. Beob. mit besond. Berücksicht. d. Nachfrostphänomens. * Berlin 1894.
- (292) Johnson, N. K. u. Davies, E. L., Some measurements of temp. near the surface in various kinds of soils. * Quart. J. **53**, 45–59, 1927.
- (293) Keen, B. A., Soil physics in relation to meteorology. * Quart. J. **58**, 229–250, 1932.
- (294) Keil, K., Temp.erhöhung d. Erdbodens bei Bränden. * Z. f. angew. Met. **57**, 26–27, 1940.
- (295) Keränen, J., Ü. d. Boden frost in Finnland. * Mitt. d. Met. Zentralanst. d. finn. Staats Nr. 12, 1923.

- (296) Krauß, G., Müller, K. u. Gärtner, G., Standortsgemäße Durchführ. d. Abkehr von d. Fichtenwirtschaft im nordwestsächsischen Niederland. * Thar. Forstl. Jahrb. **90**, 481—715, 1939.
- (297) Kreutz, W. u. Röhweder, M., Korrel.-analyse d. Temp.- u. Feucht.verlaufs in extrem verschied. Böden u. in d. bodennahen Luft. * R. F. W. Wiss. Abh. **1**, Nr. 9, 1936.
- (298) Lauscher, F., Mikroklimat. Temp.beob. an e. Wintertag im Gebirge. * Biokl. B. **5**, 65—66, 1938.
- (298 a) Lehmann, P., E. Vorschlag z. Kontrolle d. Bodenegalität beim Veg.versuch. * Fortschr. d. Landwirtsch. **7**, 247—253, 1932.
- (299) Mayer, H., Beob. ü. d. Wärmeleitfähigkeit. * Synopt. Bearb. d. Frankfurter Wetterd.st. Linke-Sonderheft, 1933, S. 67.
- (300) Ramdas, L. A. u. Dravid, R. K., Soil temperatures. * Current Sc. **3**, 266—267, 1934.
- (301) Ramdas, L. A. u. Katti, M. S., Stud. on soil-moisture in relation to moisture in the surface layers of the atm. during the clear season at Poona. * Indian J. of Agric. Sc. **6**, 1163—1200, 1937.
- (301 a) Schmauß, A., Kleinklimabeob. ohne Instr. * Z. f. angew. Met. **57**, 401—402, 1940.
- (302) Schmidt, Wilh., Ü. kleinklimat. Forsch. * Met. Z. **48**, 487—491, 1931.
- (303) Scultetus, H. R., D. Beob. d. Erdbodentemp. im Beob.netze d. Pr. Met. I. während d. Jahre 1912—1927. * Abh. Pr. Met. I. **9**, Nr. 5, 1930.
- (304) Vujević, P., Ü. d. Bodentemp. in Belgrad. * Met. Z. **28**, 289—301, 1911.
- (304 a) Wild, H., Ü. d. Diff. d. Bodentemp. mit u. ohne Veget.- bzw. Schneedecke. * Mem. Akad. Petersburg **8**, 1897.
- (305) Büttner, K. u. Sutter, E., D. Abkühl.größe in d. Dünen. Rückstrahl. verschied. Bodenbedeck. f. uv. u. gesamte Sonnenstrahl. * Strahlentherapie **54**, 156—173, 1935.
- (305 a) Yakuwa, R., Ü. d. Bodentemp. in d. verschied. Bodenarten. * Geophys. Mag. Tokio **6**, 179—187, 1932.

Zu Kap. 15 (Die wassernahe Luftschicht)

- (306) Ångström, A. u. Jacobson, S., Temp. mätningar i Vänern och Götaälv. * Medd. Stat. Met. Hydr. Anst. Stockholm **7**, Nr. 6, 1940.
- (307) Büttner, K. u. Sutter, E., D. Abkühl.größe in d. Dünen. Rückstrahl. verschied. Bodenbedeck. f. uv. u. gesamte Sonnenstrahl. * Strahlentherapie **54**, 156—173, 1935.
- (308) Conrad, V., Oberfl.-Temp. in Alpenseen. * Gerl. B. **46**, 44—61, 1935.
- (309) —, Z. Wasserklima einiger alpiner Seen Österr. * Beih. z. Jahrb. d. Zentralanst. f. Met. Wien Jahrg. 1930, Wien 1936.
- (310) Dietrich, G., D. Absorption d. Strahl. im reinen Wasser u. im r. Meerwasser. * Ann. d. Hydr. **67**, 411—417, 1939.
- (311) Exner, F. M., Mess. d. tägl. Temp.schwank. in verschied. Tiefen d. Wolfgangsees. * Sitz-B. Wien. Akad. **109**, 905—922, 1900.
- (312) Findeisen, W., Ü. Beob. auffäll. Wellenbildung auf dünner Wasserschicht auf d. Neuwerker Watt. * Ann. d. Hydr. **63**, 186—189, 1935.
- (313) Frey, H., D. Frühlingseinzug am Zürichersee. * Neujahrsbl. 1931, her. . d. Naturf. Ges. Zürich **133**, 1—48, 1931.

- (314) Herzog, J., Thermische Unters. in Waldteichen. * Veröff. Geoph. 1. Leipzig 8, Heft 2, 1936.
- (315) Kleinschmidt, E., Beitr. z. Limnologie d. Bodensees. * Schr. d. Ver. f. Geschichte d. Bodensees 49, 1921.
- (316) Kuhlbrodt, E. u. Reger, J., Die met. Beob. in „Wissensch. Erg. d. Deutsch. Atl. Exped. a. d. Meteor 1925—27“ 14, Berlin 1938.
- (317) Marquardt, R., Unters. d. Wärme- u. Wasserdampfaustauschs über d. Bodensee. * Gerl. B. 36, 78—132, 1932.
- (318) Merz, A., D. Oberflächentemp. d. Gewässer. * Veröff. Inst. f. Meereskde Berlin, neue Folge 5, 1920.
- (319) Peppler, W., Langjähr. Mittelwerte d. Temp. d. Luft u. d. Wassers am Bodensee in d. frühen Morgenstunden. * Wetter 43, 205—207, 1926.
- (320) —, Beitr. z. Kenntn. d. Oberfl. temp. d. Bodensees. * Z. f. angew. Met. 44, 250—256, 1927 und 45, 14—20, 99—105, 1928.
- (321) —, Temp. d. Wassers u. d. Luft auf d. Bodensee. * R. f. W. Wiss. Abh. 3, Nr. 7, 1937.
- (322) Pichler, W., Temp. mess. an e. Tümpel. * Biokl. B. 4, 25—27, 1937.
- (323) —, Sind d. Verlandungszonen d. Seen in ihrer Thermik Kleingewässern v. entspr. Tiefe ökologisch gleichwertig? * Biokl. B. 5, 107—109, 1938.
- (324) —, D. Almtümpel als Lebensstätte. * Biokl. B. 6, 85—89, 1939.
- (325) Sauberer, F., Ü. d. Lichtverhältn. d. Binnenseen. * Biokl. B. 6, 33—41, 1939.
- (326) Schmidt, Wilh., Ü. d. Reflexion d. Sonnenstrahlung an Wasserflächen. * Sitz-B. Wien. Akad. 117, 75—89, 1908.
- (326 a) —, Absorption d. Sonnenstr. im Wasser. * Ebenda 117, 237—253, 1908.
- (327) —, Über Boden- u. Wassertemp. * Met. Z. 44, 406—411, 1927.
- (328) —, Ein Jahr Temp. mess. in 17 österr. Alpenseen. * Sitz-B. Wien. Akad. 143, 431—452, 1934.
- (329) Wüst, G., Temp. u. Dampfdruckgefälle in d. untersten Metern ü. d. Meeresoberfläche. * Met. Z. 54, 4—9, 1937.

Zu Kap. 16 (Die schneenahe Luftschicht)

- (330) Ångström, A., On the radiation and temp. of snow and the convection of the air at its surface. * Ark. f. Mat. 13, Nr. 21, 1919.
- (331) —, D. Einfluß d. Bodenoberfläche auf d. Lichtklima. * Gerl. B. 34, 123—130, 1931.
- (332) Eckel, O. u. Thams, Ch., Unters. ü. Dichte, Temp. u. Strahlverhältn. d. Schneedecke in Davos. * Geologie d. Schweiz, Hydrologie Lief. 3, 275—340, 1939.
- (333) Gabran, O., D. Luftdurchlässigk. e. Schneedecke u. deren Einfluß auf d. Überwinterung d. Pflanzen. * Met. Z. 56, 354—356, 1939.
- (334) Götz, P., D. Strahlklima von Arosa. Berlin 1926.
- (335) Geiger, R., D. Schutz d. Kulturen durch e. Schneedecke. * Forstw. C. 58, 105—114, 1936.
- (336) Horton, R. E. u. Leach, H. R., Snow-surface temp. * M. W. Rev. 62, 128—130, 1934.
- (337) Juhlin, J., Sur la temp. nocturne de l'air à diff. hauteurs. Upsala 1890.

- (338) Kalitin, N. N., D. Strahl.eigensch. d. Schneedecke. * Gerl. B. **34**, 354—366, 1931.
- (339) Keränen, J., Ü. d. Temp. d. Bodens u. d. Schneedecke in Sodankylä. Helsinki 1920.
- (340) Korhonen, W. W., Ü. d. lokale Veränderlichk. d. Schneedecke. * Met. Z. **49**, 72—76, 1932.
- (341) Lauscher, F. u. Eckel, O., Z. Kenntnis d. Winterklimas d. Kanzelhöhe. * Mitt. d. Volksgesundh.Amts Wien 1931, Heft 6/7.
- (341 a) Levi, F. u. Chorus, U., Wintertemp. in u. unter d. Schneedecke. * Verh. d. Schweiz. Naturf. Ges. **113**, 319, 1932.
- (342) Lindholm, F., Beitrag z. polaren Lichtklima. * Biokl. B. **5**, 26—30, 1938.
- (343) Michaelis, P., Ökolog. Studien an d. alpinen Baumgrenze: I. D. Klima u. d. Temp.verhältn. d. Vegetationsorgane im Hochwinter. * Ber. D. Bot. G. **52**, 31—42, 1932.
- (343 a) —, — —, II. D. Schichtung d. Windgeschw., Lufttemp. u. Evaporation über e. Schneefläche. * Beih. z. Botan. Centralbl. **52**, 310—332, 1934.
- (344) —, — —, V. Osmot. Wert u. Wassergehalt während d. Winters in d. verschied. Höhenlagen. * Jahrb. f. wiss. Bot. **80**, 337—362, 1934.
- (345) Nyberg, A., Temp. measurements in a air layer very close to a snow surface. * Geograf. Ann. **20**, 234—275, 1938.
- (346) Olsson, H., Radiation measur. on Isachsen's Plateau. * Geograf. Ann. **18**, 225—244, 1936.
- (347) Paulcke, W., Prakt. Schnee- u. Lawinenkunde. Berlin, Julius Springer, 1938.
- (348) Roßmann, F., Beob. ü. Schneerauchen u. Seerauchen. * Z. f. angew. Met. **51**, 309—317, 1934.
- (349) —, D. Schnee d. Schiläufers. * Z. f. angew. Met. **51**, 382—391, 1934.
- (350) Sauberer, F., Vers. ü. spektrale Mess. d. Strahl.eigenschaften v. Schnee u. Eis mit Photoelementen. * Met. Z. **55**, 250—255, 1938.
- (351) Sverdrup, H. U., Diurnal variation of temp. at polar stations in spring. * Gerl. B. **32**, 1—14, 1931.
- (352) Thams, Ch., Ü. d. Strahl.eigenschaften d. Schneedecke. * Gerl. B. **53**, 371—388, 1938.
- (353) Tol'sky, A., Ü. d. Temp. d. Schneedecke. * Geophys. u. Met. Z. in Rußland **2**, 137—164, 1926.
- (354) Wild, H., Ü. d. Differenzen d. Bodentemp. mit u. ohne Schneedecke nach d. Beob. im Konst. Observ. in Pawlowsk. * Mem. Petersburg. Akad. VIII. Ser. **5**, Nr. 8, 1897.

Zu Kap. 17 (Luftschicht über einem Bodenüberzug)

- (355) Bartels, J., Verdunstung, Bodenfeucht. u. Sickerwasser. * Z. f. F. u. Jagdw. **65**, 204—219, 1933.
- (356) Berg, H. u. Metzler, H. K., D. Temp. u. Feuchtefeld in 1.5 m Höhe über d. Flugplatz Hannover. * Erf. Ber. d. Deutsch. Flugwetterd. **9**. Folge, Nr. 2, 1934.
- (357) Friedrich, W., Mess. d. Verdunstung vom Erdboden. * Deutsche Forschung **21**, 40—61, 1934.
- (358) Geiger, R., Mikroklimat. Beschreibung d. Wärmeschichtung am Boden. I. * Met. Z. **53**, 357—360, 1936.

- (359) Geiger, R., dasselbe II. * Met. Z. 54, 133—138, 1937.
 (360) —, dasselbe III. * Met. Z. 54, 278—284, 1937.
 (361) Knochenhauer, W., Mikroklimat. Ergänzt. zu: Inwieweit sind d. Temp. u. Feuchtigk.mess. unserer Flughäfen repräsentativ? * Erf. Ber. d. Deutsch. Flugwetterd. 9. Folge, Nr. 2, 1934.
 (362) Leick, E. u. Propp, G., Bodentemp. u. Pflanzenwuchs in ihren wechselseit. Bez. auf d. Insel Hiddensee. * Mitt. a. d. Naturw. Ver. f. Neuvorpommern u. Rügen 57/58, 79—113, 1930/31.
 (363) Münch, E., Nochmals Hitzeschäden an Waldpflanzen. * Naturw. Z. f. Land- u. Forstw. 12, 169—188, 1914.
 (364) —, Beob. ü. Erhitzung d. Bodenoberfläche. * Ebenda 13, 249—260, 1915.
 (365) Newnham, E. V., Observ. of temp. close to the ground on clear calm nights. * Met. Mag. 65, 59, 1930.
 (365 a) Réthly, A., Istanbul-Erenköi hőmérsékleti megfigyeléseiből (Deutsche Zus.fassung). * Az Időjárás 1930, Nov./Dez.-Heft.
 (366) Rouschal, E., D. kühlende Wirkung d. Transpirationsstroms in Bäumen. * Ber. d. D. Botan. Ges. 57, 53—66, 1939.
 (367) Runge, H., Entstehung v. Bodennebel durch Auspuffgase. * Z. f. angew. Met. 54, 307—308, 1937.
 (368) Schwalbe, G., Ü. d. Temp.minima in 5 cm über d. Erdboden. * Met. Z. 39, 41—46, 1922.

Anhang zum ersten Teil (Der Wärmeumsatz)

- (369) Albrecht, F., D. kalorimetr. Strahl.unters. u. d. met. Beob. in Lappland im Juni u. Juli 1927. * Abh. Pr. Met. I. 10, Nr. 4, 1934.
 (370) —, Ü. d. Zusammenhang zw. tägl. Temp.gang u. Strahl.haushalt. * Gerl. B. 25, 1—35, 1930.
 (371) —, E. Meßgerät f. d. Mess. d. Wärmeumsatzes im Erdboden. * Met. Z. 49, 294—299, 1932.
 (372) —, E. Strahlungsbilanzmesser z. Mess. d. Strahl.haushaltes v. Oberflächen. * Met. Z. 50, 62—65, 1933.
 (373) —, D. Meßgeräte d. Wärmeumsatzes d. pflanzenbestandenen Erdoberfl. unter bes. Berücks. v. Mess. im Walde. * Z. f. angew. Met. 54, 105—115, 137—146, 1937.
 (374) —, Meßgeräte d. Wärmehaushaltes an d. Erdoberfl. als Mittel d. bioklimat. Forschung. * Met. Z. 54, 471—475, 1937.
 (375) v. Bezold, W., D. Wärmeaustausch an d. Erdoberfl. u. in der Atm. * Sitz-Ber. Berlin. Akad. 1892, S. 1139—1178.
 (376) Falckenberg, G., D. nächtl. Wärmehaushalt bodennaher Luftschichten. * Met. Z. 49, 369—371, 1932.
 (377) Franssila, M., Mikroklimat. Unters. d. Wärmehaushalts. Helsinki 1936.
 (378) Homén, Th., D. tägl. Wärmeumsatz im Boden u. d. Wärmestrahlgang zw. Himmel u. Erde. Leipzig 1897.
 (379) Krügler, F., Nächtl. Wärmehaushaltmess. an d. Oberfl. e. grasbewachsenen Ebene. * R. t. W. Wiss. Abh. 3, Nr. 10, 1937.
 (380) Niederdorfer, E., Mess. d. Wärmeumsatzes über schneebedecktem Boden. * Met. Z. 50, 201—208, 1933.
 (381) Okada, T., Ü. d. tägl. Wärmeaustausch in e. Schneedecke. * J. Met. Soc. Japan 1907, Nr. 4.
 (382) Sauberer, F., Mess. d. nächtl. Strahl.haushalts d. Erdoberfläche. * Met. Z. 53, 296—302, 1936.

- (383) Sauberer, F., Mess. d. Strahl.haushalts horizont. Oberfl. bei heiterem Wetter. * Met. Z. **54**, 213—221, 1937.
 (384) —, desgl. bei Bewölkung 4—10. * Met. Z. **54**, 273—278, 1937.
 (385) —, Einiges ü. Erfahr. mit d. Strahl.bilanzmesser nach F. Albrecht. * Met. Z. **54**, 329—333, 1937.
 (386) Schmidt, Wilh., D. Wärmeumsätze an d. Erdoberfl. mit bes. Rücksicht a. d. Nachtfröste. * Fortschr. d. Landwirtsch. **3**, 385—396, 1928.
 (387) Schubert, J., D. Wärmeaustausch im festen Erdboden, in Gewässern u. in d. Atm. * Berlin 1904.

Schrifttum zum zweiten Teil

Zu den Kap. 18 bis 20 (Geländeeinfluß bei Nacht)

- (388) Cornford, C. E., Katabatic winds and the prevention of frost damage. * Quart. J. **64**, 553—587, 1938.
 (389) Cox, H. J., Thermal belts and fruit growing in North Carolina. * M. W. Rev., Suppl. Nr. 19, 1923.
 (390) Defant, A., D. Abfluß schwerer Luftmassen auf gencigtem Boden. * Sitz-B. Berlin. Akad. 1933, S. 624—635.
 (391) Dobson, G. M. B., Frost hollows and fruit trees. * Quart. J. **64**, 588—591, 1938.
 (392) Ekhart, E., Neuere Unters. z. Aerologie d. Talwinde: D. period. Tageswinde in e. Quertale d. Alpen. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **21**, 245—268, 1934.
 (393) Fenner, G., D. belgische „Nebelkatastrophe“ vom 3. u. 4. Nov. 1930. * Medizin. Welt 1935, S. 1860.
 (394) Flury, F., D. Todesursache bei d. Nebelkatastrophe im Maastal. * Arch. f. Gewerbepatholog. **7**, 117—125, 1936.
 (394 a) Guminski, R., D. lokale Klima d. Dniestertalabhangs bei Szutromince. * Bull. Mét. et Hydr. **15**, Nr. 10—12, 1935.
 (395) Hallenbeck, C., Night-temp. studies in the Roswell fruit district. * M. W. Rev. **46**, 364—373, 1918.
 (396) Henry, A. J., Cox on thermal belts and fruit growing in North Carolina. * M. W. Rev. **51**, 199—207, 1923.
 (397) Heywood, G. S. P., Katabatic winds in a valley. * Quart. J. **59**, 47—57, 1933.
 (398) Hoffrogge, Ch., Experim. Unters. d. bodennahen Luftströmungen am Hang u. im ebenen Gelände. * Z. f. Geophysik **15**, 184—213, 1939.
 (399) Jaumotte, J., Sur le brouillard meurtrier de la vallée de la Meuse. * Ciel et Terre **47**, 100—106, 1931.
 (400) Koch, H. G., Die Saaletalnebel bei Jena. * Met. Z. **52**, 10—15, 1935.
 (401) van Leeuwen, St., D. Nebelkatastrophe im Industriegebiet südl. v. Lüttich. * Münchn. Med. Wochenschr. 1931, S. 49.
 (402) Luft, R., D. Klima v. Bonn-Beuel. * Z. f. angew. Met. **55**, 155—158, 191—197, 234—239, 1938.
 (403) Malsch, W., E. seltener Fall v. Vereisung. * Z. f. angew. Met. **55**, 31—32, 1938.
 (404) Manig, M., Nachweis d. Kaltluft d. erfrorene Dahlien. * Biokl. B. **6**, 22—23, 1939.

- (405) Marvin, Ch. F., Air drainage explained. * M. W. Rev. **42**, 583—585, 1914.
- (406) McDonald, W. F., Night radiation and unusual minim. temp. near New Orleans. * M. W. Rev. **68**, 181—185, 1940.
- (407) Nitze, F. W., Unters. d. nächtl. Zirkulationsströmung am Berg- hang d. stereophotogramm. vermess. Ballonbahnen. * Biokl. B. **3**, 125—127, 1936.
- (408) Obrutschew, S., D. neue Kältepol in d. Jakut. Republ. * Met. Z. **48**, 359—360, 1931.
- (409) Pierce, L. T., Temp. variations along a forested slope in the Bent Creek Exper. Forest. * M. W. Rev. **62**, 8—12, 1934.
- (410) Predescou, C., Contrib. a l'étude des climats locaux a Cluj. * Min. de l'Agricult. et des Domaines Nr. 176, Bucarest 1929.
- (411) Reiher, M., Nächtl. Kaltluftfluß an Hindernissen. * Biokl. B. **3**, 152—163, 1936.
- (412) Scaëtta, H., Le climat écol. de la dorsale Congo-Nil. * Inst. R. Col. Belge, Mém. Coll. in 4°. Bd. **3**, Brüssel 1934.
- (413) —, Les avalanches d'air (Luftlawinen) dans les Alpes et dans les hautes montagnes de l'Afrique centrale. * Ciel et Terre **51**, 79—80, 1935.
- (414) Schmauß, A., Luftlawinen in Alpentälern. * D. Met. Jahrb. f. Bayern 1926, Anhang F.
- (415) Schmidt, Wilh., D. tiefsten Min.temp. in Mitteleuropa. * Naturw. **18**, 367—369, 1930.
- (416) Schultz, H., Ü. Klimateigentümlichk. im unt. Rheingau, unter bes. Berücks. d. Wisperwindes. * Frankf. Geogr. Hefte **7**, Heft 1, 1933.
- (417) Schulz, L., Lokalklimat. Unters. im Oberharz. * Biokl. B. **3**, 25—29, 1936.
- (418) Smolik, L., Beitr. z. Entstehung d. Kaltluftseen in d. Tälern. * Sbornik csl. Akad. zemed. Prag **11**, 200—204, 1936.
- (419) Tollner, H., Gletscherwinde in d. Ostalpen. * Met. Z. **48**, 414—421, 1931.
- (420) Wagner, A., Theorie u. Beob. d. periodischen Gebirgswinde. * Gerl. B. **52**, 408—449, 1938. Dort weiteres Schrifttum!
- (421) Witterstein, F., Kleinklimat. Unters. im Rheingau. * Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturk. **83**, 59—105, 1936.
- (422) Young, F. D., Effect of topography on the temp. distrib. in southern California. * M. W. Rev. **48**, 462—463, 1920.
- (423) —, Nocturnal temp. inversions in Oregon and Calif. * M. W. Rev. **49**, 138—148, 1921.

Zu Kap. 21 (Die Besonnung der Hanglagen)

- (424) Bühler, A., Einfluß d. Exposition u. d. Neigung gegen d. Horiz. auf d. Temp. d. Bodens. * Mitt. d. Schweiz. Centr. Anst. f. d. forstl. Vers.Wesen **4**, 257—314, 1895.
- (424 a) Eser, C., Berechn. d. Bestrahl.intensität gegen d. Horiz. verschieden geneigter Flächen. * Forsch. a. d. Geb. d. Agrik.physik. **7**, 100—121, 1884.
- (425) Fritsch, E., Beitr. z. Erklärung d. Wanderungen d. Max. d. Bodentemp. * Met. Z. **6**, 151—153, 1871.
- (426) Geßler, R., D. Stärke d. unmittelb. Sonnenbestrahl. d. Erde in ihrer Abhängigk. v. d. Auslage unter verschied. Breiten u. zu versch. Jahreszeiten. * Abh. Pr. Met. I. **8**, Nr. 1, 1925.

- (427) Kerner, A., Ü. Wanderungen d. Max. d. Bodentemp. * *Met. Z.* **6**, 65—71, 1871.
- (428) —, D. Änderung d. Bodentemp. mit d. Exposition. * *Sitz-B. Wien. Akad.* **100**, 704—729, 1891.
- (429) v. Kienle, J., D. tatsächl. u. d. astronom. mögl. Sonnenscheindauer auf verschieden expon. Flächen. * *D. Met. Jahrb. f. Baden* 1933, Anhang.
- (430) Kimball, H. H. u. Hand, J. F., Daylight illumination on horizontal, vertical, and sloping surfaces. * *M. W. Rev.* **50**, 615—628, 1922.
- (431) Perl, G., D. Komponenten d. Intensität d. Sonnenstrahl. in verschied. geograph. Breiten. * *Met. Z.* **53**, 467—472, 1936.
- (432) Pers, M. R., Calcul du flux d'insolation sur une façade on pente. * *La Mét.* **11**, 429—435, 1935.
- (433) Schmidt, Wilh., Auswertung d. Wiener Sonnenstrahlmess. f. prakt. Zwecke. * *Fortschr. d. Landwirtsch.* **1**, Heft 19, 1926.
- (434) Schoy, C., Probleme d. Besonnungsdauer. * *Tät-B. Pr. Met. I.* 1915, (21)—(44).
- (435) Wollny, E., Unters. ü. d. Einfluß d. Exposition auf d. Erwärm. d. Bodens. * *Forsch. a. d. Geb. d. Agrik.physik* **1**, 263—294, 1878.
- (436) —, Unters. ü. d. Einfl. d. Expos. d. Bodens auf dessen Feuchtverhältnisse. * *Ebenda* **6**, 377—388, 1883.
- (437) —, Unters. ü. d. Feucht- u. Temp.verhältn. d. Bodens bei verschied. Neigung des Terrains gegen d. Horizont. * *Ebenda* **9**, 1—70, 1886.
- (438) —, Unters. ü. d. Feucht- u. Temp.verhältn. d. Bodens bei verschied. Neigung d. Terrains gegen d. Himmelsrichtung u. gegen d. Horizont. * *Ebenda* **10**, 1—54, 1888.

Zu Kap. 22

(Mikroklimatische Auswirkung der verschiedenen Besonnung)

- (439) Filzer, P., D. Mikroklima v. Bestandsrändern u. Baumkronen u. s. physiolog. Rückwirkungen. * *Jahrb. f. wiss. Bot.* **86**, 228—314, 1938.
- (440) Gerlach, E., Unters. ü. d. Wärmeverhältn. d. Bäume. * *Diss. Leipzig* 1929.
- (441) Härtel, O., Mikroklima u. Wachstum in Tulpenbeeten. * *Biokl. B.* **6**, 134—137, 1939.
- (442) Huber, Br., Aster linosyris, ein neuer Typus der Kompaßpflanzen (Gnomonpflanzen). * *Flora* **29**, 113—119, 1934.
- (443) —, Notiz ü. Kompaßkrümmungen bei Agaven-Blütenständen. * *Ber. D. Bot. G.* **57**, 182—184, 1939.
- (444) Krenn, K., D. Bestrahlungsverhältn. stehender u. liegender Stämme. * *Wien. Allg. F. u. Jagdztg.* **51**, 50—51, 53—54, 1933.
- (445) Scamoni, A., Ü. Eintritt u. Verlauf d. männlichen Kiefernblüte. * *Z. f. f. F. u. Jagdw.* **70**, 289—315, 1938.
- (446) Schade, A., Ü. d. mittl. jährl. Wärmegenuß v. *Webera nutans* u. *Leptoscyphus Taylori* im Elbsandsteingebirge. * *Ber. D. Bot. G.* **35**, 490—505, 1917.
- (447) Schanderl, H., D. derzeitige Stand d. Kompaßpflanzenproblems. * *Biokl. B.* **4**, 49—54, 1937. Dort weiteres Schrifttum!
- (448) Seeholzer, M., Rindenschäle u. Rindenriß an Rotbuche im Winter 1928/29. * *Forstw. C.* **57**, 237—246, 1935.

Zu Kap. 23 und 24

(Lufthaut an Berghängen, Weiteres zum Geländeeinfluß)

- (449) Brocks, K., Lokale Unterschiede u. zeitl. Änderungen d. Dichteschichtung in d. Gebirgsatm. * Met. Z. **57**, 62—73, 1940.
- (450) Büdel, A., D. Zugspitzbahnversuche. Teil I: D. Met. Jahrb. f. Bayern 1929, Anhang E; Teil II: ebenda 1930; Teil III: ebenda 1931.
- (451) Bujorean, G., Zwei extreme Standorte bei Cluj. * Veröff. d. Geobotan. Inst. Rübél **10**, 145—151, 1933.
- (452) Burckhardt, H. u. Flohn, H., D. atmosph. Kondensationskerne. * Abh. a. d. Geb. d. Bäder- u. Klimaheilkunde **3**, Berlin 1939.
- (453) Firbas, F., Vegetationsstudien auf d. Donnersberg im Böhm. Mittelgebirge. * Lotos (Prag) **76**, 113—172, 1928.
- (454) Geiger, R., Mess. d. Expositionsclimas (9 Teile). * Forstw. C. **49**, 665—675, 853—859, 914—923, 1927; **50**, 73—85, 437—448, 633—644, 1928; **51**, 37—51, 305—315, 637—656, 1929.
- (455) Geiger, R., Woelfle, M. u. Seip, L. Ph., Höhenlage u. Spätfrostgefährdung (7 Teile). * Forstw. C. **55**, 579—592, 737—746, 1933; **56**, 141—151, 221—230, 253—260, 357—364, 465—484, 1934.
- (456) Huttenlocher, F., Sonnen- u. Schattenlage. * Erdgesch. u. landeskundl. Abh. a. Schwaben u. Franken **7**, 1923.
- (457) Innerebner, F., Ü. d. Einfluß d. Exposition auf d. Temp.verhältn. im Gebirge. * Met. Z. **50**, 337—346, 1933.
- (458) v. Kerner, F., Kleinklimatisches aus d. tirol. Gschnitztale. * Biokl. B. **3**, 54—55, 1936.
- (459) Kinzl, H. u. Wagner, A., Pilotaufstiege in d. peruanisch. Anden. * Gerl. B. **54**, 29—55, 1938.
- (460) Künkele, Th., Spätfrost u. Höhenlage. * Forstw. C. **55**, 577—579, 1933.
- (461) Künkele, Th. u. Geiger, R., Hangrichtung (Exposition) u. Pflanzenklima. * Forstw. C. **47**, 597—606, 1925.
- (462) Lauscher-Wittmann, A., Temp.verhältn. am Ostabhang d. Wienerwaldberge. * Biokl. B. **4**, 170—174, 1937.
- (463) Lautenbach, F., Expositions-klima oder Boden? * Allg. F. u. Jagdztg. **105**, 216—228, 1929.
- (464) Potzger, J. A., Microclimate and a notable case of its influence on a ridge in Central Indiana. * Ecology **20**, 29—37, 1939.
- (465) Reidat, R., Ü. unperiod. Anomalien d. tägl. Gangs d. Lufttemp. zu Erfurt u. auf d. Inselberge. * Mitt. d. Thüring. Landeswetterwarte, Heft 1, Weimar 1930.
- (466) Schmidt, Wilh., Einige Ergebnisse v. Temp.beob. an e. Hang. * Z. f. angew. Met. **47**, 204—211, 1930.
- (467) —, Hochgebirgsklima u. Technik. * Naturw. **22**, 381—384, 1934.
- (468) Sonntag, K., Klimaforschung im Weinbaugebiet. * Pfälz. Museum **48**, Heft 1/2, 1931.
- (469) —, D. Klima d. Kalmit. * Nicht veröff. Ber. ü. d. Kalmit-Observ.
- (470) Trankevitch, N. N., Some every-hour observ. on hygrometric air conditions, made in the points of a relief. * Rec. of the Far East Geophys. Inst. II (IX), 240—249, 1932.
- (471) Wagner, A., Ü. d. Feinstruktur d. Temp.gradienten an Berghängen. * Z. f. Geophysik **6**, 310—318, 1930.
- (472) Woeikof, A., Temp. u. Feucht. in Berg u. Tal im Amurland. * Met. Z. **31**, 140—143, 1914.

Zu Kap. 25 (Geltungsbereich der Stationen)

- (473) v. Bascó, F. u. Zólyomi, B., Kleinklima u. Vegetation auf d. Hochebene d. Bükkgebirges. * Biokl. B. 2, 74—78, 1935.
- (474) Brooks, Ch. F., Einige Probl. kleinklimat. Unters. aus Neu-England. * Met. Z. 48, 493, 1931.
- (475) —, An early morning weather profile from Cape Cod to central Massachusetts. * Bull. Americ. Met. Soc. 16, 93—94, 1935.
- (476) Diesner, P., D. Geltungsbereich klimat. Stationen. * Wetter 43, 21—24, 1926.
- (477) —, Weitere Bem. ü. d. Geltungsbereich klimat. Stat. * Wetter 44, 93—95, 1927.
- (478) Dostal, E., Wie Temp. u. Feuchteverlauf sich innerh. v. 24 Stunden an benachbarten, aber versch. angelegten Stat. entwickelt. * Z. f. angew. Met. 57, 178—182, 1940.
- (479) Geiger, R., Zum Geltungsbereich met. Stat. * Wetter 43, 134—135, 1926.
- (480) Hartmann, W., Temp.mess. längs d. Arlbergbahn. * Z. f. angew. Met. 50, 286—289, 1933.
- (481) Hettner, A., D. Wege d. Klimaforschung. * Geogr. Z. 30, 117—120, 1924.
- (482) Kassner, C., Ü. d. Einfluß d. Zahl d. Meßstellen auf d. Darst. d. Niederschl.verteilung in Karten. * Tät-B. Pr. Met. I. 1916, (19)—(24).
- (483) Kern, H., D. Untersch. d. Extremtemp. zweier benachbarter Klimastat. * Z. f. angew. Met. 55, 283—288, 1938.
- (484) Knoch, K., D. Einfluß geringer Geländeversch. auf d. met. Elemente im norddeutsch. Flachlande. * Abh. Pr. Met. I. 4, Nr. 3, 1911.
- (485) —, Z. Methodik klimatolog. Forschung. * Tät-B. Pr. Met. I. 1924, 49—59.
- (486) Lauscher, F., Weitere Stud. ü. d. Sonnenstrahl.intens. in d. steir.-niederösterr. Kalkalpen. * Met. Z. 51, 336—341, 1934.
- (487) —, Grundlagen d. Strahl.klimas d. Lunzer Kleinkl.stationen. * Beih. z. Jahrb. d. Zentralanst. f. Met. Wien Jahrg. 1931, Wien 1937.
- (488) Lauscher, F., Steinhauser, F. u. Toperczer, M., E. Profil d. Sonnenstrahl.intens. durch d. steir.-niederösterr. Kalkalpen. * Met. Z. 49, 300—306, 1932.
- (488 a) Lautensach, H., Klimakunde als Zweig länderkundl. Forsch. * Geogr. Z. 46, 393—408, 1940.
- (489) Ludwig, G., Gleichzeit. Mess. v. Kondensat.kernen an zwei benachb. Orten. * Met. Z. 53, 106—108, 1936.
- (490) Schmauß, A., Zwei zeitgemäße Fragen. * Met. Z. 34, 380—381, 1917.
- (491) Schmidt, Wilh., Biokl. Unters. im Lunzer Gebiet. * Naturw. 17, 176—179, 1929.
- (492) —, Kleinklimat. Beob. in Österreich. * Geogr. Jahresber. aus Österr. 16, 42—72, 1933.
- (493) —, D. Tagbogenmesser, e. Gerät z. Verfolgen d. Bahn d. Sonne am Himmel. * Met. Z. 50, 328—331, 1933.
- (494) —, Observ. on local climatology in Austrian mountains. * Quart. J. 60, 345—352, 1934.
- (495) —, Ü. neuere Messungs- u. Berechn.methoden d. Strahl.genußes f. bioklimat. Zwecke. * Strahlentherapie 61, 689—696, 1938.

- (496) Schmidt, Wilh. u. Schwabl, W., Strahlgenuß u. Ertrag im Gebirgsland. * Biokl. B. 2, 78—83, 1935.
- (497) Schulz, L., D. Einfluß d. Harzes auf Wetter u. Witterung im Frühjahr 1936. * R. F. W. Wiss. Abh. 6, Nr. 1, 1939.
- (498) Stepanowa, N., D. Genauigk. d. Beob. u. d. Mikrostruktur des Elementes im Raum. * Met. i Hydrol. Moskau 1936, Nr. 8.
- (499) Tinn, A. B., Local temp. variations in the Nottingham district. * Quart. J. 64, 391—401, 1938.
- (500) Topolansky, M., D. Geltungsbereich klimatolog. Stationen. * Wetter 41, 125—128, 1924.

Zum Anhang (Mikroklima der Höhlen)

- (501) Buxton, P. A., Climate in caves and similar places in Palestine. * J. of Animal Ecology 1, 152—159, 1932.
- (501 a) —, The climate in which the rat-flea lives. * Ind. Journ. Med. Res. 20, 281—297, 1932.
- (502) Fugger, Beob. in d. Eishöhlen d. Untersberges bei Salzburg. * Mitt. Ges. f. Salzburger Landesg. 28, 1888.
- (503) Hauser, E. u. Oedl, R., Eishöhlen. E. Beitrag zu ihrer physikal.-met. Erklärung. * Naturw. 9, 721—725, 1921.
- (503 a) Lautensach, H., Unterirdischer Kaltluftstau in Korea. * Peterm. Geogr. Mitt. 85, 353—355, 1939.
- (504) Mrose, H., E. seltsame Höhlenvereisung. * Z. f. angew. Met. 56, 350—353, 1939.
- (505) Oedl, R., Ü. Höhlenmeteorologie, m. bes. Rücks. a. d. große Eishöhle im Tennengebirge. * Met. Z. 40, 33—37, 1923.
- (506) Paulcke, W., Prakt. Schnee- u. Lawinenkunde (Verständl. Wiss. 38). Berlin, J. Springer, 1938.
- (507) Penck, A., D. Temp.verhältn. d. Grotten v. St. Canzian b. Triest. * Met. Z. 6, 161—164, 1889.
- (508) Roschkott, A., Ü. Temp.verhältn. in Höhlen. * Met. Z. 38, 33—38, 1921.
- (509) Steiner, L., D. Temp.verhältn. d. Eishöhle v. Dobsina. * Met. Z. 39, 193—199, 1922.

Zu Kap. 26 (Wärmehaushalt der Pflanzen und Pflanzentemperaturen)

Das Schrifttum ist hier nur so weit aufgeführt, als es sich nicht bereits in der zusammenfassenden Arbeit von Br. Huber (514) findet.

- (510) v. Angerer, E., Landschaftsphotographien in ultrarotem u. ultravioletttem Licht. * Naturw. 18, 361—364, 1930.
- (511) Egle, K., Z. Kenntnis d. Lichtfeldes u. d. Blattfarbstoffe. * Planta 26, 546—583, 1937.
- (512) Filzer, P., Nordafrikan. Wüste u. süddeutsche Steppenheide, e. ökolog. Parallele. * Festschr. f. C. Uhlig, Öhringen 1932.
- (513) Graininger, J., The internal temp. of fruit tree buds II. * Ann. appl. Biolog. 36, 1—13, 1939.
- (514) Huber, Br., D. Wärmehaushalt d. Pflanzen (Naturw. u. Landwirtschaft., her. v. Boas 17). Freising-München, Datterer, 1935.
- (515) —, Mikroklimat. u. Pflanzentemp.registrierungen mit d. Multi-thermograph v. Hartm. & Braun. * Jahrb. f. wiss. Bot. 84, 671—709, 1937.

- (516) Hummel, K., Ü. Temp. in d. Sojablüte. * Biokl. B. 6, 13—17, 1939.
- (517) Keßler, O. W. u. Schanderl, H., Pflanzen unter d. Einfluß verschied. Strahl.intensitäten. * Strahlentherapie 39, 283—302, 1931.
- (518) Mäde, A., E. Beitrag z. Mikroklima e. Obstbaumes. * Gartenbauwiss. 12, 127—137, 1938.
- (519) —, D. Einfadenwiderstandsthermometer als Meßgerät z. Best. d. Oberfl.temp. v. Blättern. * Biokl. B. 6, 11—13, 1939.
- (520) Michaelis, G. u. P., Ökolog. Stud. an d. alpinen Baumgrenze III: Ü. d. winterl. Temp. d. pflanzl. Organe, insbes. d. Fichte. * Beih. z. Botan. Centralbl. 52, 333—377, 1934.
- (521) Orth, R., Strahlung, Lichtfeld u. Pflanze. * Biokl. B. 5, 68—75, 1938.
- (522) Sauberer, F., Z. Kenntnis d. Strahl.verhältn. in Pflanzenbeständen. * Biokl. B. 4, 145—155, 1937.
- (523) Seybold, A., Ü. d. Lichtfaktor photophysiol. Prozesse. * Jahrb. f. wiss. Bot. 92, 741—795, 1936.
- (524) Smith, A. M., On the internal temp. of leaves in tropical insolation. * Ann. Royal Bot. Gard. Peradeniya 4, 1909.
- (525) Ullrich, H. u. Mäde, A., Stud. ü. d. Ursachen d. Frostresistenz. I. Unters. d. Temp.austauschs an Rizinusblättern durch Mess. d. Oberfl.temp. * Planta 28, 344—351, 1938.
- (526) — —, II. Unters. ü. d. Temp.verlauf b. Gefrieren v. Blättern u. Vergleichsobjekten. * Planta 31, 251—262, 1940.
- (527) Weger, N., Über Tütentemperaturen. * Biokl. B. 5, 16—19, 1938.
- (527a) Weger, N., Herbst, W. u. Rudloff, C. F., Witterung u. Phän. d. Blühphase d. Birnbaums. * R. f. W. Wiss. Abh. 7, Nr. 1, 1940.
- (528) Young, F. D., Substitution of fruit temp. for air temp. in regulating orchard heating for oranges. * M. W. Rev. 52, 381—387, 1924.

Zu Kap. 27 (Strahlungs- und Temperaturverhältnisse in einer niederen Pflanzendecke)

- (529) Filzer, P., Unters. ü. d. Mikroklima in niederwüchsigen Pflanzengesellsch. * Beih. z. Botan. Centralbl. 55, 301—346, 1936.
- (530) Fleischmann, R., Temp.mess. in reifenden Getreidefeldern u. and. Kulturen. * Fortschr. d. Landwirtschaft. 3, 1928.
- (531) —, Beitr. z. Kenntnis d. Mikrokl. in Getreidefeldern vor Ausbruch d. Rostes. * Az Időjárás 34, VII/VIII, 1930.
- (532) Geiger, R., Unters. ü. d. Pflanzenklima. * Mitt. d. Staatsforstverwaltung Bayerns 17, 1926.
- (533) Kanitscheider, R., Temp.mess. in e. Bestände v. Legföhren. * Biokl. B. 4, 22—25, 1937.
- (534) Kirchner, R., Beob. ü. d. Mikroklima d. Weinberge. * Mitt. d. Pfälz. Ver. f. Naturkunde u. Naturschutz 5, 1936.
- (535) Klečka, A., Mikroklimat. Beob. in Wiesenbeständen. * Sbornik cs. Akad. zemed. Prag 11, 2—10, 1936.
- (536) Kreutz, W., Agrar. Stud. ü. Bestandsklima, ü. Windschutz u. ü. Transpirat.verhältn. im Gewächshaus. * R. f. W. Wiss. Abh. 2, Nr. 7, 1937.
- (537) Lundegardh, H., Klima u. Boden in ihrer Wirkung auf d. Pflanzenleben. Jena 1930.

- (538) Mäde, A., Widerstandselekt. Temp.mess. in e. Topinamburbestand. * R. f. W. Wiss. Abh. 2, Nr. 6, 1936.
- (539) —, Ü. d. Temp.verlauf in Beständen. * Gartenbauwiss. 15, 312—333, 1940.
- (540) Putod, R., Action de l'enherbement sur les reboisements en Algérie. * Rev. des Eaux et Forêts 75, 412—426, 1937.
- (541) Ramdas, L. A., Kalamkar, R. J. u. Gadre, K. M., Agricultural Stud. in Microclimatology I. * Indian J. of Agric. Sc. 4, 451—467, 1934.
- (542) — — —, dasselbe II. * Ebenda 5, 1—11, 1935.
- (543) Scaëtta, H., Bioclimats; climats des associations et microcl. de haute montagne en Afrique Central Equatoriale. * Journ. d'agron. colon. Juni 1933 (Belgien).
- (543 a) Schmauß, A., D. Klimaraum der Jungpflanze. * Mitt. d. Herm. Göring-Akad. d. D. Forstwiss. 1, 173—180, 1941.
- (544) Sonntag, K., Ber. ü. d. Arb. d. Kalmit-Observ. * D. Met. Jahrb. f. Bayern 1934, Anhang D.
- (545) Tamm, E., Vergl. Temp.mess. in d. Zone d. Pflanzenklimas. * Landw. Jahrb. 83, 457—554, 1936.
- (546) —, dasselbe II. * Ebenda 88, 479—548, 1939.
- (547) —, dasselbe III. * Ebenda 89, 259—318, 1939.
- (548) Trankevitch, N. N., On the study of the phytoclimate of a wheat field. * Rec. Far East Geophys. Inst. Wladiwostok 1, 271—283, 1931.
- (549) Troll, C. u. Wien, K., Oldeani-Ngorongoro. * Wiss. Veröff. d. Mus. f. Länderk. z. Leipzig, N. F. 3, 95—116, 1935.
- (550) Wegener, A., D. Wesen d. Baumgrenze. * Met. Z. 40, 371—372, 1923.
- (551) Weger, N., Mikroklimat. Stud. in Weinbergen. * Biokl. B. 6, 169—179, 1939.
- (552) Wild, H., Diff. d. Bodentemp. mit u. ohne Vegetat. oder Schneedecke. * Mem. Petersburger Akad. 8, Ser. T, 1897.

Zu Kap. 28 (Feuchtigkeits- und Windverhältnisse in einer niederen Pflanzendecke)

— soweit nicht bereits bei Kap. 27 mit aufgeführt —

- (553) Büdel, A., Unters. d. Wärmeschutzwirkung v. Gittern u. Pflanzen. * R. f. W. Wiss. Abh. 4, Nr. 1, 1938.
- (554) Durst, C. S., Notes on the variations in the structure of wind over different surfaces. * Quart. J. 59, 361—371, 1933.
- (555) Filzer, P., Experiment. Beitr. z. Synökologie d. Pflanzen I. * Jahrb. f. Wiss. Bot. 79, 9—130, 1933.
- (556) —, Unters. ü. d. Wasserumsatz künstl. Pflanzenbestände. * Planta 30, 205—223, 1939.
- (557) Firbas, F., Stud. ü. d. Standortscharakter auf Sandstein u. Basalt. * Beih. z. Botan. Centralbl. 40, 253—409, 1924.
- (558) Fleischmann, R., Windschäden in Maisfeldern. * Biokl. B. 3, 123—125, 1936.
- (559) Kestermann, A., Abkühl.studien mit bes. Berücksicht. d. Frigorigraphen n. Büttner u. Pfeleiderer. * Biokl. B. 7, 1—16, 1940.
- (560) Kreutz, W., D. Windschutzproblem. * Biokl. B. 5, 10—16, 1938.
- (561) Paeschke, W., Mikroklimat. Unters. innerhalb u. dicht über verschiedenart. Bestand. * Biokl. B. 4, 155—163, 1937.

- (562) Schmauß, A., Über Sturmgefährdungen. * Forstw. C. **42**, 189—194, 1920.
 (563) Stocker, O., Klimamess. auf kleinstem Raum an Wiesen-, Wald- u. Heidepflanzen. * Ber. D. Bot. G. **41**, 145—150, 1923.
 (564) —, D. Wasserhaushalt ägypt. Wüsten- u. Salzpflanzen. * Botan. Abh., her. v. Goebel, Heft 13, Jena 1928.
 (565) Wenger, R., D. wolkenfreie Raum an d. Erdoberfläche. * Met. Z. **32**, 20—22, 1915.

Einige Hinweise zur **Tau- und Reiffrage** als Mikroklimaproblem

- (566) Andrianoff, P., Tauregistrier-Aräometer. * Met. Z. **44**, 425—429, 1927.
 (567) Bernick, W., Unters. ü. d. Taufall auf d. Insel Hiddensee u. s. Bedeutung als Pfl.faktor. * Mitt. Naturwiss. Ver. f. Neuvorpostern u. Rügen **65/66**, 1938.
 (568) Fritzsche, G., Vergl. Mess. mit Leickschen Tauplatten. * Biokl. B. **1**, 66—73, 1934.
 (569) Hiltner, E., D. Tau u. s. Bedeutung f. d. Pflanzenbau. * Wiss. Arch. f. Landwirtschaft. **3**, 1—70, 1930.
 (570) —, D. Tau u. s. Bedeutung f. d. Wasserhaushalt d. Kulturpflanzen. * Prakt. Bl. f. Pfl.bau u. Pfl.schutz **8**, 223, 1931.
 (571) Keller, H., Ü. Taumessungen im ariden Hochland Transvaals. * Met. Z. **50**, 321—324, 1933.
 (572) Keßler, O., D. Tauschreiber Keßler-Fueß. * Biokl. B. **6**, 23—26, 1939.
 (573) Knoche, W., E. Bemerk. ü. d. Taufall. * Met. Z. **56**, 322, 1939.
 (573 a) Kyriazopoulos, B., Drosographe: Instr. pour l'étude de la rosée, la gelée blanche et la pluie. * Comm. Met. Agricole, Tag. Ber. Salzburg 1937, S. 97—100, Leyden 1938.
 (574) Leick E., Z. Methodik d. relat. Taumessung. * Beih. z. Botan. Centralbl. **49**, Erg.-B., 160—189, 1932.
 (575) —, D. Tau als Standortsfaktor. * Ber. D. Bot. G. **51**, 409—442, 1933.
 (576) Mrose, H., E. volumenometr. Taumeßgerät. * Z. f. angew. Met. **56**, 137—149, 1939.
 (577) Rubenson, R., V. d. Temp. u. Feucht.verhältn. in d. untersten Luftschichten bei d. Bild. d. Taus. * Met. Z. **11**, 65—75, 1876.
 (578) Rudel, K., Natürl. Psychrometer. * Met. Z. **20**, 33—35, 1903.
 (579) Schubert, J., Ü. Niederschl.formen an d. Erdoberfl. * Z. f. F. u. Jagdw. **49**, 389—393, 1917.
 (580) Stephan, J., D. Tauprobem (Sammelreferat). * Biokl. B. **5**, 75—81, 1938.
 (581) Stephan, J. u. Mildebrath, E., Registr. Taumessung. * Biokl. B. **5**, 34—39, 1938.
 (582) Stüve, G., Z. Kenntnis d. Kristallisation d. Wasserdampfes aus d. Luft. * Gerl. B. **32**, 326—335, 1931.
 (583) Sutton, J. R., On some met. conditions controlling nocturnal radiation. * Transact. Roy. Soc. of South Africa **2**, Part 5, 1912.
 (584) Visser, S. W., E. neuer Tau-Registrierapparat. * Met. Z. **51**, 388—390, 1934.
 (585) Zattler, F., Agrarmet. Beitr. z. Tauprobem auf Grund v. Mess. im Hopfengarten. * Wiss. Arch. f. Landwirtschaft. **8**, 371—404, 1932.

Zu Kap. 29 (Forstmeteorologie, Waldklima, Bestandsklima)

- (586) Bates, C. G. u. Henry, A. J., Forest and stream-flow experiment at Wagon Wheel Cap, Colo. * M. W. Rev., Suppl. 30, 1928.
- (587) Blanford, H. F., On the influence of Indian forests on the rainfall. * J. Asiatic Soc. of Bengal 56, Teil II, 1, 1887.
- (588) Brooks, C. E. P., The influence of forests on rainfall and runoff. * Quart. J. 54, 1—13, 1928.
- (589) Burger, H., Waldklimafragen I: Met. Beob. i. Freien u. in e. Buchenbestand. * Mitt. Schweiz. Centr. Anst. f. d. forstl. Vers.w. 17, 92—149, 1931.
- (590) —, dasselbe II: Met. Beob. i. Freien, in e. Buchen- u. e. Fichtenbestand. * Ebenda 18, 1—54, 1933.
- (591) Deines, G., D. forstl. Standortslehre. * Mitt. a. Forstwirtschaft. u. F.wiss. 9, 387—532, 1938.
- (592) Ebermayer, E., D. physikal. Einwirkungen d. Waldes auf Luft u. Boden. Aschaffenburg 1873.
- (593) —, Klimat. Wirk. d. Waldes auf s. Umgebung. * Met. Z. 10, 201—214, 1893.
- (594) Engler, A., Unters. ü. d. Einfluß d. Waldes auf d. Stand d. Gewässer. * Zürich, Verlag Beer, 1919.
- (595) Eredia, F., Ricerche sull'influenza delle litoranee e del bosco mediterraneo sul clima. * Comm. Met. Agricole, Tag.-Ber. München 1932, S. 138—139, Utrecht 1933.
- (596) Ernst, F., D. Bedeut. d. Klimaextreme f. d. Waldbau in Mitteleuropa. * Forstw. C. 56, 86—102, 1934.
- (597) Faust, R., D. Abkühlungsklima im Walde u. auf freiem Felde nach Frigorimeterregistr. * Veröff. Geoph. I. Leipzig 8, Heft 1, 1936.
- (598) Geiger, R., Wald u. Klima. * Mitt. d. Reichsforstwirtschaftsrates Berlin 1932.
- (599) —, Ü. d. Wechselwirkung v. Wetter u. Wald. * Forstarchiv 15, 195—200, 1939.
- (600) —, Wetter u. Klima als Standortsfaktor. * Neudammer Forstl. Lehrb., 10. Aufl. (im Druck).
- (601) Hall, R. C., Climatic diff. between forested and cut-over areas in New Hampshire usw. * Biokl. B. 6, 185—186, 1939.
- (602) Hamberg, H. E., De l'influence des forêts sur le climat de la Suède. 5 Teile. Stockholm 1885—96.
- (603) Hirata, T., Contrib. to the problem of the relation between the forest and water in Japan. * Imper. Forestry Exper. Stat. Meguro 1929.
- (604) Hoppe, E., Sind d. forstl.-met. Beob. in d. bisher. Weise fortzusetzen oder sollte eine Änderung d. bish. Systems eingeführt werden? * Ref. v. 2. Kongr. d. intern. Verb. forstl. Vers.A. 1896.
- (605) Ijjász, E., D. Geschichte, Organisation u. Forschungsrichtung d. forstl. Met. Ungarn. * 9. Kongr. d. intern. Verb. forstl. Forsch.-Anst. 1936.
- (606) Kaminsky, A., Beitrag z. Frage ü. d. Einfluß d. Aufforstung d. Waldlichtungen in Indien auf d. Niederschl. * Nachr. d. Geophys. Central. I. Leningrad Nr. 4 (Jahr?).
- (607) Koloskoff, P. J., Air humidity in the forest and outside it. * Rec. Far East Geophys. Inst. Wladiwostock 1, 255—270, 1931.

- (608) v. Lorenz-Liburnau, Resultate forstl.-met. Beob. * Mitt. a. d. forstl. Vers.wesen Österr. **12** und **13**, Wien 1890.
- (609) Loßnitzer, H., Neuere Erkenntnisse in d. forstl. Met. * D. Deutsche Forstwirt **21**, 337—338, 1939.
- (610) Meyer, A. F., D. Wald in s. Wirkung auf d. Menge d. für d. Trinkwasserversorgung erschließbaren Wassers. * D. Gas- u. Wasserfach **78**, 253—258, 273—277, 293—296, 312—318, 1935.
- (611) Müttrich, A., Ü. d. Einfluß d. Waldes auf d. period. Veränd. d. Lufttemp. * Z. f. F. u. Jagdw. **22**, 385—400, 449—458, 513—526, 1890.
- (612) —, Ü. d. Einfluß d. Waldes auf d. Größe d. atmosph. Niederschläge. * Z. f. F. u. Jagdw. **24**, 27—42, 1892.
- (613) —, Ü. d. Einrichtung v. met. Stat. z. Erforsch. d. Einwirkung d. Waldes auf d. Klima. * Z. f. F. u. Jagdw. **32**, 297—304, 1900.
- (614) Rubner, K., D. pflanzengeogr.-ökolog. Grundlagen d. Waldbaus. 3. Aufl. Neudamm, Neumann, 1934.
- (615) Schenck, C. A., Fremdländ. Wald- u. Parkbäume. Bd. 1: Klimasektionen u. Urwaldbilder. Berlin, P. Parey, 1939.
- (616) Schreiber, P., D. Einwirkung d. Waldes auf Klima u. Witterung. * Thar. Forstl. Jahrb. **49**, 85—204, 1899.
- (617) Schubert, J., D. jährl. Temp.extreme im Felde u. im Walde. * Z. f. F. u. Jagdw. **25**, 28—36, 1893.
- (618) —, Ü. d. Ermittl. d. Temp. u. Feucht.Unterschiede zw. Wald u. Feld. * Z. f. F. u. Jagdw. **25**, 441—456, 1893.
- (619) —, Temp. u. Feucht. d. Luft auf d. Felde u. im Kiefernwalde. * Z. f. F. u. Jagdw. **27**, 509—525, 1895.
- (620) —, D. jährl. Gang d. Luft- u. Bodentemp. im Freien u. in Waldungen. Berlin, J. Springer, 1900.
- (621) —, Vergl. Temp. u. Feucht.Bestimmungen. * Abh. Pr. Met. I. **1**, Nr. 7, 1901.
- (622) —, D. Niederschlag in d. Annaburger Heide 1901 bis 1905. * Z. f. F. u. Jagdw. **40**, 622—633, 1908.
- (623) —, Temp. u. Feucht. zu Eberswalde im Freien u. in e. Buchenschonung. * Z. f. F. u. Jagdw. **45**, 764—775, 1913.
- (624) —, D. Höhe d. Schneedecke im Walde u. im Freien. * Z. f. F. u. Jagdw. **46**, 567—572, 1914.
- (625) —, D. Einwirkung d. grünen Buchenwaldes auf d. Temp. u. Feucht. d. Luft. * Wetter, Sonderheft f. Aßmanns 70. Geb. 1915.
- (626) —, Stud. über See- u. Waldklima. * Z. f. Balneologie, Klimat. u. Kurorthyg. **10**, 6—11, 99—105, 112—115, 1917/18.
- (627) —, Niederschl., Verdunst., Bodenfeucht., Schneedecke in Waldbeständen u. i. Freien. * Met. Z. **34**, 145—153, 1917.
- (628) —, Ü. d. Windstärke in d. unteren Luftsch. u. d. Windschutz d. Waldes. * Silva 1922, S. 377—381.
- (629) —, Ü. d. Einfluß d. Waldes auf d. Niederschläge im Geb. d. Letzlinger Heide. * Z. f. F. u. Jagdw. **69**, 604—615, 1937.
- (630) Seltzer, P., Influence d'une forêt sur la temp. de l'air. * C. R. Paris **199**, II, 435—438, 1934.
- (631) Walter, A., Ü. d. Einfluß d. Waldes auf d. Regenfall in Mauritius. * Met. Z. **26**, 87—88, 1909.
- (632) —, Forest and climate. * Comm. Met. Agricole, Tag-Ber. Salzburg 1937, S. 63—64, Leyden 1938.
- (633) Weber, R., D. Bedeutung d. Waldes u. d. Aufgaben d. Forstwirtschaft (neu bearb. v. H. Weber). * Loreys Handb. d. Forstwiss. 4. Aufl., Band I, S. 43—187. Tübingen, H. Laupp, 1926.

- (634) Wlissidis, T., Ü. d. Einwirk. d. Waldes auf d. Klima. * C. f. d. ges. Forstwesen **44**, 94–99, 1918.
 (635) Woeikof, A., D. Klimate d. Erde (Kap. 12 u. 13). Jena 1887.
 (636) Woelfle, M., Waldbau u. Forstmeteorologie. Neudamm, Neumann, 1939.

Zu Kap. 30 (Strahlungsverhältnisse im Altbestand)

- (637) Ångström, A. u. Wallén, C. Chr., On the illumination in stands of diff. character and density. * Comm. Met. Agricole, Tag.-Ber. Salzburg 1937, S. 81–82, 1938.
 (638) Bartels, J., D. Strahlung u. ihre Bedeut. f. d. Klima. * Z. f. F. u. Jagdw. **62**, 537–563, 1930.
 (639) Brocks, K., D. räuml. Verteilung d. Beleucht.stärke im Walde. * Z. f. F. u. Jagdw. **71**, 47–53, 1939.
 (640) Deinhofer, J. u. Lauscher, F., Dämmerungshelligkeit (Beob. u. Überlegungen). * Met. Z. **56**, 153–159, 1939.
 (641) Knuchel, H., Spektrophotometr. Unters. im Walde. * Mitt. Schweiz. Centr. Anst. f. d. forstl. Vers.w. **11**, 1–91, 1914.
 (642) Lauscher, F. u. Schwabl, W., Unters. ü. d. Helligk. im Wald u. am Waldrand. * Biokl. B. **1**, 60–65, 1934.
 (643) Mitscherlich, G., D. Forstamt Dietzhausen. * Z. f. F. u. Jagdw. **72**, 149–188, 1940.
 (644) Sauberer, F. u. Trapp, E., Helligk.mess. in e. Flaumeichenbuschwald. * Biokl. B. **4**, 28–32, 1937.
 (645) Schmidt, Wilh., D. Lichtgenuß unter e. Obstbaum; Mess. nach neuer Methode. * Fortschr. d. Landwirtsch. **8**, 29–33, 1933.
 (646) Trapp, E., Unters. ü. d. Verteilung d. Helligk. in e. Buchenbestand. * Biokl. B. **5**, 153–158, 1938.
 (647) Wiesner, J., D. Lichtgenuß d. Pflanzen. Leipzig, W. Engelmann, 1907.
 (648) Zederbauer, E., D. Lichtbedürfnis d. Waldbäume u. d. Lichtmeßmethoden. * C. f. d. ges. Forstwesen **33**, 325–330, 1907.

Zu Kap. 31 und 32 (Temperatur, Feuchtigkeit, Wind und Niederschlag im Altbestand)

- (649) Geiger, R., Unters. ü. d. Bestandsklima (6 Teile). * Forstw. C. **47**, 629–644, 848–854, 1925; **48**, 337–349, 495–505, 523–532, 749–758, 1926.
 (650) Geiger, R. u. Amann, H., Forstmet. Mess. in e. Eichenbestand (5 Teile). * Forstw. C. **53**, 237–250, 341–351, 705–714, 809–819, 1931; **54**, 371–383, 1932.
 (651) Hoppe, E., Regenmessungen unter Baumkronen. * Mitt. a. d. forstl. Vers.wesen Österr. **21**, Wien 1896.
 (652) v. Obolensky, N., Effect of arborous vegetation on the temp. of the soil and the temp. and humidity of the air. * J. of Geophys. and Met. **3**, 113–139, Moskau 1926.
 (652 a) Prießhauer, G., Bodenfrost, Bodenentwicklung u. Flachwurzelligkeit d. Fichte. * Forstw. C. **61**, 329–342, 381–389, 1939.
 (653) Seltzer, P., Sur la répartition verticale de la temp. en forêt. * Siehe Ref. in Biokl. B. **2**, 55, 1935.
 (654) Ungeheuer, H., Mikroklima in e. Buchenhochwald am Hang * Biokl. B. **1**, 75–88, 1934.

Zu Kap. 33 bis 35 (Einfluß der Bestandsverfassung)

- (655) Ångström, A., Jordtemp. i bestand av olika täthet. * Medd. Stat. Met. Hydr. Anst. Stockholm **29**, 187–218, 1936.
- (656) Becker, R., Unters. z. Struktur d. Luftströmung nach synopt. Methoden. * Deutsche Forschung **14**, 35–40, 1930.
- (657) Boos, Unters. ü. d. Bestandsinnenklima im Pr. Forstamt Erdmannshausen. * Mitt. a. Forstwirtsch. u. F.wiss. **10**, 254–259, 1939.
- (658) Burger, H., Waldklimafragen III: Met. Beob. im Freien, in e. gleichaltrigen Fichtenbestand u. im Tannen-Fichten-Plenterwald b. Oppligen. * Mitt. Schweiz. Centr.Anst. f. d. forstl. Vers.w. **18**, 153–192, 1933.
- (659) Cour, P. la, Skovenes Indflydelse paa Varmen. * Ref.: Z. d. österr. Ges. f. Met. **7**, 254–256, 1872.
- (660) Danckelmann, B., Spätfrostbeschäd. im märk. Walde. * Z. f. F. u. Jagdw. **30**, 389–411, 1898.
- (661) Descombes, P., Les forêts, les pluies et les condensations occultes. * Annuaire Soc. Mét. de France **66**, 38–46, 1922/23.
- (662) Dieckmann, A., Vers. z. Niederschl.mess. aus treib. Nebel. * Met. Z. **48**, 400–402, 1931.
- (662 a) Dienert, F., Contrib. à l'étude des condensations occultes. * C. R. Paris **198**, 1261–1263, 1934.
- (663) Dörffel, K., D. physik. Arbeitsweise d. Gallenkampschen Verdunst.mess. u. s. Anwendung auf mikrokl. Fragen. * Veröff. Geophys. I. Leipzig **6**, Heft 9, 1935.
- (664) Geiger, R., D. Windbewegung auf Waldschneisen. * Biokl. B. **1**, 134–137, 1934.
- (665) —, D. Beschattung am Bestandsrand. * Forstw. C. **57**, 789–794, 1935.
- (666) —, Weitere Bem. z. Klima am Bestandsrand. * Forstw. C. **58**, 262–266, 1936.
- (667) —, D. Standortsklima in Altholznahe. * Mitt. d. Herm. Göring-Akad. d. D. Forstwiss. **1**, 148–169, 1941.
- (668) Hesselman, H., Einige Beob. ü. d. Beziehung zw. d. Samenverbreit. v. Fichte u. Kiefer u. d. Besamung d. Kahlhiebe. * Meddel. Fran. Stat. Skogförsöksanst. **27**, 145–182, Stockholm 1934.
- (669) —, Weitere Studien usw. * Ebenda **31**, 1–64, 1938.
- (670) Koch, H. G., Temp.verhältn. u. Windsystem e. geschloss. Waldgebiets. * Veröff. Geophys. I. Leipzig **6**, Heft 3, 1934.
- (670 a) —, D. Wald-Feldwind, e. mikro-aerolog. Studie. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. **22**, 71–75, 1934.
- (671) —, D. mikroklim. Temp.feld bei Bewölkung u. Wind. * Biokl. B. **2**, 121–124, 1935.
- (672) Lehmann, H., Mikroklimat. Unters. d. Abkühlungsgröße in e. Waldgebiet. * Veröff. Geophys. I. Leipzig **7**, Heft 4, 1936.
- (673) Linke, F., Niederschlagsmess. unter Bäumen. * Met. Z. **33**, 140–141, 1916.
- (674) —, dasselbe. * Met. Z. **38**, 277, 1921.
- (675) Marloth, Ü. d. Wassermengen, welche Sträucher u. Bäume aus treib. Nebel u. Wolken auffangen. * Met. Z. **23**, 547–553, 1906.
- (676) Pfeiffer, H., Kleinaerolog. Unters. am Collmberg. * Veröff. Geoph. I. Leipzig **11**, Heft 5, 1938.
- (677) Rubner, K., Bestandsklima u. Verjüngungsverfahren. * Suedetend. F. u. Jagdz. **30**, 353–360, 1930.

- (678) Rubner, K., D. Nebelniederschlag im Wald u. s. Messung. * Thar. Forstl. Jahrb. **83**, 121—149, 1932.
- (679) —, dasselbe II. * Ebenda **86**, 330—342, 1935.
- (680) Schimitschek, E., Forstschutzl. u. forstentomolog. Stud. aus d. Demonstrationsrevier Preßbaum d. Hochsch. f. Bodenkultur. * Wien. Allg. F. u. Jagdz. 1932, Nr. 47 u. 48.
- (681) Schmauß, A., Seewinde ohne See. * Met. Z. **37**, 154—155, 1920.
- (681a) Sigmond, H., Einige Bem. ü. d. Sonderklima d. Lochhiebs. * Sudetend. F. u. Jagdz. **29**, 227—228, 1929.
- (682) Wagner, C., D. Grundlagen d. räuml. Ordnung im Walde. 4. Aufl. Berlin, P. Parey, 1923.
- (683) Woelfle, M., Windverhältnisse im Walde. * Forstw. C. **61**, 65—75, 1939 und **61**, 461—475, 1939.
- (684) v. Wrede, C., D. Bestandsklimat. u. ihr Einfluß auf d. Biologie d. Verjüngung unter Schirm u. in d. Gruppe. * Forstw. C. **47**, 441—451, 491—505, 570—582, 1925.

Zu Kap. 36 (Tierwelt und Mikroklima)

- (685) Blake, J. H., Further stud. on deciduous forest animals communities. * Ecology **12**, 508—527, 1931.
- (686) Bodenheimer, F. S., Stud. z. Epidemiologie, Ökol. u. Phys. d. afrik. Wanderheuschrecke. * Z. f. angew. Entomol. **15**, 435—557, 1929.
- (687) Buxton, P. A., Insects of Samoa. Part IX, Fasc. 1, Brit. Mus. London 1930.
- (688) Eidmann, H., D. Flugzeugbestäubung d. Forstschädl. u. ihre Organis. im Lichte neuzeitl. Erfahr. u. Forsch. * Z. f. F. u. Jagdw. **65**, 24—48, 65—82, 1933.
- (689) Escherich, K., D. Forstinsekten Mitteleuropas. Bd. 3. Berlin, P. Parey, 1931.
- (690) Fränkel, G., Unters. ü. d. Lebensgewohnh., Sinnesphys. u. Sozialpsych. d. wandernden Larven d. afrik. Wanderheuschrecke. * Biolog. Zentralbl. **49**, 657—680, 1929.
- (691) Franz, H., Ü. d. Bedeutung d. Mikrokl. f. d. Faunenzus.setzung auf kleinem Raum. * Z. Morphol. u. Ökol. d. Tiere **22**, 587—628, 1931.
- (692) Grimm, H., Kleintierwelt, Kleinklima u. Mikroklima. * Z. f. angew. Met. **54**, 25—31, 1937.
- (694) Hesse, R., Tiergeographie auf ökolog. Grundlage. Jena, G. Fischer, 1924.
- (695) Himmer, A., E. Beitr. z. Kenntn. d. Wärmehaushalts im Nestbau sozialer Hautflügler. * Z. f. vergl. Physiolog. **5**, Nr. 2, 1927.
- (696) Klemm, M., Neue Wege in d. biolog. Biotopforschung. * Naturf. **6**, 254—260, 1929.
- (697) Kühnelt, W., D. Bedeutung d. Klimas für d. Tierwelt. * Biokl. B. **1**, 120—125, 1934.
- (698) —, D. Einfluß d. Klimas auf d. Wasserhaushalt d. Tiere. * Biokl. B. **3**, 11—15, 1936.
- (699) Lauscher, F., Mückentanz u. Windschutz. * Biokl. B. **6**, 186, 1939.
- (700) Löhrl, H., D. Winterschlaf v. *Nyctalus noctula* Schreb. auf Grund v. Beob. am Winterschlafplatz. * Z. Morphol. u. Ökol. d. Tiere **32**, 47—66, 1936.

- (701) Martini, E. u. Hundertmark, A., Ü. d. Bedeutung kleinklimat. Feststell. in Haus u. Stall u. im Freien für d. Schädlingsbiologie. * Anz. f. Schädlingskunde **26**, 97—101, 1940.
- (702) Martini, E. u. Teubner, E., Ü. d. Verhalten v. Stechmücken bei verschied. Temp. u. Luftfeucht. * Beih. z. Archiv f. Schiffs- u. Tropenhyg. **37**, Beiheft 1, 1933.
- (703) Mosauer, W., The toleration of solar heat in desert reptiles. * Ecology **17**, 56—66, 1936.
- (704) Nielsen, E. T., Temp. in a nest of *Bombus hypnorum* L. * Vidensk. Medd. fra Dansk naturh. Foren **102**, 1938.
- (705) —, Z. Ökologie d. Laubheuschrecken. * Saertryk af Ent. Medd. **20**, 121—164, 1938.
- (706) Schimitschek, E., Forstentomolog. Unters. a. d. Gebiet v. Lunz 1: Standortskl. u. Kleinkl. in i. Bez. zum Entwicklungsablauf u. z. Mortalität v. Insekten. * Z. f. angew. Entomol. **18**, 460—491, 1931.
- (707) —, dasselbe II: * C. f. d. ges. Forstwesen **58**, 225—267, 1932.
- (708) Steiner, A., Neuere Ergebn. ü. d. sozialen Wärmehaushalt d. einheim. Hautflügler. * Naturw. **18**, 595—600, 1930.
- (708a) Uvarov, B. P., Wetter u. Klima in ihr. Bez. zu d. Insekten. * Z. f. angew. Entomol. **17**, 157—177, 1930.
- (709) Warnecke, G., Mikroklima u. Verbreit. d. Lepidopteren. * Entomol. Beih., Berlin-Dahlem **1**, 120—130, 1934.
- (710) Wellenstein, G., Beitr. z. Biologie d. roten Waldameise m. bes. Berücks. klimat. u. forstl. Verhältn. * Z. f. angew. Entomol. **14**, 1—68, 1929.
- (711) Wiele, H., Für Hagenbeck im Himalaja. Deutsche Buchwerkstätten Dresden 1925.
- (712) Zwölfer, W., Beitr. z. Kenntn. d. Schädlingsfauna Kleinasiens I. * Z. f. angew. Entomol. **17**, 227—252, 1930.
- (713) —, Stud. z. Ökologie u. Epidemiologie d. Insekten. * Z. f. angew. Entomol. **17**, 475—562, 1931.

Zu Kap. 37 und zu Kap. 39 (Mensch und Mikroklima)

- (713a) Amelung, A. u. Landsberg, H., Kernzählungen in Freiluft u. Zimmerluft. * Biokl. B. **1**, 49—53, 1934.
- (714) Amende, H., Exposition, photochem. Orthshelligg., Heliotherapie u. Platzwahl v. Krankenanst. * Strahlentherapie **63**, 115—128, 1938.
- (715) Bates, C. G., Windbreaks, their influence and value. * Forest Serv. Bull. Nr. 86, U. S. A. (1912?).
- (715a) Bauer, E., D. Wohlfahrtsaufforst. im Flugsandgeb. d. Marchfelds. * Österr. Vierteljschr. f. Forstwesen **54**, 103—126, 175—199, 1936.
- (716) Berké, T. u. Castens, G., Z. Kenntn. d. Temp. u. Feucht. d. Schiffsluft. * Ann. d. Hydr. **57**, 169—185, 1929.
- (717) Bradtke, F. u. Liese, W., Hilfsbuch f. raum- u. außenklimat. Mess. Berlin, J. Springer, 1937.
- (718) Brezina, E. u. Schmidt, Wilh., D. künstliche Klima. Stuttgart, F. Enke, 1937.
- (719) Büttner, K., Physik. Bioklimatologie. Probleme u. Methoden. Leipzig, Akad. Verl. Ges., 1938.
- (720) —, D. Bedeutung d. Mikrokl. f. d. Klimadosierung. * Strahlentherapie **61**, 705—710, 1938.

- (721) Conrad, V. u. Hausmann, W., Gesichtspunkte d. mediz. Klimatol. m. bes. Berücks. d. med.-klimat. Akt. d. österr. San.Verwaltung. Wien, M. Perles, 1930.
- (722) Egloff, K., Ü. d. Klima im Zimmer u. s. Beziehungen z. Außenklima. * Diss. Zürich Nr. 766. Ohne Jahr. (1934).
- (723) Fels, E., D. Mensch als Gestalter d. Erde. Leipzig, Bibliogr. Inst., 1935.
- (724) Flach, E., D. Bedeutung d. lokalklimat. Forsch. f. d. Meteoropath. d. Erkält.krankh. * Biokl. B. 5, 22—26, 1938.
- (725) —, D. klimat. Verhältn. in Deutschl. u. d. Abhaltung v. Sommerlagern d. Hitlerjugend. * Münchn. Mediz. Wochenschr. 1938, S. 947.
- (726) Flensburg, C. E., D. dänische Heidegesellschaft. Viborg 1939.
- (727) Franssila, M., Ü. d. Windschutzproblem. * Maatal. Aiakakauskirja, Helsinki 11, 168—182, 1939.
- (728) Geiger, R., Wald u. Windschutz. * Forstw. C. 53, 760—762, 1931.
- (729) —, Mikroklimatologie. * Naturw. 21, 132—137, 1933.
- (730) —, Forstmeteorolog. Beding. d. Ertragssteigerung. * Raumforsch. u. Raumordnung 2, 591—592, 1938.
- (731) Götz, F. W. P., Strahl.klima v. Arosa. Berlin 1926.
- (732) Gregor, A., E. Beitrag z. Klassifikation d. Mittelgebirgsklimas f. Heilzwecke. * Biokl. B. 6, 187—191, 1939.
- (733) —, Ü. met. Voraussetzungen f. d. Charakter Luftkurort (klimatischer Kurort). * Biokl. B. 7, 125—127, 1940.
- (734) Grunow, J., Wetter- u. Klimabeeinflussung. * Geogr. Wochen-schr. 1933, Heft 9.
- (735) Harries, H. D., Neue schiffsraum-met. Mess. * Ann. d. Hydr. 61, 13—18, 1933.
- (736) Hausmann, W., Grundl. u. Organisation d. lichtklimat. Forsch. in i. Beziehung z. öffentl. Gesundh.pflege. * Mitt. d. Volks-gesundh.Amts Wien 1932, Heft 10.
- (737) Hellpach, W., Geopsyche. D. Menschenseele unterm Einfluß v. Wetter u. Klima, Boden u. Landschaft. 5. Aufl. Leipzig, Engelmann, 1939.
- (738) Hottinger, M., D. Raumklima u. s. Regelung. * Gesundh.Ing. 62, 605—609, 617—622, 1939.
- (739) Hummel, K., Zum Mikrokl. isolierter Standorte. * D. Met. Jahrb. f. Bayern 1929, Anhang B.
- (740) Knoch, K., D. Kurortklimadienst d. deutsch. Reichswetterdienstes. * Biokl. B. 5, 1—3, 1938.
- (741) —, Ü. d. klimat. Anforderungen an e. Kurort. * Biokl. B. 5, 103—106, 1938.
- (742) Koláček, F., D. Einfluß menschl. Tätigk. auf d. klimat. Verhältn. in Mähren usw. * Met. Z. 52, 114, 1935.
- (743) Kroh, A., A micro-climate recorder. * Ecology 21, 275—278, 1940.
- (744) Küster, E. u. Meixner, H., Berechn. u. Tab. zur Frage d. Raumklimas. * Arch. f. Hyg. 117, 158—178, 1936.
- (744 a) Landsberg, H., Werkraumluft u. Gewerbekrankh. (Sammelreferat). * Biokl. B. 2, 35—37, 1935.
- (745) —, E. Bett-Temp.-Studie. * Biokl. B. 5, 66—68, 1938.
- (746) Lehmann, P., Landbautechn. Maßnahmen in agrarmet. Betrachtung. * Fortschr. d. Landwirtsch. 5, 797—806, 1930.
- (747) —, D. Sonderklima d. Stalles. * Ebenda 6, 642—647, 1931.
- (747 a) —, Inwieweit berücks. d. Landwirt d. Klimafaktor? * Biokl. B. 7, 77—85, 1940.

- (748) Leontiewski, N. P., D. Rolle d. Waldschutzanlagen in bezug auf Steigerung d. Ernte. * J. of Geophysics Leningrad 4, 139, 1934.
- (749) Linden, A. J. ter-, D. Winterklima in Gebäuden. * Gesundheits-Ingenieur 61, 480—483, 1938; D. Sommerklima i. G., ebenda 61, 522—526, 1938.
- (750) Linke, F., Klimat. Anforder. an e. Kurort i. Flachland oder Mittelgeb. Mitteleuropas. * Biokl. B. 5, 7—9, 1938.
- (751) —, Z. Physik d. künstl. Klimas. * Der Balneologe 6, 241—249, 1939.
- (752) Mäde, A., Ü. d. Temp.gang in Gewächshäusern, Dunkelkästen u. Mistbeetanlagen. * Gartenbauwiss. 14, 626—641, 1940.
- (753) Mäde, A. u. Rudolf, W., Zweck u. Aufbau modern. bewett. Gewächshäuser u. ihr Temp.gang i. Vergl. m. d. Freiland. * Biokl. B. 5, 145—153, 1938.
- (754) Mayer, A., Ü. d. Vermeidung v. Schwitzwasser in Käsekellern. * Milchwirtschaftl. Forsch. 11, 201—210, 1930.
- (755) Mehner, A. u. Linz, A., Unters. ü. d. Verlauf d. Stalltemp. * Forschungsdienst 8, 525—543, 1939.
- (756) Michler, H., Z. Kenntn. d. Luftbeweg. in Schiffsräumen. * Ann. d. Hydr. 62, 457—461, 1934.
- (757) Mörikofer, W., Klimatolog. Gesichtspunkte f. d. Erricht. v. Krankenhäusern, Sanatorien etc. * Manuskript Davos 1934.
- (758) Robitzsch, M., Klima u. Organismus. * R. f. W. Wiss. Abh. 1, Nr. 1, 1935. Dort weiteres Schrifttum!
- (759) Roose, H., E. neue Methode z. Best. d. Wandtemp. im Raumklima. * Schweiz. Bl. f. Heiz. u. Lüftung 1938.
- (760) Ruge, H., D. Verhalten d. Lufttemp. u. Luftfeucht. auf e. modernen Kreuzer in d. Tropen. * Veröff. a. d. Geb. d. Marine-Sanit.-Wesens Heft 22. Berlin, Mittler & Sohn, 1932.
- (761) Scaëtta, H., Bioclimats; climats des associations et microclimats de haute montagne en Afrique Centrale Equat. * J. d'agronomie col. Brüssel, Juni 1933.
- (761a) Schnelle, F., D. Einsatz d. Met. bei d. Ödlandkultivierung. * Z. f. angew. Met. 54, 221—224, 1937.
- (762) Schwarz, H., D. Entstehung d. Flugerde in d. Gauen Niederdonau u. Wien. * Manuskript Wien 1940.
- (763) Talman, C. F., Überwachtes Innenklima. * Z. f. angew. Met. 48, 346—347, 1931.
- (764) Wagner, F., Ü. Temp. an u. im Schiff. * Ann. d. Hydr. 63, 38—40, 1935.
- (764a) Wegener, K., D. Temp. im Glas- (Treib-) haus. * Biokl. B. 7, 109—112, 1940.
- (765) Weickmann, L., E. Taschenthalermohygrograph als bioklim. Forsch.mittel. * Sitz-B. d. Sächs. Akad. 90, 47—54, Leipzig 1938.
- (766) —, Klima u. Wetter im Lebensraum d. Menschen. * Naturw. 27, 22—28, 1939.
- (767) Woelfle, M., Wald u. Windschutz (3 Teile). * Forstw. C. 57, 349—362, 1935; 58, 325—338, 429—448, 1936.
- (768) —, Hecken als Windschutzanlagen. * Forstw. C. 60, 15—28, 1938.
- (769) —, Windschutzanlagen. * Forstw. C. 60, 52—63, 73—86, 1938.
- (770) Woltereck, H., Klima . Wetter . Mensch. Leipzig, Quelle & Meyer, 1938.
- (771) Wysótzky, Shelterbelts in the steppes of Russia. * J. of Forestry 33, Nr. 9, 1935.

Zu Kap. 38 (Stadtklima)

Ein vollständiges Schriftenverzeichnis bis zum Jahre 1936 findet man in dem Buch von A. Kratzer (781). Hier sind nur spätere oder dort nicht aufgeführte Veröffentlichungen genannt.

- (772) Arakawa, H., Increasing daily min. temp. in large, developing cities. * Gerl. B. 54, 177—178, 1939.
- (773) Bider, M., Temp.untersch. zw. Stadt. u. Freilandstationen. * Helv. Phys. Acta 13, 5—7, 1940.
- (774) Brazier, C. E. u. Perdereau, L., Exemple d'une altération du climat résultant de l'activité humaine. * La Mét. 11, 313—324, 1935.
- (775) Dörffel, K., D. Stadtklima v. Marburg a. d. L. * Z. f. angew. Met. 53, 173—180, 1936.
- (776) Herrig, H., D. Staubverteilung in Marburg a. d. L. * Biokl. B. 5, 49—57, 1938.
- (777) Hrudička, B., Zu d. opt. u. akust. Eigenschaften d. Klimas e. Großstadt. * Gerl. B. 53, 337—344, 1938.
- (778) Kähler, K. u. Brandtner, G., Mess. d. Staubgehalts d. Luft in Bad Tölz. * Biokl. B. 5, 58—62, 1938.
- (779) Kassner, C., Schneefall in u. außerh. d. Großstadt. * Z. f. angew. Met. 56, 337—339, 1939.
- (780) Keil, K., Windrichtung u. Sicht. * Beitr. Phys. d. fr. Atm. 15, 87—89, 1929.
- (781) Kratzer, A., Das Stadtklima (Die Wissenschaft, Bd. 90). Braunschweig, Friedr. Vieweg & Sohn, 1937.
- (782) Lauscher, F. u. Steinhauser, F., Weitere Unters. in Wien u. Umgeb. * Sitz-B. Wien. Akad. 143, 175—196, 1934.
- (783) Leßmann, H. u. Zedler, P., E. Beitr. z. Berliner Stadtklima. * Biokl. B. 3, 163—165, 1936.
- (784) Löbner, A., Horiz. u. vertik. Staubverteilung in e. Großstadt. * Veröff. Geoph. I. Leipzig 7, Heft 2, 1935.
- (785) Loßnitzer, H. u. Freudenberg, H., Temp.messfahrten im Gebiete d. Stadt Freiburg i. B. * Biokl. B. 7, 30—39, 1940.
- (786) Metzler, H. K., D. Gang d. rel. Luftfeucht. zwischen Freiland u. Außenstadt in Hannover. * Biokl. B. 2, 120—121, 1935.
- (787) Meyer, E. G., Sonnen- u. Himmelsstrahl. in d. Großstadt u. im deutsch. Mittelgebirge. * Strahlentherapie 49, 161—165, 1934.
- (788) Mrose, H., D. Mühlthalwind als Frischluftspender f. d. Jenaer Westviertel. * Z. f. angew. Met. 56, 377—383, 1939.
- (789) Root, C. J., Airport and city temp. at Detroit, Mich. * M. W. Rev. 67, 99, 1939.
- (790) Schmidt, K., Windverhältn. in Freiburg an heit. Sommertagen. * D. Met. Jahrb. f. Baden 1932.
- (791) Spangenberg, W. W., D. Niederschl.verhältn. in d. Stadt Schwerin i. M. * Z. f. angew. Met. 56, 205—209, 1939.
- (792) Voigts, H., Ergebn. v. Kernzählungen in Lübeck-Travemünde. * Biokl. B. 3, 170—174, 1936.

Zu Kap. 40 (Der Schadenfrost als Mikroklima-Erscheinung)

- (793) Amann, H., Birkenvorwald als Schutz gegen Spätfröste. * Forstw. C. **52**, 493—502, 581—592, 1930.
- (794) Batchelor, L. D. u. West, F. L., Variation in minimum temp. due to the topography of a mountain valley in its relation to fruit growing. * Utah Agric. Coll. Exp. St. Bull. 141, Utah 1915.
- (795) Firbas, F., Unters. ü. d. Wasserhaushalt d. Hochmoorpflanzen. * Jahrb. f. wiss. Bot. **74**, 455—696, 1931.
- (796) Geiger, R., Spätfröste auf d. Frostflächen bei München. * Forstw. C. **48**, 279—293, 1926.
- (797) Humphreys, W. J., Frost protection. * M. W. Rev. **42**, 562—569, 1914.
- (798) Lautensach-Löffler, E., D. Sonderklima d. Pfälzer Gebrüchs. * Mitt. d. Pollichia **8**, 90—124, 1940.
- (799) Münch, E. u. Liske, F., D. Frostgefährdung d. Fichte in Sachsen. * Thar. Forstl. Jahrb. **77**, 97—115, 129—148, 161—176, 197—221, 1926.
- (800) Sauberer, F., Ü. d. Entstehung d. Grasfrostes. * Biokl. B. **4**, 174—177, 1937.
- (801) Schmauß, A., Gerichtete Frostschäden. * Biokl. B. **6**, 187, 1939.
- (802) Schubert, J., Kalte Juninächte in Norddeutshl. u. d. Frostschutz im Walde. * Forstarchiv **8**, 225—228, 1932.
- (803) —, Kälterückfälle u. Nachtfröste. Wind-, Wasserdampf- u. Wald-einfluß. * Met. Z. **57**, 406—410, 1940.
- (804) Staudacher, D. Frostschäden im Forstbetriebe, deren Ursachen u. Bekämpfung. * Forstw. C. **46**, 1—13, 54—66, 98—111, 1924.
- (805) Tacke, B., Frosterschein. auf Moorboden. * Biokl. B. **2**, 86—88, 1935.
- (806) Ziobrowski, S., Ü. d. Einfluß d. harten Winters 1928/29 auf d. Holzgewächse im Rabafußtale. * Act. Soc. Bot. Poloniae **10**, 49—111, 1933.

Zu Kap. 41 (Die Bekämpfung des Schadenfrostes)

Ein reiches Schriftenverzeichnis bis 1939 findet man in dem Buch von O. W. Keßler und W. Kaempfert (813). Hier sind nur spätere oder dort nicht aufgeführte Veröffentlichungen genannt.

- (807) Amann, H., Unters. ü. d. thermische Wirkung v. Schutzgittern in Pflanzgärten. * Forstw. C. **51**, 249—251, 1929.
- (808) Bender, K., D. Frühjahrsfröste an d. Unterelbe u. ihre Bekämpfung. * Z. f. angew. Met. **56**, 273—289, 1939.
- (809) Brooks, F. A., Engineering factors involved in orchard heating. * Mechanical Engineering 1938, S. 677—681.
- (810) Foß, H., Nattefrost. * Landbrukdirekt. Arsberetning 1928, Oslo 1929.
- (811) Huber, H., Diesjähr. Erfahrungen m. wasserdichten Papier-Frostschirmen. * Schweiz. Z. f. Obst- u. Weinbau **45**, 320—321, 1936.
- (812) Kadner, T., Nachtfröste, ihre Entstehung, Voraussage u. Abwehr. * Z. f. angew. Met. **52**, 164—167, 1935.
- (813) Keßler, O. W. u. Kaempfert, W., D. Frostschadenverhütung. * R. f. W. Wiss. Abh. **6**, Nr. 2, 1940.

- (814) Papaioannou, J., D. mikroklimat. Verhältn. unter Pflanzendecken aus Stoff. * Forstw. C. 54, 666—671, 1932.
- (815) —, D. Temp.verhältn. unter Pflanzenschutzvorricht. in Forstgärten. * Forstw. C. 56, 769—782, 1934.
- (816) Sauberer, F., Einige Unters. ü. Nachtfrost u. Frostschutz in Weingärten. * Biokl. B. 4, 19—22, 1937.
- (817) Schmidt, Wilh., Met. Feldversuche ü. Frostabwehrmittel. * Anhang Jahrb. d. Zentralanst. f. Met. Wien 1927, Wien 1929.
- (818) Schoonover, W. R. u. Brooks, F. A., The smokiness of oil-burning orchard heaters. * Univ. of California Bull. 536, Berkeley, Aug. 1932.
- (819) Schoonover, W. R., Hodgson, R. W. u. Young, F. D., Frost protection in California orchards. * Calif. Agric. Extens. Serv. Circ. 40, 1930.
- (820) Schoonover, W. R., Brooks, F. A. u. Walker, H. B., Protection of orchards against frost. * Ebenda Circ. 111, 1939.
- (821) Sherouse, R. T., Frost protection of ferns by sprinkler irrigation. * M. W. Rev. 67, 61—62, 1939.

Namenverzeichnis

- Albrecht, F.** 49, 55, 70f., 105, 140f., 160, 174—178, 258, 334, 369, 389, 391, 394, 401.
Ali, B. 103f., 394.
Alt, E. 7, 385.
Amann, H. 293, 295, 301f., 312, 321, 323, 370f., 392, 413, 420.
Amelung, A. 361, 416.
Amende, H. 362, 416.
Andrianoff, P. 410.
Angerer, E. v. 251, 407.
Ångström, A. 19—22, 24f., 43, 111, 123f., 155f., 176, 251—253, 264, 294, 321, 386—388, 391, 396, 398f., 413f.
Arakawa, H. 355, 419.
Asklöf, S. 19, 21, 386.
Atmanathan, S. 65, 391.
Auer, R. 395.
Aujeszky, L. 121, 395.
- Bagnold, R. A.** 394.
Balanica, T. 140, 397.
Bartels, J. 36, 72, 100, 123, 169, 245, 276, 391, 396, 400, 413.
Bascó, F. v. 246, 406.
Batchelor, L. D. 420.
Bates, C. G. 325, 411, 416.
Bauer, E. 416.
Baur, F. 7, 385.
Becker, F. 120, 139f., 395, 397.
 —, R. 414.
Beckett, H. E. 128, 396.
Beckmann, W. 390.
Bender, K. 138, 374, 420.
Berg, H. 42, 44f., 93, 270, 400.
Berké, T. 362, 416.
Bernick, W. 410.
Best, A. C. 71, 73f., 76, 83f., 103, 166, 388, 392.
Bezold, W. v. 401.
Bider, M. 419.
Bielich, F. H. 114, 395.
- Bigg, W. H.** 395.
Blake, J. H. 341, 415.
Blanford, H. F. 288, 411.
Bodenheimer, F. S. 342, 415.
Boos 291, 321, 414.
Braak, C. 395.
Bradtke, F. 416.
Brandtner, G. 419.
Brazier, C. E. 391, 419.
Brezina, E. 359, 361, 363, 416.
Brocks, K. 23, 300, 386, 405, 413.
Brooks, C. E. P. 411.
 —, C. F. 396.
 —, Ch. F. 197, 245, 406.
 —, F. A. 420f.
Brückmann, W. 396.
Budig, W. 391.
Büdel, A(nton) 45, 98f., 235f., 388, 391, 393, 405.
 —, A(uguste) 409.
Bühler, A. 210, 403.
Büttner, K. 123f., 146, 251, 286, 358f., 387, 396, 398, 416.
Bujorean, G. 405.
Burckhardt, H. 405.
Burger, H. 290, 321, 411, 414.
Buxton, P. A. 99, 246f., 364, 393, 407, 415.
- Castens, G.** 362, 416.
Chatterji, G. 126.
Chorus, U. 400.
Conrad, V. 147, 363, 398, 417.
Cornford, C. E. 402.
Cour, P. la 325, 414.
Cox, H. J. 402.
Craig, R. 99, 393.
- Danckelmann, B.** 325, 414.
Davies, E. L. 134, 397.
Defant, A. 21, 64, 188, 386, 390, 393, 402.

- Deines, G. 411.
 Deinhofer, J. 296, 413.
 Desai 19.
 Descombes, P. 336, 414.
 Dieckmann, A. 414.
 Diem, M. 132, 396.
 Dienert, F. 414.
 Diesner, P. 406.
 Dietrich, G. 145, 398.
 Dobson, G. M. B. 402.
 Dörffel, K. 335, 414, 419.
 Dorno, C. 130, 155, 396.
 Dostal, E. 406.
 Dravid, R. K. 129, 141f., 396, 398.
 Dubois, P. 22f., 386.
 Duckert, P. 391.
 Dufour, L. 395.
 Dufton, A. F. 128, 396.
 Durst, C. S. 409.

 Eaton, G. S. 126f., 396.
 Ebermayer, E. 288, 411.
 Eblé, L. 391.
 Eckel, O. 19f., 123, 158f., 176, 386, 399f.
 Egle, K. 252, 254, 297, 407.
 Egloff, K. 361, 417.
 Eidmann, H. 347, 415.
 Ekhart, E. 199—201, 402.
 Engler, A. 411.
 Eredia, F. 411.
 Ernst, F. 411.
 Ertel, H. 24, 386.
 Escherich, K. 347, 415.
 Eser, C. 403.
 Exner, F. M. 117—119, 147, 396, 398.

 Falckenberg, G. 23, 48, 50f., 124, 126, 155, 176, 252, 386, 389f., 396, 401.
 Faust, R. 411.
 Favrot, C. 392.
 Fels, E. 417.
 Fenner, G. 402.
 Filzer, P. 220, 255, 268f., 276f., 280, 384, 404, 407—409.
 Findeisen, W. 117f., 152, 395, 398.
 Firbas, F. 137, 278, 291, 397, 405, 409, 420.
 Flach, E. 358, 417.
 Fleischmann, R. 131f., 270, 396, 408f.
 Flensburg, C. E. 365, 417.
 Flohn, H. 405.

 Flower, W. D. 15f., 70f., *73, 79f. 83f., 86f., 112, 385, 392.
 Flury, F. 402.
 Forster, H. 72, 391.
 Foß, H. 420.
 Fowle, F. E. 389.
 Fränkel, G. 415.
 Franssila, M. 92, 100, 162, 174, 176 —178, 401, 417.
 Franz, H. 341, 415.
 Freudenberg, H. 419.
 Frey, H. 147, 398.
 Friedel, H. 315.
 Friedrich, W. 169, 276, 400.
 Fritsch, E. 212, 403.
 Fritzsche, G. 137, 184, 397, 410.
 Fuchs, O. 141, 397.
 Fugger 407.
 Furlani, J. 245.
 Futi, H. 395.

 Gabran, O. 158, 399.
 Gadre, K. M. 65, 273, 278f., 393.
 Gärtner, G. 398.
 Gams, H. 245.
 Gehlhoff, K. 391.
 Geiger, R. 3, 43, 45f., 48, 59f., 72, 76, 89, 98f., 137, 161, 163, 171, 183f., 194f., 204, 223f., 228f., 246, 249, 267—269, 292f., 295, 301f., 304f., 309, 311f., 317, 321, 325, 328f., 331, 334, 338, 368, 384, 388, 390 —392, 397, 399f., 405f., 408, 411, 413f., 417, 420.
 Gerlach, E. 217, 404.
 Geßler, R. 202f., 205f., 208, 210, 403.
 Gish, O. H. 395.
 Gödecke, K. 388.
 Götz, F. W. P. 123, 155, 363, 417.
 Goldschmidt, H. 114, 395.
 Graininger, J. 407.
 Gregor, A. 358, 417.
 Grimm, H. 4, 339, 341, 384, 415.
 Gründl, G. 72, 391.
 Grundmann, W. 392.
 Grunow, J. 388, 417.
 Gschwind, M. 77, 393.
 Guminski, R. 402.

 Härtel, O. 9, 220, 227, 385, 404.
 Haeuser, J. 357.
 Hall, R. C. 411.
 Hallenbeck, C. 113, 402.

- Hamberg, H. E. 91, 287, 325, 393, 411.
 Hand, J. F. 202f., 404.
 Hann, J. v. 212.
 Harries, H. D. 362, 417.
 Hartmann, W. 245, 406.
 Hasché, E. 18, 386.
 Haude, W. 42, 44, 55f., 58, 71, 390.
 Hauser, E. 407.
 Hausmann, W. 123, 342, 363, 396, 417.
 Hecht, W. 38, 387.
 Hellmann, G. 27, 63, 101, 103f., 106, 173, 281, 386, 394.
 Hellpach, W. 347, 358, 417.
 Henry, A. J. 402, 411.
 Herbst, W. 408.
 Herr, L. 36, 158, 335, 387.
 Herrig, H. 353, 419.
 Herzog, J. 148, 399.
 Hesse, R. 344f., 415.
 Hesselman, H. 315, 335, 414.
 Hettner 389.
 —, A. 240, 406.
 Heyer, E. 77, 392.
 Heywood, G. S. P. 103, 191, 394, 402.
 Hill, S. A. 94, 393.
 Hiltner, E. 410.
 Himmer, A. 346, 415.
 Hirata, T. 411.
 Hodgson, R. W. 421.
 Hoffrogge, Ch. 402.
 Hofmann, A. 395.
 Holzhausen, H. v. 385.
 Homén, Th. 4, 32, 132f., 135, 174, 387, 397, 401.
 Hoppe, E. 313f., 411, 413.
 Hornberger 43, 388.
 Horton, R. E. 399.
 Hottinger, M. 417.
 Howell, D. E. 99, 393.
 Hruďička, B. 121, 357, 419.
 Huber, Br. VII, 128, 222, 251, 256, 260, 404, 407.
 —, H. 420.
 Hummel, K. 349, 408, 417.
 Humphreys, W. J. 370, 420.
 Hundertmark, A. 416.
 Huttenlocher, F. 237, 405.

 Ijjász, E. 411.
 Innerebner, F. 187, 233, 405.
 Israel-Köhler, H. 120, 395.
- Jacobson, S. 398.
 Jaumotte, J. 402.
 Johnson, N. K. 13, 70—74, 76, 78, 80, 83f., 134, 166, 392, 397.
 Jones, T. W. V. 395.
 Juhlin, J. 399.

 Kadner, T. 420.
 Kähler, K. 392, 419.
 Kaempfert, W. VI., 372—374, 380, 382, 420.
 Kalamkar, R. J. 65, 273, 278f., 393.
 Kalitin, N. N. 155, 157, 400.
 Kaminsky, A. 288, 411.
 Kanitscheider, R. 267, 408.
 Karsten, H. 392.
 Kassner, C. 384, 406, 419.
 —, L. 392.
 Katheder, F. 108, 394.
 Katti, M. S. 75f., 93f., 96, 141, 394, 398.
 Keen, B. A. 397.
 Keil, K. 397, 419.
 Keller, H. 410.
 Keränen, J. 158, 387, 397, 400.
 Kern, H. 406.
 Kerner, A. 210f., 404.
 —, F. v. 238, 405.
 Kestermann, A. 286, 409.
 Keßler, O. W. VI., 256, 372—375, 377, 380—382, 408, 410, 420.
 Kienle, J. v. 202f., 330, 404.
 Kimball, H. H. 19, 202f., 386, 404.
 Kinzl, H. 236, 405.
 Kirchner, R. 271, 408.
 Klečka, A. 408.
 Kleinschmidt, E. 147, 399.
 Klemm, M. 341, 415.
 Kniep, H. 4.
 Knoch, K. 70, 81, 94f., 240, 358, 374, 384, 392, 394, 406, 417.
 Knoche, W. 410.
 Knochenhauer, W. 170, 401.
 Knuchel, H. 413.
 Koch, H. G. 60f., 289, 316f., 335, 390, 402, 414.
 —, W. 99, 393.
 Köhler, H. 394.
 Köhn, M. 72, 391.
 Koelsch, A. 281.
 Köppen, W. 114, 341, 395.
 Kohlhörster, W. 395.
 Koláček, F. 349, 417.
 Koloskoff, P. 411.

- Korhonen, W. W. 400.
 Korotkewitsch, V. N. 384.
 Kratzer, A. VII, 351—353, 355, 357, 363, 419.
 Kraus, G. 3f., 245, 277, 384.
 Krauß, G. 142, 398.
 Krenn, K. 213—215, 218, 404.
 Kreutz, W. 135, 270, 282, 398, 408f.
 Kroh, A. 417.
 Krügler, F. 19f., 64, 176, 386, 390, 401.
 Kühl, W. 387.
 Kuen, F. M. 123, 396.
 Kühnelt, W. 245, 339—342, 345, 415.
 Kühnert, W. 67, 390.
 Künkele, Th. 223, 229, 237, 405.
 Küster, E. 417.
 Kuhlbrodt, E. 147, 150, 399.
 Kyriazopoulos, B. 410.

 La Cour, P. 325, 414.
 Landsberg, H. 361, 416f.
 Lauscher, F. 9, 21, 24f., 123, 241—245, 295—297, 300, 324, 327f., 333, 342, 385f., 398, 400, 406, 413, 415, 419.
 Lauscher-Wittmann, A. 232, 405.
 Lautenbach, F. 405.
 Lautensach, H. 406f.
 Lautensach-Löffler, E. 420.
 Leach, H. R. 399.
 Leeuwen, St. van 402.
 Lehmann, G. 395.
 —, H. 414.
 —, P. 132, 364, 397f., 417.
 Leick, E. 167, 280, 401, 410.
 Leontiewski, N. P. 418.
 Leßmann, H. 419.
 Lettau, H. VII, 39, 42—44, 388.
 Levi, F. 400.
 Leyst, E. 33f., 387.
 Liebig, J. v. 4.
 Liese, W. 416.
 Liesegang, R. E. 43.
 Linden, A. J. ter- 418.
 Lindholm, F. 156, 400.
 Linke, F. 22f., 72, 180, 337, 358, 361f., 386, 392, 414, 417.
 Linz, A. 364, 418.
 Liske, F. 367, 420.
 Löbner, A. 353f., 419.
 Löhrl, H. 345, 415.
 Lorenz-Liburnau, v. 289f., 304, 412.
 Loßnitzer, H. 412, 419.

 Ludwig, G. 406.
 Luft, R. 199, 402.
 Lundegardh, H. 408.
 Lunelund, H. 155.

 Mc Adie, A. G. 109, 394.
 Mc Donald, W. F. 403.
 Mäde, A. 71, 258—260, 271, 364, 392, 408f., 417.
 Malsch, W. 197, 402.
 Malurkar, S. L. 54f., 58f., 61f., 115, 117, 390, 396.
 Manig, M. 402.
 Marloth 336, 414.
 Marquardt, R. 152, 399.
 Marten, W. 9, 385.
 Martini, E. 276, 339, 416.
 Marvin, Ch. F. 190, 403.
 Maurer, J. 37, 387.
 Mayer, A. 418.
 —, H. 142f., 398.
 Mehner, A. 364, 418.
 Meinander, R. 21, 387.
 Meinardus, W. 37, 388.
 Meißner, O. 120, 395.
 Meixner, H. 417.
 Mellanby, K. 99, 393.
 Merz, A. 148, 399.
 Metzler, H. K. 356, 400, 419.
 Meyer, A. F. 412.
 —, E. G. 63, 390, 419.
 Michaelis, G. 261, 408.
 —, P. 104, 107f., 161, 261, 400, 408.
 Michler, H. 362, 418.
 Mierdel, F. 394.
 Mildebrath, E. 410.
 Mitscherlich, G. 296f., 413.
 Miyanisi, M. 395.
 Möller, F. 18, 387, 393.
 Mörikofer, W. 9, 358, 385, 392, 418.
 Mosauer, W. 342, 416.
 Mrose, H. 248, 356, 407, 410, 419.
 Mügge, R. 389.
 Müller, H. 245.
 —, K. 398.
 Münch, E. 167, 367, 401, 420.
 Müttrich, A. 288, 290, 412.
 Musso, J. O. 119, 395.
 Muth, F. 374.

 Newnham, E. V. 401.
 Niederdorfer, E. 64, 158—160, 176, 401.
 Nielsen, E. T. 99, 343, 346, 393, 416.

- Nitze, F. W. 193, 403.
 Novak, V. 393.
 Nyberg, A. 53, 111, 126, 160, 162, 176, 400.

Obolensky, N. v. 305, 413.
 Obrutschew, S. 188, 403.
 Oedl, R. 248f., 407.
 Okada, T. 401.
 Olsson, H. 155–157, 400.
 Orth, R. 251, 408.

Paeschke, W. 104, 270, 283–285, 394, 409.
Papaioannou, J. 421.
Paranjpe, M. K. 54, 390.
Paulcke, W. 158, 247, 400.
Penck, A. 407.
Peppler, A. 104, 351, 355, 394.
 —, W. 147, 152, 399.
Perdereau, L. 419.
Perl, G. 202f., 404.
Pernter, J. M. 117–119, 396.
Pers, M. R. 202f., 404.
Petri, E. 387.
Petterssen, S. 27f., 93, 387.
Pfeiffer, H. 323, 328f., 334, 414.
Pfleiderer, H. 286.
Philipps, H. 7, 20, 385, 387.
Pichler, W. 148–150, 399.
Pierce, L. T. 403.
Potzger, J. A. 405.
Prandtl, L. 394.
Predescou, C. 403.
Priebsch, J. 119, 396.
Priehäuffer, G. 315, 413.
Propp, G. 167, 401.
Putod, R. 409

Quervain, F. de 77, 393.

Ramage, A. G. 396.
Raman P. K. 19, 387, 390.
Ramanathan, K. R. 19, 65f., 126, 130, 168, 391, 396.
Ramann, E. 307.
Rambaut 388.
Ramdas, L. A. 22, 54f., 58f., 61f., 65f., 75f., 93f., 96–98, 115, 117, 129, 141f., 273, 278f., 384, 387, 390–394, 396, 398.
Ravet, J. 388.
Reeder, G. 396.
Reger, J. 147, 150, 399.
- Reidat, R. 231, 405.
 Reiher, M. 189–191, 403.
 Rempe, H. 47, 389.
 Réthly, A. 401.
 Richardson, L. F. 397.
 Ritscher, A. 128, 397.
 Roberts, O. F. T. 392.
 Robitzsch, M. 390, 418.
 Rohweder, M. 135, 398.
 Roose, H. 418.
 Root, C. J. 419.
 Roschkott, A. 407.
 Rossi, V. 4, 90, 99, 394.
 Roßmann, F. 16, 47, 164, 385, 389, 400.
 Rouschal, E. 401.
 Rubenson, R. 410.
 Rubner, K. 336f., 412, 414.
 Rudel, K. 410.
 Rudloff, C. F. 408.
 Rudolf, W. 364, 418.
 Rucker, F. 124, 397.
 Ruge, H. 362, 418.
 Runge, H. 171, 401.

Sanson, J. 385.
Sauberer, F. 145, 155–157, 165, 175, 252, 254, 264f., 296f., 315, 369, 399–401, 408, 413, 420f.
Scaëtta, H. 3, 113, 180, 199, 274, 348, 385, 403, 409, 418.
Scamoni, A. 219, 404.
Schade, A. 212, 404.
Schanderl, H. 131, 220–223, 256, 397, 404, 408.
Schenck, C. A. 286, 412.
Schiele, W. E. 117, 396.
Schimitschek, E. 218, 328, 340, 415f.
Schlichting, H. 15, 385.
Schmauß, A. V. 43, 46, 64, 113, 121, 127, 144, 199, 223, 281, 292, 335, 389, 391, 397f., 403, 406, 409f., 415, 420.
Schmid-Curtius, C. 120, 293, 396.
Schmidt, A. 34, 388.
 —, E. 390.
 —, K. 419.
 —, Wilh. 3, 35, 39, 41, 45, 47, 104f., 125, 132, 136, 138, 147, 152–154, 181, 186–188, 193f., 202f., 233, 244f., 282, 336, 351, 359, 361–363, 374–376, 384f., 389–394, 397–399, 402–406, 413, 416, 421.

- Schnaidt, F. 49f., 389.
 Schnelle, F. 418.
 Schober, H. 15, 385.
 Schoonover, W. R. 421.
 Schoy, C. 202, 404.
 Schreiber, P. 412.
 Schropp, K. 130, 397.
 Schubert, J. 9, 72, 141, 202f., 208
 —210, 212, 216, 288, 290, 300,
 307, 315, 325, 331, 333, 373, 385,
 388, 402, 410, 412, 420.
 Schultz, H. 198f., 403.
 Schulz, L. 199, 403, 407.
 Schwabl, W. 295, 297, 300, 327f.,
 333, 362, 407, 413.
 Schwalbe, G. 401.
 Schwarz, H. 350, 418.
 Scultetus, H. R. 398.
 Seeholzer, M. 216f., 404.
 Seip, L. Ph. 194f., 229, 368, 405.
 Seltzer, P. 300, 304, 393, 412f.
 Seybold, A. 251, 255, 408.
 Sherouse, R. T. 421.
 Siegel, S. 66—68, 94, 111, 391.
 Siegenthaler, J. 30, 388.
 Sigmond, H. 415.
 Simpson, G. C. 389.
 Sinclair, J. G. 11, 385.
 Slanar, H. 78, 107, 393.
 Smith, A. M. 259, 408.
 Smoliakow, P. T. 12, 386.
 Smolik, L. 394, 403.
 Sonntag, K. 237, 271f., 405, 409.
 Spangenberg, W. W. 419.
 Sreenivasiah, B. N. 387.
 Staudacher 371f., 420.
 Steiner A. 344, 416.
 —, L. 407.
 —, O. 50—52, 389.
 Steinhauser, F. 84, 245, 393, 406,
 419.
 Stepanowa, N. 407.
 Stephan, J. 280, 410.
 Stevenson, Th. 104, 395.
 Stocker, O. 275, 278, 281, 308, 410.
 Stoecker, E. 50, 389.
 Strong, J. 50.
 Stüve, G. 410.
 Süring, R. 30, 336, 388.
 Süßenberger, E. 19, 22, 387.
 Sutter, E. 123f., 146, 251, 398.
 Sutton, J. R. 391, 410.
 —, O. G. 103, 395.
 Sverdrup, H. U. 395, 400.
 Szymkiewicz, D. 96, 168, 394.
 Tacke, B. 420.
 Talman, C. F. 418.
 Tamm, E. 250, 270, 409.
 Teubner, E. 276, 339, 416.
 Thamdrup H. M. 99, 393.
 Thams, Ch. 155, 157—159, 176, 399f.
 Tinn, A. B. 246, 407.
 Tollmien, W. 394.
 Tollner, H. 199, 403.
 Tolsky, A. 400.
 Toperczer, M. 245, 406.
 Topolansky, M. 240, 407.
 Trankevitch, N. N. 232, 405, 409.
 Trapp, E. 294—296, 298, 300, 413.
 Trojer, H. 126, 387.
 Troll, C. 409.
 Ullrich, H. 258, 260, 408.
 Ungeheuer, H. 293, 304, 306, 310,
 413.
 Uvarov, B. P. 416.
 Vedy, L. G. 396.
 Viereck, W. 105, 395.
 Visser, S. W. 410.
 Voigts, H. 123, 397, 419.
 Vujević, P. 43, 72, 393, 397f.
 Wagner, A. 106, 198, 236, 395, 403,
 405.
 —, C. 337, 415.
 —, F. 362, 418.
 Wald, H. 99, 394.
 Walker, H. B. 421.
 Wallén, C. Chr. 294, 413.
 Walter, A. 412.
 Warnecke, G. 416.
 Weber, H. 412.
 —, R. 412.
 Wegener, A. 13, 16, 39, 78, 117f.,
 272, 275, 386, 389, 409.
 —, K. 126, 387, 418.
 Weger, N. 131, 262, 271, 397, 408f.
 Weickmann, L. 360, 418.
 Wellenstein, G. 343, 416.
 Wenger, R. 277, 410.
 Wertheimer, E. 392.
 West, F. L. 420.
 Viele, H. 342, 416.
 Wien, K. 274, 409.
 Wiesner, J. 295, 413.
 Wild, H. 388, 398, 400, 409.

- Witterstein, F. 403.
Wlissidis, T. 413.
Woeikof, A. 231, 263, 287, 388, 393,
405, 413.
Woelfle, M. 194f., 229, 334f., 365f.,
368, 405, 413, 415, 418.
Wollny, E. 129, 141, 209f., 397f., 404.
Woltereck, H. 418.
Woo, S. L. 50.
Wrede, C. v. 322, 324, 415.
Wüst, G. 151f., 399.
Wysotzky 418.
- Yakuwa, R. 388, 398.
Yokotani, S. 390.
Young, F. D. 110, 193, 196, 257, 395,
403, 408, 421.
- Zattler, F. 410.
Zederbauer, E. 413.
Zedler, P. 390, 419.
Ziobrowski, S. 420.
Zólyomi, B. 246, 406.
Zwölfer, W. 347, 416.

Sachverzeichnis

(ä, ö und ü sind alphabetisch eingeordnet wie ae, oe und ue)

- Abendtypus der Feuchteschichtung** 308.
Abendwindtypus 66f.
Abkühlungsgröße 286.
Abkühlungsvorgang 63, 65.
Abschattung 241ff.
Abschirmwinkel 243, 325, 327.
Abschmelzerscheinungen 165.
Absorption 7f., 17, 48, 150, 255.
Adiabatischer Gradient 12, 232.
Advektion 89, 234.
Advektivfrost 234, 368.
Äquatorstunde 205.
Aerobium 341.
Äußere tätige Oberfläche 263, 267, 272, 274, 291, 294, 300, 305.
Akustik 114, 120f.
Alarmthermometer 372.
Albedo 7, 123.
Alpen, siehe: Höhenlagen.
Altbestandsklima 263, 287, 294ff.
Altholzschirm, siehe Schirm.
Altweibersommer 331.
Ameisennest 213, 343.
Ängströmsche Formel 19, 25.
Anopheles 339.
Anthobium 341.
Asphaltstraße 62, 126; s. auch Beton.
Atmungswärme 256.
Aufblühfolge am Baum 219.
Aufrieren 131f.
Aufwinde 141.
Ausfaulen des Korns 158.
Außensaum 329, 335, 337.
Ausstrahlung 17ff., 20, 22, 51 Anm.
—, Bewölkungseinfluß 21.
—, Temperaturabhängigkeit 18, 21.
—, Zenitwinkelabhängigkeit 23.
— im Gebirge 24.
— in Lochschlägen 324.
— in Mulden und Tälern 24.
— in Schneisen 327.
— in Städten 355.
— im Wald 300.
- Ausstrahlungstypus 17, 26, 37, 50, 60, 66, 74, 79, 269.
Austausch, siehe Massenaustausch.
Austauschkoeffizient 41ff.
Austauschtypus 67.
- Bandenstrahlung 49.
Bannwald 363.
Baumtemperaturen 213, 217f.
Baumwollboden 96, 129, 279.
Bazillen 120.
Bedeckung als Frostschutz 375.
Benetzung der Baumkronen 314.
Beobachtungsgerüste 292.
Beobachtungsmethode für die Bodentemperaturmessung 125.
— — — Feuchtigkeitsmessung 98ff.
— — — Lufttemperaturmessung 70ff., 100.
— — — Pflanzentemperaturmessung 257ff.
Beregnung als Frostschutz 377.
Bergatmosphäre 235.
Bergwind 197.
Besonnung, siehe Strahlung.
Bestäubung (Gift) 347.
Bestandsinnenklima 291.
Bestandsklima 286ff., 291, 319ff.
Bestandsmantel 334.
Bestandsrandklima 329ff., 337.
Bestandsverfassung 296, 316ff.
Bestrahlung, siehe Strahlung.
Beton 127, 170f., 252; s. auch Asphaltstraße.
Bettklima 361.
Bewässerung 141f.
Bewölkung, Einfluß auf die Ausstrahlung 21.
—, — — den Temperaturgang 78.
Bioklimatische Leitformen 341.
Bioklima(tologie) 180f., 245, 359.
Biologie 71f., 98f.
Birkenvorwald 257, 370.

- Blätter, Durchlässigkeit 253.
 —, Reflexfähigkeit 251.
 Blättrige Struktur der bodennahen
 Luftschicht 42, 61, 105, 160.
 Blattfärbung 255.
 Blauschatten 255.
 Blendersaumschlag 337.
 Blütenpollen, Blütenstaub, siehe Pol-
 len.
 Bodenart 35, 122ff., 132ff., 174, 349.
 Bodenatmung 132.
 Bodenbearbeitung 138, 349.
 Bodenfarbe 129ff.
 Bodenfeuchtigkeit 140ff.
 Bodenfrost 131, 315, 321.
 Bodeninversion, siehe Inversion.
 bodennah (Begriff) 2, 114.
 Bodennahe Grenzschicht 53.
 — Luftschicht 1, 2.
 — Oberschicht 57, 58.
 — Zwischenschicht 55, 58.
 Bodenoberfläche, siehe Erdober-
 fläche.
 Bodentemperaturen 30ff., 132ff.
 Bodenüberzug 166, 263.
 Bodenzustand 35, 119, 122ff., 132,
 138ff., 174, 349.
 Böigkeit 38, 60.
 Bryobium 341.
 Bügeleisenmethode 126.

 Cellophantüten 262.

 Dämmerung im Wald 296.
 Daltons Gesetz 91.
 Dampfdruck 23, 91, 279.
 Diathermansie 253.
 Diffuse Reflexion 7, 124.
 — Zerstreung 7.
 Diffusion 39, 41, 89.
 Doline (Mikroklima) 186, 243, 248,
 340.
 Doppelstationen, forstliche 288, 315.
 Dünensand 123, 251.
 Dunsthaube der Großstadt 353.
 Durchforstung 321.
 Durchlässigkeitszahl 253.
 Dynamische Höhlen 246.
 Dynamischer Austausch 43, 64.

 Effektive Ausstrahlung 19, 51 Anm.
 Eigenstrahlung der Luft 48ff.
 Einfaden-Platinthermometer 55, 70,
 131, 160, 258.
- Einflußzone des Gebirges 236.
 Einstrahlungstypus 6, 11, 37, 45, 53,
 60, 74, 154, 266, 273, 289.
 Einzugsgebiet des Frostes 371.
 Eisenbahnschientemperatur 130,
 168.
 Emanation 39, 119.
 Emission 49, 253.
 Entomologie 5, 346.
 Erdboden, siehe Boden.
 Erdoberfläche 2, 26.
 —, Temperatur 9, 65, 122ff., 125,
 129ff.
 Erwärmungsvorgang 9, 53, 85.
 Exposition 201.
 Expositions-klima 202ff., 220, 224ff.,
 343.

 Fata Morgana 118.
 Feldwind 335.
 Feuchtigkeit des Bodens 140ff.
 — der Luft 88, 94, 275, 301, 307.
 Feuchtigkeitsmessung 98.
 Feuchtigkeitsunruhe 98, 277.
 Film, siehe Laufbild.
 Filterung der Strahlung im Wald 297.
 Firnwind 199.
 Flimmern der Luft 115.
 Flugerde 350.
 Flugzeugbestäubung 48, 347.
 Flugzeug-Sicht 114.
 Forschungsauto 245, 351.
 Forstliche Doppelstationen 288, 315.
 Forstmeteorologie 286, 316.
 Forstpolitik 316.
 Forstwirtschaft 5, 72, 137, 184, 202,
 218, 250, 263f., 286ff., 348, 369.
 Freilandklima 289, 329.
 Frigorigraph 72, 286.
 Frigorimeter 72.
 Frostbekämpfung 373.
 Frosteinzugsgebiet 372.
 Frostfläche 183.
 Frosthäufigkeit 183, 368.
 Frostloch 182, 248.
 Frosträuchern 375, 377.
 Frostschutz 23, 85, 270, 334, 365,
 367, 370, 373ff.
 Frostschutzhauben 375.
 Frostschutzschirme 375.
 Froststeller 315.
 Frostvorhersage 372.
 Frostwechseltage 77.
 Frostwechselzahlen 77.

Frühbeetkästen 364.
 Frühfrost 367.
 Furchen, Temperaturen in — 23.
 Fußringelkrankheit 167.

Gartenbau 72, 182, 202, 250, 267.
 Gazebeutel 261.
 Gebäudeklima 363.
 Gebirge, siehe Höhenlagen.
 Gebirgsatmosphäre 236.
 Gefrierwärme 378.
 Gegenstrahlung 18, 24, 368.
 Geländeeinfluß 179, 181 ff.
 Geltungsbereich von Stationen 239.
 Geobium 341.
 Geographie 5, 240, 245.
 Geräumte 327.
 Gesamtstrahlung 201.
 Gestell 327.
 Gewächshausklima 364.
 Glashaushaltung der Atmosphäre 18.
 Glatteis 144.
 Gletscherwind 197, 199.
 Gnomonpflanze 222.
 Gradient, siehe Temperaturgradient,
 Windgradient.
 Grasfrost 369.
 Gras-Minimum-Thermometer 166.
 Graukeilphotometer 204, 295.
 Grenzschicht, bodennahe 53.
 Grenzstreifen, staubfreier 54, 55.
 Großklima 1, 58, 70, 145, 166, 174,
 179, 187, 228, 240, 249, 286, 290,
 347, 357, 359, 367.
 Großstadt 121, 233, 345, 347, 351 ff.
 Großstadtnebel 356.
 Grünanlagen in Städten 353, 356.
 Grünschatten 255.
 Gruppe 322, 324.
 Gutachten, gerichtliche 144, 240, 297.

Haarhygrometer 98.
 Hangabwind 197.
 Hangaufwind 227, 232, 236.
 Hanglage 201.
 Hanglagenklima 202 ff.
 Hangzone, warme 193 ff., 232, 237.
 Harmonische Analyse 79.
 Hauben als Frostschutz 375.
 Hausklima 349, 362.
 Hauswände, Bestrahlung der — 209.
 Haut, Klima über der — 360.
 Hecken als Windschutz 366.

Heilstätten 363.
 Heizöfen (Frostschutz) 380.
 Heizung als Frostschutz 378, 381.
 Helligkeit im Wald 294 ff.
 Herpetobium 341.
 Himmelsbedeckung, siehe Bewöl-
 kung.
 Himmelsstrahlung 7, 202, 204, 330.
 Himmelstemperatur 23.
 Hitzdrahtwindmesser 105, 334.
 Hochgebirge, siehe Höhenlagen.
 Höhenlage, Mikroklima der —n 9,
 24, 37, 205, 215, 235, 238, 274,
 368.
 Höhlenklima 246.
 Höhlenreif 247.
 Hörbarkeit, Hörweite 121.
 Holzart 290, 296, 348.
 Horchstellen 121.
 Horizontabschirmung 24.
 Horizontalstrahlung 8, 9, 201.
 Horizonteneigung 242, 244.
 Horns Handwindmesser 245.
 Hütte, meteorologische 1, 70.
 Hygiene 72, 353, 356, 363.

Indifferentes Gleichgewicht 12.
 Infrarotaufnahmen 251.
 Infrarote Strahlung 17, 48, 50, 123,
 251.
 Inhomogenität der Luft 114.
 Initialimpuls 14.
 Innensaum 329, 333, 336.
 Insolationstypus 11.
 Inversion, siehe Temperaturumkehr.
 Isoplethen 68, 76, 316.

Jahrbuch, meteorologisches 1.
 Jalousiewirkung des Bestandsmantels
 335.

Kälteinsel 182, 184.
 Kältekonvektion 64.
 Kältepol der Erde 188.
 Kälterückfall 232, 368.
 Kältensee 182, 192.
 Kältespeicher 225, 246, 248.
 Kaltluftfluß 181, 183, 188, 197, 369,
 371.
 Kaltluftpfütze 182.
 Kaltluftstau 181, 183, 350.
 Kaltlufttropfen 190, 258.
 Kaltluftwinde 191, 197, 335.
 Kambiumtemperaturen 217.

- Keilschlag 328.
 Kenngröße eines Lochschlags 324.
 Kimm, Kimmtiefe 117, 151.
 Kirchoffsches Gesetz 49, 123, 253.
 Kleidung(sklima) 359.
 Kleinklima 3.
 Kleinstklima 3.
 Kleintrombe 13, 59.
 Klima, künstliches 359.
 — auf kleinstem Raum 3, 245.
 Klinik, Anlage von —en 362.
 Kohlensäure 7, 17, 49.
 Kompaßnest 345.
 Kompaßpflanze 220.
 Kondensationswärme 175.
 Konimeter 353.
 Konkave, konvexe Ortslagen 231.
 Krankenhaus(bau) 363.
 Kronenraum 291.
 Kunstklima 362.
 Kurortklima 120, 358.
- Labiles Gleichgewicht 12.
 Lärmgeräusche 121.
 Laminare Strömung 38, 47, 152, 188.
 Landwirtschaft 1, 5, 72, 184, 202, 228, 240, 250, 263ff., 270, 286, 348, 364.
 Langesche Zellen 264, 294, 299; s. auch Sperrschichtzellen.
 Langwellige Strahlung 17, 48, 50, 123, 251.
 Laubausbruch 137, 291, 312.
 Laubstreu 137.
 Laufbild 45.
 Licht auf Hänge 204.
 — im Wald 295.
 — — Wasser 145.
 Lichtklima über Schnee 156.
 Lichtlage, variable 256.
 Lichtung 324.
 Limnologie 146.
 Lochhieb, Lochschlag 324, 338.
 Lokalklima 3.
 Luftdurchlässigkeit der Schneedecke 158.
 Luftfeuchtigkeit, siehe Feuchtigkeit.
 Lufthaut an Hängen 223.
 Luftkörper 232, 235.
 Luftkurort, siehe Kurort.
 Luftlawinen 113, 199.
 Luftspiegelung nach oben 116.
 — — unten 114, 115.
- Lufttemperatur, wahre 70; s. auch Temperatur.
 Lysimeter 169, 276.
- Magnus-Effekt 16.
 Maifrost, siehe Spätfrost.
 Makroklima 1, 180.
 Malariagefährdung 339.
 Massenaustausch, dynamischer 43, 64.
 — im Wasser 145, 149.
 — in der Luft 28, 38ff., 59, 64, 100.
 —, künstlicher (Frostschutz) 378.
 —, thermischer 44, 64.
 — zwischen Pflanzen 265, 280.
 Mauer-Rückstrahlung 131.
 Medizin 5, 181, 361.
 Meer, siehe See.
 Menschenklima 2.
 Mesoklima 3, 180.
 Meßmethode, siehe Beobachtungsmethode.
 Mikroklima 3, 4, 180, 241, 316, 339.
 Mikroklimasuche, rationelle 347, 358.
 Mikroklimazerstörung 348.
 Miniaturklima 3.
 Mittelschicht, bodennahe 55 Anm.
 Moor 42, 125, 134, 136, 369.
 Muldenfrost 23; s. auch Frostloch.
- Naßklimatyp 97.
 Naßtyp 90, 97, 152, 278.
 Nebel 27, 63, 67, 87, 171, 197, 248, 369.
 Nebelapparate (Frostschutz) 377.
 Nebelauflösung am Boden 109.
 Nebelhäufigkeit in Städten 357.
 Nebelniederschlag 336.
 Nebelniederschlagsmesser 337.
 Nestbau 344.
 Niederschlag, horizontaler 336.
 —, verborgener 336.
 Niederschlagserrhöhung durch Wald 288.
 Niederschlagsverteilung an Hängen 228.
- Oberfläche, siehe Erdoberfläche.
 Oberlicht 300.
 Oberschicht, bodennahe 57, 58.
 Ölheizöfen 373, 379.
 Optik 13, 54, 114.

- Orientierungspflanze 221.
 Ortsklima 3.
 Ozeanographie 146.
 Ozon 7.
- Parabolspiegel 126.
 Pergamenttüten 261.
 Pflanzenklima 2, 250.
 Pflanzentemperaturen 257.
 Phänologie 195.
 Phyllobium 341.
 Piccoloklima 3.
 Plenterwald 321.
 Polares Mikroklima 78.
 Pollenverbreitung 39, 42, 47; s. auch Samenverbreitung.
 Profilstellung der Blätter 255.
 Psychrometer 98; s. auch Thermoelementpsychrometer.
- Radiumemanation 39, 119.
 Rasen 60, 72, 166, 169.
 Rauchfahnen 42, 45.
 Rauhfröste 100.
 Rauhigkeitshöhe 281, 285.
 Raumklima, siehe Wohnraumklima.
 Reflexion 7, 123.
 —, spiegelnde 146, 254.
 Reflexzahl von Blättern 251.
 — vom Boden 123.
 — von Schnee 155.
 — — Wasser 146.
- Regenmessung im Wald 313.
 Reichweite der Luftstrahlung 50.
 Reif 25, 144, 175.
 Repräsentative Beobachtung 239.
 Rindenriß, Rindenschale 216.
 Rindentemperaturen 217, 261.
 Rückkehrkonvektion 64.
- Sackhöhlen 248.
 Sättigungsdruck 90.
 Samenverbreitung 39, 47, 335.
 Sand, Reflexionsvermögen 123, 146.
 Sandboden 134, 169, 340.
 Sandteufel 13.
 Sandtreiben 107.
 Schadenfrost 110, 186, 367ff.; s. auch Frost.
 Schaftablaufendes Wasser 313.
 Schallklima 121.
 Schallmeßtrupp 121.
 Schattenbreite am Bestandsrand 331.
- Scheinleitung, siehe Strahlungs — und Wärme —.
 Schiffsraumklima 362.
 Schirm(bestand) 322, 370.
 Schlafstellung der Blätter 256.
 Schlierenbildung 13, 42, 115.
 Schluß, in — kommen 267.
 Schmalschlag 327.
 Schmelzwärme 378.
 Schnee, Schneedecke 24, 35, 42, 44, 46, 77, 104, 107, 119, 122, 136, 140, 142, 155, 176, 178, 205, 248, 261, 285, 315, 338, 353, 366.
 Schneebruch 286.
 Schneefegen 107.
 Schneenahe Luftschicht 136, 155.
 Schneerauchen 164.
 Schneisen 324, 327.
 Schönwetterwinde 199, 201.
 Schutzkorb für Platinthermometer 71.
 Schwankungen, siehe Temperaturunruhe, Feuchtigkeitsunruhe.
 Schwarzkugelthermometer 128, 131.
 Schwefelsäure-Hygrometer 99.
 See 136, 145, 147, 152.
 Seegang 151.
 Seehöhe, siehe Höhenlagen.
 Segelflug 141.
 Sekundäres Temperaturmaximum 43.
 — Temperaturminimum 67.
 Selbständige Klimate 89.
 Selektive Absorption 7, 17, 253.
 Sichtweite 114.
 Siebengebirgswind 199.
 Sixthermometer 72.
 Solarkonstante 6.
 Sommernachtfrost 367.
 Sonderklima 3.
 Sondernetze 245.
 Sonnenscheindauer an Bestandsrändern 330.
 — auf Hänge 202.
 Sonnenstrahlung, siehe Strahlung.
 Sortenklima 270.
 Spätfrost 286, 327, 367, 370, 373.
 Spalier 131, 209.
 Spalthöhlen 248.
 Sperrschichtzellen 264, 295, 328; s. auch Langesche Zellen.
 Spezifische Wärme 30.
 Sporenverbreitung, siehe Pollenverbreitung.
 Stabthermometer 59, 72, 161, 171.
 Stadt, siehe Großstadt.

- Stallklima 364.
 Stammraumklima 263, 289, 290ff., 329.
 Standortsklima 249, 263, 286, 298, 316, 324, 337, 347.
 Standortstete Tiere 339.
 Statische Höhlen 246.
 Staub 7, 14, 29, 39, 64, 353, 356, 363.
 Staubfreier Grenzstreifen 54, 55.
 Staubhosen 13, 59.
 Staubschichten der Großstadt 353.
 Staubwirbel 13.
 Stefan-Boltzmannsches Gesetz 17, 29.
 — —sche Konstante 18, 62.
 Störungszone 1, 2, 179.
 Strahlung der Erde 17, 48.
 — auf Hänge 201, 244.
 — der Luft 18, 48.
 — der Sonne 7, 17.
 — im Wald 294.
 Strahlungsdurchlässigkeit von Blättern 253.
 — der Schneedecke 156.
 Strahlungsfehler, siehe Strahlungsschutz.
 Strahlungsfrost 234, 368.
 Strahlungsscheinleitung 50, 53, 63, 64.
 Strahlungsschutz 70, 334.
 Strahlungsumsatz 175, 265.
 Strahlungsumsatzmesser 175, 369.
 Strand(klima) 123, 146, 347.
 Straße 5, 24; s. auch Asphaltstraße.
 Straßenspiegelung 117.
 Struktur der Pflanzendecke 269, 348.
 Stufenschluß 317.
 Szintillation 115.
- Tagbogenmesser 244, 362.
 Tageswaldwind 335.
 Talabwind 197, 236.
 Talaufwind 201, 236.
 Tallagen, Klima der — 24, 190, 231.
 Talwind 236.
 Taschenthermohygrograph 360.
 Tau 25, 29, 89, 91, 169, 173, 175, 272, 280, 307, 338.
 Taumessung 280.
 Tauplatte 280.
 Tautochronen 32, 36, 149, 159.
 Technik 5, 202, 240, 349.
 Teer 135; s. auch Asphalt.
 Teich 148, 154; s. auch See.
- Temperatur „an“ und „in der Bodenoberfläche“ 125.
 Temperaturbänder 60.
 Temperaturgradient 12, 15, 67, 79, 232.
 — und Windgradient 103, 112.
 Temperaturleitfähigkeit 30, 38.
 Temperaturmaximum, sekundäres 43.
 Temperaturmeßfahrten 245, 316, 351.
 Temperaturmessung, siehe Beobachtungsmethode.
 Temperaturminimum, sekundäres 67.
 Temperatursprung am Boden 11, 27, 54.
 Temperaturstrahlung 61, 126; s. auch Strahlung.
 Temperaturumkehr 26, 48, 66, 233.
 Temperaturunruhe 36, 46, 55, 59, 69, 162, 267, 303.
 Temperaturzahlensummen 270.
 Termitenbauten 213, 344.
 Terrestrische Szintillation 115.
 Theoretische Mikroklimatologie 12, 31, 34, 61, 66.
 thermal belt 193.
 Thermischer Austausch 44, 64.
 Thermolemente 36, 66, 70, 125, 130, 258, 260, 301, 310, 346.
 Thermolementpsychrometer 90, 99, 310.
 Thermonadel 258.
 Thorium 119.
 Tiere und Mikroklima 339.
 Totalstrahlung 330.
 Transmission 253.
 Transparenz 253.
 Transpiration 256.
 Transversale Kompaßstellung 220.
 Trockengebiete 96.
 Trockenkapazität 141.
 Trockenklimatyp 97.
 Trockentyp 90, 97, 279.
 Tropen 78, 96, 272, 274, 278, 288, 340, 344, 348, 362.
 Tropfschneedecke im Wald 315.
 Tütentemperaturen 262.
 Turbulenz 38, 42, 45, 152.
- Überadiabatischer Gradient 12, 13, 233.
 Überfluten als Frostschutz 377.
 Überhälter 23.
 Uferklima 147, 152.

- Unentrinnbarer Klimafaktor 255, 342.
- Ungeordnete Bewegung, siehe Massenaustausch.
- Unselbständige Klimate 89.
- Unterkühltes Wasser 144.
- Unterlage, Einfluß der — auf das Klima 122.
- UV-Strahlung 123, 251.
- Vegetationsklima 250.
- Verbreitungsgrenze 47, 339.
- Verdampfungswärme 175.
- Verdunstung 25, 29, 91, 169, 175, 321, 369.
- der Pflanzen 256, 276.
- Verdunstungskälte 29, 369.
- Verkehr 5, 240.
- Versuchskörper 72.
- Verunkrauten der Kulturen 137.
- Vollstrahlung 8, 9, 201.
- Vollumbruch 137.
- Vorwald gegen Spätfrost 370.
- Wärmeausstrahlung, siehe Ausstrahlung.
- Wärmehaushalt des Menschen 359.
- der Pflanzen 250.
- der Tiere 340; im übrigen siehe Wärmeumsatz.
- Wärmekapazität 141.
- Wärmeleitfähigkeit 30, 37, 137, 140, 142.
- Wärmeleitfähigkeitsmesser 140.
- Wärmeleitvermögen, inneres 30.
- Wärmeleitung, echte 28, 38, 41, 53.
- , molekulare 28.
- , physikalische 28.
- Wärmeleitungskoeffizient 30.
- Wärmeleitzahl 30.
- Wärmescheinleitung 41, 50, 63, 159.
- Wärmespeicher, der Boden als — 37.
- in Tälern 192, 198.
- Wärmestrahlung 17, 28; s. auch Strahlung.
- Wärmeumsatz 6, 10, 17, 25, 174, 176, 266; s. auch Wärmehaushalt.
- Wärmewelle im Boden 31, 36.
- Waldbau 228, 291, 316, 329.
- Waldeinfluß auf das Klima 287, 290, 334.
- Waldklima 286ff., 289.
- Waldschutzstreifen, siehe Windschutzstreifen.
- Waldwind, nächtlicher 327, 335.
- Wanderheuschrecken 342.
- Warme Hangzone 193ff., 232, 237.
- Wasserdampfabsorption 7, 17, 49.
- Wasserhaushalt 88.
- Wasserhaut (Pflanzen) 124.
- Wassernahe Luftschicht 122, 145ff.
- Wasserstreifen 152.
- Wein, — bau, — berg 250, 271, 369, 374, 380.
- Wellenlängentransformation 48, 50.
- Wellung der Blätter 255.
- Widerstandsthermometer 60, 70, 72, 100, 148, 190, 258, 267, 271, 289, 306.
- Wiensches Gesetz 17, 48.
- Wiesennebeltypus 67.
- Wildsche Schale 169.
- Wind 100, 107, 197, 236, 280, 310, 334, 350, 365.
- Windbruch 281.
- Winddruckplatten 188, 283.
- Windgradient 103, 112.
- Windröhren 246, 248.
- Windschliff 107.
- Windschutz 282, 325, 365.
- Windschutzstreifen 325, 365.
- Windstillen am Boden 106.
- im Wald 313.
- Windstruktur 282.
- Windwurf 281, 286.
- Wisperwind 198.
- Wohlfahrtswirkung des Waldes 287.
- Wohnraumklima 209, 361.
- Wolken, siehe Bewölkung.
- Wüste 11, 21, 37, 42, 44, 55—58, 278, 282, 342.
- Wüstentyp 92.
- Zenitdistanz, Ausstrahlung nach verschiedenen — en 22.
- Zerstreuung 7.
- Zimmerklima 361.
- Zoologie 5, 339.
- Zuckerrohr 274, 279.
- Zwischenschicht, bodennahe 55, 58.

Quellennachweis für die Abbildungen

- Abb. 22: Beitr. z. Physik d. freien Atmosphäre **21** (1933), Fig. 1 auf S. 130. Akad. Verl.-Ges., Leipzig.
- Abb. 23: Ebenda, Fig. 3 auf S. 132.
- Abb. 26: Gerl. Beitr. z. Geophysik **49** (1937), Fig. 6 auf S. 418. Akad. Verl.-Ges., Leipzig.
- Abb. 29: Ebenda **47** (1936), Fig. 5 auf S. 382.
- Abb. 30: Ebenda, Fig. 18 auf S. 398.
- Abb. 31: Ebenda, Fig. 16 auf S. 397.
- Abb. 52: Anh. z. d. Jahrb. d. Zentralanstalt f. Meteorologie Wien 1927 (Wien 1929). Fig. 12 auf S. 25. In Kommission bei Gerold & Co.
- Abb. 55: Jahrb. f. wissensch. Botanik **80** (1934), Fig. 5 auf S. 343. Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- Abb. 63: Ann. d. Hydrographie **62** (1934), Abb. 3 u. 4 auf Tafel 46. Verl. d. Deutschen Seewarte, Hamburg.
- Abb. 64: Gerl. Beitr. z. Geophysik **42** (1934), Fig. 3 auf S. 374. Akad. Verl.-Ges., Leipzig.
- Abb. 73: Strahlentherapie **54** (1935), Bild 3 auf S. 169. Verl. Urban & Schwarzenberg, Berlin.
- Abb. 74: Veröff. d. Geophysikal. Inst. d. Univ. Leipzig. Band VIII, Heft 2, Fig. 8 auf S. 91. Im Selbstverlag.
- Abb. 82: Forstwissensch. Centralblatt **58** (1936), Abb. 1 auf S. 108. Verl. Paul Parey, Berlin.
- Abb. 89: Die Naturwissenschaften **18** (1930), Fig. 2 auf S. 368. Verl. J. Springer, Berlin.
- Abb. 94: Forstwissensch. Centralblatt **56** (1934), Abb. 2 auf S. 359. Verl. Paul Parey, Berlin.
- Abb. 97: Gerl. Beitr. z. Geophysik **52** (1938), Fig. 4b auf S. 439. Akad. Verl.-Ges., Leipzig.
- Abb. 98: Beitr. z. Physik d. freien Atmosphäre **21** (1934), Fig. 16 auf S. 266. Akad. Verl.-Ges., Leipzig.
- Abb. 99: Forstwissensch. Centralblatt **49** (1927), Abb. 11 auf S. 919. Verl. Paul Parey, Berlin.
- Abb. 104: Ebenda **57** (1935), Abb. 1 auf S. 238.
- Abb. 105: Die Naturwissenschaften **21** (1933), Fig. 5 auf S. 135. Verl. J. Springer, Berlin.
- Abb. 110: Handb. d. Klimatologie, herausgegeben v. W. Köppen und R. Geiger, Band I, Fig. 13 auf S. D 26. Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- Abb. 112: Forstwissensch. Centralblatt **55** (1933), Abb. 1 auf S. 583. Verl. Paul Parey, Berlin.
- Abb. 115: Ebenda **55** (1933), Abb. 3 auf S. 744.
- Abb. 116: Ebenda **56** (1934), Abb. 1 auf S. 466.
- Abb. 117: Gerl. Beitr. z. Geophysik **52** (1938), Fig. 4a auf S. 439. Akad. Verl.-Ges., Leipzig.
- Abb. 124: Jahrb. f. wissensch. Botanik **84** (1937), Fig. 9 auf S. 697. Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- Abb. 125: Beihefte z. Botan. Centralblatt **52** (1934), Abt. B, Fig. 10 auf S. 359. Verl. C. Heinrich, Dresden.
- Abb. 142: Gerl. Beitr. z. Geophysik **49** (1937), Fig. 8 auf S. 422. Akad. Verl.-Ges., Leipzig.
- Abb. 146: Zeitschr. f. Forst- und Jagdwesen **72** (1940), Abb. 4 auf S. 157. Verl. J. Springer, Berlin.
- Abb. 150: Forstwissensch. Centralblatt **54** (1932), Abb. 28 auf S. 382. Verl. Paul Parey, Berlin.
- Abb. 151: Ebenda, Abb. 29 auf S. 383.
- Abb. 159: Veröff. d. Geophysikal. Inst. d. Univ. Leipzig. Band VI, Heft 3, Fig. 5 im Anhang. Im Selbstverlag.
- Abb. 168: Forstwissensch. Centralblatt **57** (1935), Abb. 2 auf S. 792. Verl. Paul Parey, Berlin.
- Abb. 170: K. Escherich, Die Termiten oder weißen Ameisen, 1909, Abb. 27 auf S. 82. Verl. Dr. Werner Klinkhardt, Leipzig.
- Abb. 171: Veröff. d. Geophysikal. Inst. d. Univ. Leipzig, Band VII, Heft 2, Fig. 4 auf der Tafel. Im Selbstverlag.
- Abb. 174: Ebenda, Band X, Abb. 4 auf S. 129.
- Abb. 175: Forstwissensch. Centralblatt **60** (1938), Abb. 10 auf S. 82. Verl. Paul Parey, Berlin.
- Abb. 178: Reichsamt für Wetterdienst. Wissensch. Abh., Band VI, Nr. 2 (1940), Abb. 55 auf S. 84. Verl. J. Springer, Berlin.
- Abb. 180: Ebenda, Abb. 198 auf Tafel 7.
- Abb. 181: Ebenda, Abb. 100 auf S. 178.