

DER JAHRESGANG DES MITTLEREN GEOGRAPHISCHEN HÖHENGRADIENTEN DER LUFTTEMPERATUR IN DEN VERSCHIEDENEN KLIMAGEBIETEN DER ERDE

Hermann Lautensach und Robert Bögel

Mit 24 Abbildungen

The mean vertical gradient of air temperature throughout the year in the different climatic regions of the world

Summary: The average vertical gradient of air temperature, like all other climatic elements, shows a variation throughout the year, its course running differently in the different climatic regions of the world. An investigation of this feature was suggested by *H. Lautensach* and carried out by *R. Bögel*, who made use of the data of 297 pairs of terrestrial weather stations on mountains throughout the world. Because of the all too great distance between two stations of a pair, auxiliary stations had frequently to be used. Wherever possible observation data of the free atmosphere were used for comparison. Nine types of annual variation of the vertical temperature gradient were found. Middle Europe is governed by the "normal" type where the maximum occurs in summer and the minimum during the winter. In the regions of subtropical climate with dry summers (*Köppen's* Cs climate) the Cs-Type, showing a summer minimum and a winter maximum, prevails. The type of the poles of coldness is characterised by negative values of the vertical temperature gradient, i. e. an increase of the monthly mean temperature with altitude. The origin and distribution of these types is explained by reference to the respective different properties of the "base layer" of the troposphere as they have become known from the investigations of *Schneider-Carius* in 1953. Since the average vertical gradient, regionally as well as seasonally, is subject to pronounced variations which, according to the data used, lie between $+1.16^{\circ}\text{C}$ and -1.84°C per 100 m., it will no longer be permissible to reduce mean temperatures to sea level everywhere and for every month simply by means of the usual amount of 0.5°C per 100 m. Rather is it necessary to differentiate the reduction factor regionally as well as seasonally, and the reduction of the annual variations of the monthly temperature to sea level must also be done accordingly.

Unter Höhengradient der Lufttemperatur (vertical temperature gradient oder lapse rate) versteht man den Betrag der Änderung der Lufttemperatur auf 100 m Höhendifferenz. Derselbe wird in dieser Arbeit in hundertstel Grad C (Zentigrad, Zg) angegeben und bei Temperaturabnahme mit der Höhe positiv, bei der selteneren Zunahme negativ gerechnet. Der geographische Höhengradient V (= vertikal) bezieht sich auf die Erdoberfläche, der aerologische (Vf) auf die Freie Atmosphäre. Ersterer wird aus den Messungen der Bodenstationen, letzterer aus solchen von Drachen, Flugzeugen oder Radiosonden durch Mittelbildung abgeleitet.

Noch heute ist die Auffassung verbreitet, der „normale“ geographische Höhengradient betrage 50—60 Zg/100 m. *Trewartha* (1, S. 28) gibt für den „normal lapse rate“ $3,6^{\circ}\text{F}/1000\text{ft}$ (= 66 Zg/100 m) an. Man hat sich daran gewöhnt, alle Temperaturmittelwerte mit dem Betrag von

50 Zg/100 m auf den Meeresspiegel zu reduzieren, um bei der Zeichnung von Isothermenkarten den Höhereinfluß auszuschalten, und manche Lehrbücher befürworten noch heute diese schematische Reduktionsweise (2, S. 120f., 176. 3, S. 174). Aber seit dem Erscheinen von *J. Hanns* Abhandlung über „die Wärmeabnahme mit der Höhe an der Erdoberfläche und ihre jährliche Periode“ i. J. 1870 (4) wissen wir, daß auch der mittlere geographische Höhengradient der Lufttemperatur einem Jahresgang unterworfen ist. In der 3. Auflage seines Handbuchs der Klimatologie aus dem Jahre 1908 (5, S. 216ff.) gibt *Hann* dann schon die Monatswerte der V für 9 Fälle aus Mitteleuropa und einen aus Nordamerika. Aus ihnen kann man entnehmen, daß der Jahresgang in diesen Gebieten ein Maximum im Sommer- und ein Minimum im Winterhalbjahr besitzt, und daß die Leeseite des Erzgebirges eine größere Jahresschwankung in diesem Gang besitzt als die Luvseite. Auch bringt er schon einzelne Beispiele aus den Tropen, aus denen hervorgeht, daß die Trockenzeiten größere V besitzen als die Regenzeiten. Diese Ausführungen *Hanns* sind von *Knoch* in die 4. Auflage (1932. 6, S. 236ff.) übernommen worden. Im gleichen Jahr 1908 hat *Hann* aber auch schon festgestellt, daß der Jahresgang von V im sommertrockenen Gebiet der Serra da Estrêla (Portugal) ein Sommerminimum besitzt (7). *Lautensach* (8, S. 73f. 9, S. 218) sowie seine Schüler *A. Peter* (10), *H. Neumann* (11) und *P. Kunow* (12) konnten diese Feststellung auf die ganze südliche Peripherie der Iberischen Halbinsel und auf Madeira ausdehnen. Das Lehrbuch von *Haurwitz* und *Austin* bringt 1944 (13, S. 40) gleich anderen Lehrbüchern (2, 3) zahlreiche Beispiele sehr verschiedener Jahresgänge aus allen möglichen Gebieten. Damit war die erdweite Bedeutung des Problems klar. *R. Bögel* (14) hat es auf Veranlassung von *Lautensach* in den letzten Jahren unter Heranziehung von 297 Stationspaaren untersucht. In seiner Schrift ist der Nachweis der Quellen voll enthalten, so daß auf diesen hier verzichtet werden kann.

Die Zahl der Höhenstationen auf der festen Erdoberfläche ist auch heute noch klein, und häufig sind die Beobachtungen kurzjährig oder gar lückenhaft. Es ist daher zunächst eine kritische Untersuchung des zeitlichen und räumlichen Stichprobencharakters des geographischen Höhengradienten notwendig. Diese ergibt, daß sowohl die zeitliche Stichprobenstreuung, bedingt durch ver-

schiedene Beobachtungsperioden der beiden Stationen eines Paares, wie auch die räumliche, bedingt durch die lokalklimatischen Verhältnisse, im allgemeinen Höhenstufen von der Größenordnung 1000 m erfordert. Damit wird eine Genauigkeit der einzelnen V von ± 10 Zg erreicht, wodurch der Typus des Jahresgangs in den meisten Klimagebieten sichergestellt ist. Bei einer Höhendifferenz von rd. 500 m beträgt die Unsicherheit ± 20 Zg. Bei einer Höhendifferenz von 1000 m genügen für Jahresgänge von mitteleuropäischem Typ 10 Jahre gleichzeitiger Temperaturbeobachtungen auf Basis- und Höhenstation in den kontinentaler bzw. äquatornäher gelegenen Räumen 3—5 Jahre. Stationspaare, die diesen Sicherheitsbedingungen nicht genügen, müssen somit ausgeschieden werden. Günstig bezüglich der Zahl der verwendbaren Stationspaare wirkt sich die Tatsache aus, daß die korrespondierenden Temperaturdifferenzen der Stationspaare eine kleinere mittlere Abweichung von ihrem Mittel aufweisen als die Temperaturmittel der beiden Stationen für sich.

Die Lage der Stationen ist natürlich vorgegeben. Sie lassen sich nicht auf Grund bestimmter Fragestellungen beliebig verschieben. Je weitmaschiger das Stationsnetz ist, desto geringer sind die Auswahlmöglichkeiten für die Stationspaare. Und immer muß bei der Verwertung ihrer Mittel die sicher nur in seltenen Fällen richtige Vorstellung supponiert werden, daß die Höhenänderung linear verläuft. Die Methoden, mit denen wir an die vielgestaltige Wirklichkeit herantreten, sind also notgedrungen bis auf jede absehbare Zeit noch primitiv.

Die mittlere Temperaturdifferenz t_1 einer Basis- und einer zugeordneten Höhenstation für einen beliebigen Monat des Jahres setzt sich aus einem vertikalen und einem horizontalen Glied zusammen. Bezeichnen wir den Höhengradienten, gemessen in Zg, wie oben vorgeschlagen, mit V, den Horizontalgradienten, bezogen auf 100 km geradliniger Entfernung der beiden Stationen, mit E, die Höhendifferenz, gemessen in m, mit h_1 und den Horizontalabstand in km mit s_1 , so ergibt sich:

$$t_1 = \frac{h_1 \cdot V}{100 \cdot 100} + \frac{s_1 \cdot E}{100}$$

Diese Gleichung enthält zwei Unbekannte, V und E, und genügt daher allein zur Bestimmung von V nur dann, wenn das zweite Glied vernachlässigt werden kann. Das ist i. a. möglich, wenn bei nicht zu großem E $s_1 \leq 20$ km ist. Für den Fall, daß diese Voraussetzung nicht gegeben ist, muß nach dem Vorgang von Lautensach (8, S. 73) ein Hilfspaar eingeführt werden. Die Höhendifferenz desselben sollte möglichst klein sein, und die geradlinige Verbindung sollte zu der des Hauptpaares möglichst parallel verlaufen. Für das Hilfspaar (2) gilt die gleiche Beziehung wie für das Hauptpaar:

$$t_2 = \frac{h_2 \cdot V}{100 \cdot 100} + \frac{s_2 \cdot E}{100}$$

Nunmehr existieren 2 Gleichungen, so daß V und E bestimmt werden können. Durch Elimination von E ergibt sich:

$$V = 10\,000 \cdot \frac{t_1 s_2 - t_2 s_1}{h_1 s_2 - h_2 s_1}$$

Der Nenner besitzt also einen für den Jahresgang des einzelnen Stationspaares konstanten Wert. Erst dieses Verfahren macht außerhalb der Tropen die Verwendung von Stationspaaren möglich, die mehr als 20 km Entfernung besitzen. Ein Drittel der 297 Stationspaare konnte nur mit Einführung von Hilfspaaren bearbeitet werden. Erst auf diese Weise ist daher eine einigermaßen befriedigende Untersuchung der ganzen festen Erdoberfläche möglich geworden.

Das Verfahren sei an dem klassisch gewordenen Beispiel Serra da Estréla (Penhas Douradas) — Coimbra erläutert ($h_1 = 1256$ m, $s_1 = 77$ km). Da s_1 größer als 20 km ist, muß ein Hilfspaar herangezogen werden. Die Wahl fiel auf Lissabon—Campo Maior ($h_2 = 186$ m, $s_2 = 182$ km). Die Temperaturangaben gelten für das Mittel 1901/1930 (15). Abb. 1 stellt die Lage dar. Die Verbindungslinien der beiden Stationspaare ver-

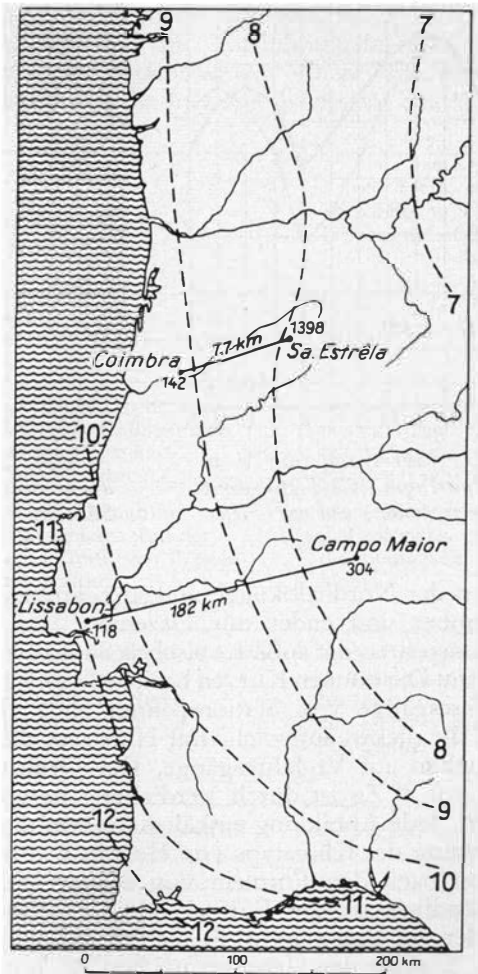


Abb. 1: Hauptstationspaar und Hilfspaar mit reduzierten Januarisothermen in Portugal.

laufen ungefähr parallel und gleichzeitig ungefähr senkrecht zu den ebenfalls eingetragenen, provisorisch mit dem Reduktionsfaktor $V = 50 \text{ Zg}$ gezeichneten Januarisothermen. Die Darstellung zeigt, daß die reduzierten Januartemperaturen Portugals in peripher-zentralem Sinn in ENE-Richtung abnehmen. Ohne Heranziehung des Hilfspaares würden die V für den Hochwinter also zu groß werden. Denn die horizontale Temperaturabnahme Coimbra-Estrêla wirkt dann in gleichem Sinn wie die vertikale. Im Hochsommer dagegen nimmt die reduzierte Durchschnittstemperatur gegen das Innere der Iberischen Halbinsel zu, und die V würden damit ohne Heranziehung des Hilfspaares zu klein ausfallen.

Das zeigt Abb. 2. Sie wie die meisten folgenden Abbildungen stellen den Jahresgang von V in Zg dar. Die Monatsfolge beginnt bei den Stations-

sieht deutlich, daß ohne Hilfspaar V im Hochwinter zu groß (Dezemberunterschied 7 Zg), im Hochsommer viel zu klein (Augustunterschied 13 Zg) wäre. Aber die charakteristischen beiden Maxima des Jahresgangs im Frühjahr und Herbst und die beiden Minima im Hochsommer und Hochwinter kommen selbst schon in der hilfspaarlosen Kurve heraus. Der Jahresgang ist also ein ungemein ausgeprägter. Es sei für ihn zunächst eine provisorische Erklärung gegeben. Im Hochsommer liegt Portugal unter dem Einfluß des Azorenhochs und ist daher wolken- und niederschlagsarm. Bei häufig sehr geringer Windbewegung ist die Einstrahlung oben und unten groß und die Temperaturabnahme mit der Höhe daher gering. Im Hochwinter wirkt das inneriberische Kältehoch in der Serra da Estrêla in dem gleichen Sinn, während in den Zwischenjahreszeiten regenbringende atlantische Zyкло-

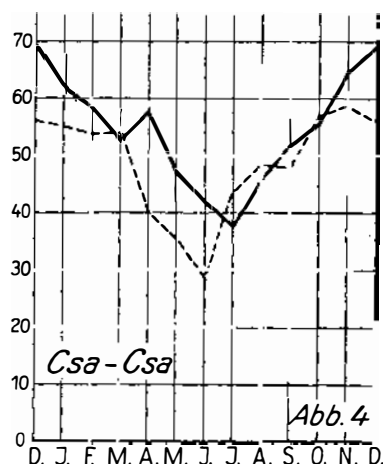
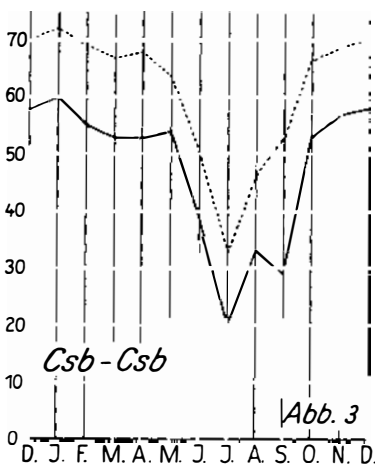
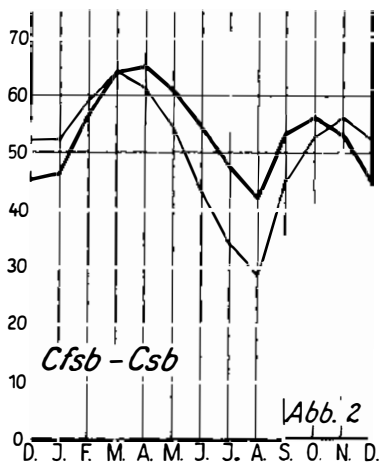


Abb. 2: Jahresgang von V in Mittelportugal (Cs-Typ) ohne Hilfspaar (dünn) und mit Hilfspaar (dick).

Abb. 3: Jahresgang von V auf der Nordseite (unten) und der Südseite (oben) der Insel Madeira (Cs-Typ).

Abb. 4: Jahresgang von V (ausgezogen) auf Sizilien und von V_f (gestrichelt) über Malta (Cs-Typ).

paaren der Nordhalbkugel und der Tropen mit Dezember und endet mit Dezember, bei den Stationspaaren der außertropischen Südhalbkugel mit Juni. Die dünnen Kurven beziehen sich auf die V -Jahresgänge von Stationspaaren ohne Hilfspaar, die dicken auf solche mit Hilfspaar, die gestrichelten auf V_f -Jahresgänge. Der Ordinatenwert von 0 Zg ist durch Verdickung hervorgehoben. Jede Abbildung enthält außerdem die Bezeichnung des Klimatyps von Höhen- wie Basisstation nach den Formeln von Köppen. Selbstverständlich ist die Formel der Höhenstation mit der der Basisstation oft nicht voll identisch. Abb. 2 zeigt den Jahresgang von V im Fall Estrêla-Coimbra sowohl ohne das Hilfspaar Lissabon-Campo Maior als auch mit ihm. Man

nen V -Werte erzeugen, die zwischen dem feucht- und dem trockenadiabatischen Grenzwert (ca. $50 \text{ bzw. } 100 \text{ Zg}$) liegen.

Wie schon Hann betont hat, besitzen Luv- und Leeseite des gleichen Gebirges verschiedene Werte von V . Das zeigt das Beispiel von Madeira (Abb. 3). Der 1861 m hohe, W-E verlaufende Kamm der Insel stellt sich der feuchten, kühlen Grundschicht des Nordost-Passats in den Weg. Die Nordseite besitzt daher in allen Monaten niedrigere Temperaturen als die Südseite, die oft unter Föhnwirkung steht. Die V der Nordseite (Arieiro 1610 m — Santana 425 m , $s = 10 \text{ km}$) sind daher stets kleiner als die der Südseite (Arieiro—Sanatório do Monte 380 m , $s = 7 \text{ km}$). Aber auch diese beiden Kurven zeigen

das charakteristische Minimum im Sommer. Für Arieiro—Santana beträgt dieses nur 20 Zg. Denn die Hochfläche des Arieiro liegt dann besonders oft über der Passatinversion (16. 9).

Es liegt nahe, den Jahresgang von V mit dem von Vf (Freie Atmosphäre) zu vergleichen. Allerdings ist dabei zu bedenken, daß die Jahresgänge von Vf auf einer viel kleineren Zahl von Messungen beruhen, die sich noch dazu oft nur auf einen einzigen Tagetermin beschränken. Auch stimmen die Perioden von vorliegenden Vf-Messungen nicht immer mit den zur Verfügung stehenden Perioden von V überein, und ebenso ist die örtliche Koinzidenz des Bodenstationspaares und der Station der Freiluftbeobachtungen meist nicht vollständig gegeben. Schließlich ist mit Einwirkungen des Erdbodens und des Reliefs auf die Temperaturwerte der Höhenstation zu rechnen, die in der Freien Atmosphäre fehlen. Eine vollständige Übereinstimmung der Monatswerte von V und Vf ist also nirgends zu erwarten. Aber es lohnt, in geeigneten Fällen die Frage zu prüfen, ob der Typus des Jahresgangs von V und Vf übereinstimmt. Abb. 4 gibt den V-Jahresgang des Stationspaares Cesaro (1100 m) und Raddusa

(300 m, $s = 40$ km) mit dem Hilfspaar Raddusa-Tindari (Sizilien, Periode 1926/35) und gleichzeitig den Vf-Jahresgang über Malta bis zur Höhe von 850 mb (rd. 1500 m) auf Grund mehrerer täglicher Radiosondenaufstiege der Jahre 1946—50. Beide Kurven zeigen das charakteristische Minimum im Sommer, wenn auch die V-Werte in den meisten Monaten größer sind als die Vf-Werte. Für die Wintermonate dürfte das darauf beruhen, daß die Höhenstation Cesaro in ihnen eine kräftige Bodenausstrahlung besitzt, und daß dann eine weniger stabile Schichtung herrscht, für die Sommermonate daran, daß die 850 mb-Fläche dann oberhalb der Etesieninversion liegt.

K. Schneider-Carius (17) hat den Beweis geliefert, daß der unterste Teil der Troposphäre aus einer besonderen Grundschicht besteht, die durch eine Inversionsschicht, die Peppause, gegen die höheren Teile der Troposphäre abgesetzt ist. Er unterscheidet 6 Haupttypen im vertikalen Aufbau der Grundschicht, die sich gleichzeitig durch die Höhenlage und die Ausbildungsintensität der Peppause unterscheiden. Diese Haupttypen werden durch die folgende Übersicht charakterisiert:

Typ der Grundschicht	Peppause		Verbreitungsmöglichkeit	Werte des Höhengradienten
	ungefähre Höhenlage in m über dem Boden	Ausbildungsart der Inversion		
A Boden-inversionstyp	0—1500	sehr stark, mitunter in Stufen	während der winterlichen Antizyklogen in den mittleren und höheren Breiten, Polargebiete	negativ
B Hochnebeltyp	800—1300	stark	im Nordpolargebiet im Sommer, in mittleren Breiten bei Mischungs- und Hochnebel über Festland (Winter) und Meer (Sommer)	bis z. Untergrenze d. Peppause mittelgroß, diese eingeschlossen sehr klein
C Normaltyp	1000—1500	stark	in allen Breiten mit Ausnahme des inneren Polargebietes und der inneren Tropen, in mittleren Breiten im Winter, nach Kaltlufterinbrüchen in allen Jahreszeiten	bis z. Untergrenze d. Peppause groß, diese eingeschl. klein
D Konvektionstyp		noch stark bis schwächer	in mittleren Breiten besonders i. Sommer, im Passatbereich ständig in den wechselfeuchten Tropen in den Trockenzeiten	bis z. Untergrenze d. Peppause groß bis sehr groß, diese eingeschl. wesentlich kleiner
D ₁ ohne Quellbewölkung	Untergrenze zw. < 500 u. 2000			
D ₂ mit Quellbewölkung	1300—2200			
E Böenwettertyp	3000 u. mehr	schwach bis fehlend	in mittleren und niedrigen Breiten zu Zeiten verstärkter Konvektion (Regenzeiten)	mittelgroß
F Auflösungstyp	nicht vorhanden	fehlend		mittelgroß bis klein
F ₁ Gewittertyp			in den mittleren und niedrigen Breiten, auch in den Volltropen	
F ₂ Regenwettertyp			in den großen Regengebieten aller Breiten außerhalb der Tropen	

Die Höhenstationen liegen also teils unter, teils in, teils über der Peplopause. Die Werte des Höhengradienten wechseln daher mit dieser Lage der Station zur Peplopause und gleichzeitig mit dem Typ der Grundschicht. Der Jahresgang der V-Werte hängt damit von dem jahreszeitlichen Wechsel der vorherrschenden Grundschichttypen ab.

Alle bisher gegebenen Beispiele von V- und Vf-Jahresgängen entstammen dem Bereich des Cs-Klimas (*Köppen*). Ihnen allen ist das ausge-

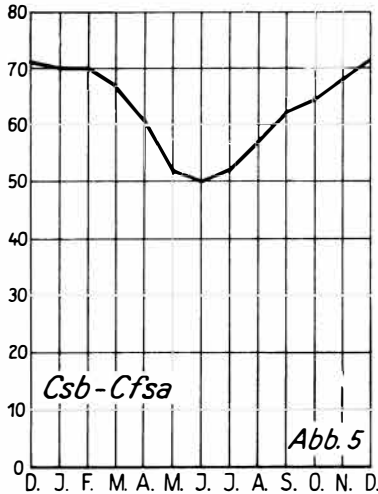


Abb. 5: Jahresgang von V in der Provence (Cs-Typ).

(14, S. 24). Im S reicht derselbe etwas in den BS-Raum *Köppens* hinein. Auf den südeuropäischen Halbinseln fehlt er an den Ostseiten sowie im Innern. Dort sind im Bereich der Basisstationen im Winter Kaltluftvorstöße bzw. stationäre Kaltluftseen entwickelt, die kleine V-Werte erzeugen, während im Sommer über dem Kern der Iberischen Halbinsel eine eigenständige Grundschicht mit hohen V-Werten existiert.

Im Bereich des Cs-Klimas von Mittelchile tritt ebenfalls der Cs-Typ des V-Jahresganges auf. Das zeigt das Stationspaar Lonquimay (970 m) —

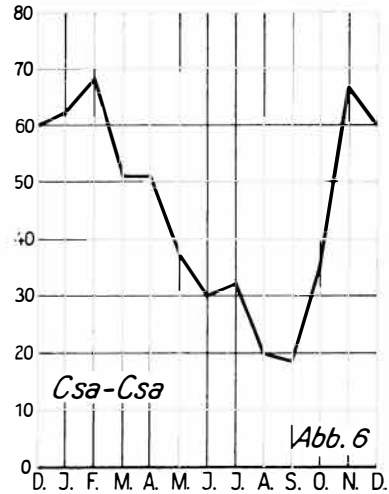


Abb. 6: Jahresgang von V in Südanatolien (Cs-Typ).

prägte Sommerminimum des Höhengradienten gemeinsam. Dieses erklärt sich daraus, daß die Höhenstationen dann schon oberhalb der Grenze der Grundschicht (Normaltyp oder Konvektionstyp) liegen, so daß die Temperaturinversion die V-Werte erniedrigt, während im niederschlagsreichen Winterhalbjahr der Böenwetter- oder Auflösungstyp herrscht, bei denen die Inversion der Peplopause sehr hoch liegt bzw. aufgelöst ist.

Bögel (14) hat gezeigt, daß sehr große Teile des zirkummediterranen Bereiches des Cs-Klimas diesen V-Typ mit Sommerminimum besitzen. Wir nennen daher auch ihn den Cs-Typ. Es sei hier noch je ein Beispiel aus der Provence (Abb. 5, Andon 1280 m — Grasse 325 m, $s = 20$ km, mit Hilfspar St. Raphael—Draguignan) und aus Südanatolien (Abb. 6, Nigde 1190 m — Adana 25 m, $s = 120$ km, mit Hilfspar Maraş—Kayseri) gegeben. Im Beispiel Andon-Grasse sinkt das Minimum des Juli nur bis auf 50 Zg, eine Folge der Tatsache, daß das Stationspaar am Nordrand des Cs-Klimabereiches liegt.

Abb. 7 zeigt die Verbreitung des Cs-Typs der V-Jahresgänge im Mittelmeergebiet nach Bögel

Traiguen (177 m, $s = 30$ km), mit Hilfspar Punta Galera—Frutillar (Abb. 8). Diese sehr niedrigen Sommerwerte, die bis auf 26 Zg herabgehen, sind vermutlich ebenso zu erklären wie im westlichen Mittelmeergebiet, d. h. durch eine niedrige Lage der Passatinversion, deren Auswirkung hier für die Basisstation noch durch den Einfluß des kalten Humboldtstromes verstärkt wird. Die hohen Winterwerte (bis 77 Zg) gehen auf die Wirkung der Frontalzone mit ihren Regengüssen (Böenwetter- und Auflösungstyp der Grund-

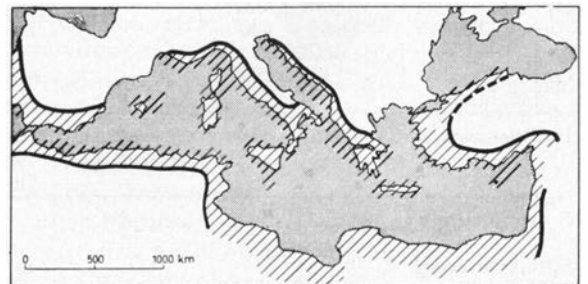


Abb. 7: Verbreitung des Cs-Typs der V-Jahresgänge im Mittelmeergebiet.

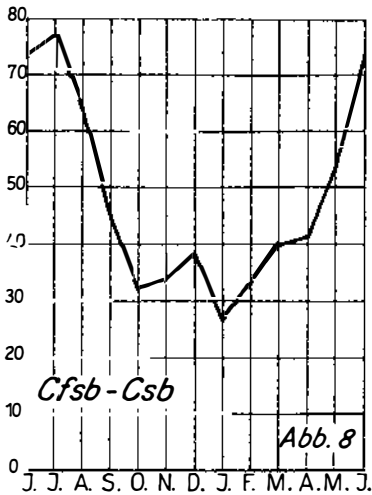


Abb. 8: Jahresgang von V in Süd-Mittelchile (Cs-Typ).

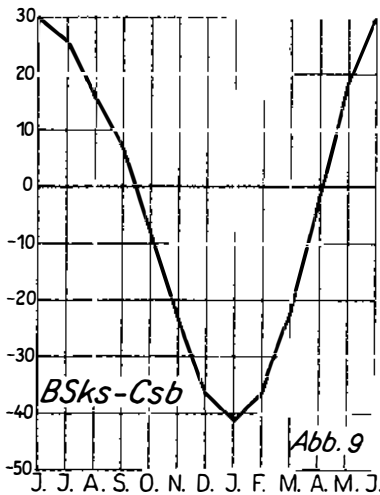


Abb. 9: Jahresgang von V (ausgeglichen) in Nord-Mittelchile (Cs-Typ).

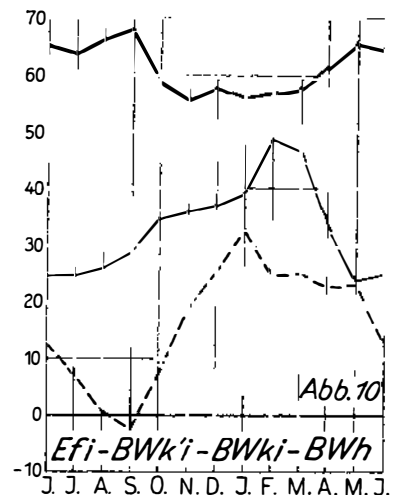


Abb. 10: Jahresgang von V bei 3 verketteten Stationspaaren in Süd-Peru (obere Kurve: El Misti-Arequipa, mittlere: Arequipa-La Joya, untere: La Joya-Mollendo, BW-Küstentyp).

schicht) zurück. Noch wesentlich stärker ist die sommerliche Wirkung des Humboldtstromes beim Stationspaar Los Andes (816 m) — Valparaiso (41 m, $s = 100$ km), mit Hilfspaar Valparaiso/San Fernando — Mendoza (Abb. 9). Hier ist V den ganzen Sommer über, von Oktober bis April, negativ, mit Werten bis zu -41 Zg!

Ähnliches wie über Mittelchile läßt sich über Mittel- und Südkalifornien sagen. Auch hier wird V im Sommer unter dem Einfluß der kalten Küstenströmung bei Los Angeles negativ, bei San Francisco gleich 0. Am Südende Afrikas setzt sich der Cs-Typ der V-Werte erst ab rd. 1000 m Meereshöhe durch, reicht aber andererseits in die angrenzenden Räume mit Cf- und Cw-Klima hinein. Es liegt das daran, daß die Peplopause hier im Sommer eine größere Höhe hat (1000—2000 m) und weniger kräftig entwickelt ist als im Mittelmeergebiet. In den australischen Bereichen mit Cs-Klima fehlt es bisher an geeigneten Stationspaaren. Aber auch hier finden sich östlich dieser Gebiete im Passatbereich Höhenstufen, in denen der V- wie der Vf-Gang Sommerminima aufweisen.

Das Köppensche BS-Klima besitzt nach den Feststellungen von Bögel keinen eigenen V-Typ. Seine Bereiche sind vielmehr auf andere Typen aufgeteilt. Zu diesen gehören nicht nur der Cs-Typ (s. o.), sondern auch die beiden BW-Typen, der BW-Küstentyp und der BW-Zentraltyp. Ersterer entwickelt sich räumlich und genetisch aus den Cs-Typen bei einem äquatorwärtigen Gang, findet sich somit an den Westseiten der Konti-

nente in den niedrigeren Breiten mit kalten Strömungen und Auftriebwasser vor den Küsten. Der sommerliche Charakter der Grundsicht des Cs-Typs mit niedrig gelegener Peplopause dehnt sich hier auf das ganze Jahr aus, und der Normaltyp der Grundsicht wird zum Hochnebeltyp und Bodeninversionstyp. Die Schichtung ist sehr stabil, so daß für Konvektionsbewegungen nur geringe Möglichkeiten existieren. Die Karte, die v. Ficker für die Topographie der Passatinversion über dem Atlantischen Ozean gibt (16, S. 7), zeichnet die Höhe des Inversionsbeginns an der Westküste Afrikas zwischen Kap Blanco und Kap Verde einerseits, Lüderitzbucht und Loango andererseits in weniger als 500 m Höhe. Die V des BW-Küstentyps sind daher das ganze Jahr über klein. Das zeigt Abb. 10. Von den 4 untereinander gelegenen südperuanischen Stationen El Misti (5850 m), Arequipa (2301 m), La Joya (1262 m) und Mollendo (24 m) sind in ihr je 2 zu einem Paar verbunden, so daß die Jahresgänge von V in 3 Kurven dargestellt sind, die den Höhenwandel des Jahresganges zeigen. Die untere Kurve gibt die stets kleinen Werte von V in der untersten Schicht wieder (BW-Küstentyp). Die obere bezieht sich auf das oberste Stationspaar. Die Höhenstufe über 2300 m am Westabhang der Anden weist nach ihr einen umgekehrten Jahresgang auf, mit stets hohen V-Werten, vermutlich infolge dynamischer Absinkbewegungen über der Peplopause. Die mittlere Kurve zeigt wie die untere das Maximum im Sommer, besitzt aber verständlicherweise stets höhere Werte als jene.

Der BW-Zentraltyp charakterisiert die BWh-Klimate der tropischen Zentralwüsten. Infolge der starken trockenadiabatischen Konvektion und hochgelegener, doch wirksamer Peplopause sind die *V*-Werte das ganze Jahr über groß. Das Maximum liegt im Sommer, in dem der Konvektionstyp ohne Quellbewölkung herrscht, während der Winter wegen der Bodenabkühlung das Minimum bringt. Das zeigt Abb. 11: Stationspaar Djelfa (1156 m) — Uled Djellal (196 m, *s* = 160 km), mit Hilfspaar El Ued—Uled Djellal in Südalgerien. Das Minimum (55 Zg) liegt hier im Februar, zwei Maxima (86 bzw. 90 Zg) im Mai und September. Beim Stationspaar Alpine (2438 Meter) — Clifton (1056 m, *s* = 90 km) mit Hilfspaar Douglas Smelter—Clifton (Ostgrenze von Arizona, Abb. 12) steigen die *V*-Werte in den 7 Monaten von April bis Oktober sogar zu überadiabatischen Größen. Wie *Lautensach* 1952 gelegentlich der Transcontinental Excursion des Internationalen Geographen-Kongresses zu Washington feststellte, treten hier im Hochsommer weitverbreitete Bodenüberhitzungen ein, die zu Luftspiegelungen führen. Diese dürften die Ursache der überadiabatischen Gradientenwerte sein.

Das Stationspaar Sanaa (2350 m) — Kamaran Island (7 m, *s* = 170 km) liegt mit der Höhenstation im BS-, mit der Basisstation im BW-Klima (Abb. 13). Dazwischen aber schaltet sich in mitt-

lerer Höhe ein Streifen von Aw-Klima (18). Das weist schon darauf hin, daß der *V*-Gang dieses 2350 m betragenden Höhenunterschiedes durch Schichten verschiedenen Typs kompliziert wird. Wie Abb. 13 zeigt, ist der *Vf*-Gang über Aden bis zur Höhe von 800 mb (rd. 2100 m) mit dem *V*-Gang unseres Stationspaares weitgehend identisch. Beide besitzen das Minimum im März, das Maximum im November. Man kann die nach mb-Stufen vorliegenden *Vf*-Werte von Aden daher als repräsentativ für die Schichtung der Atmosphäre im Raum Kamaran-Sanaa betrachten. Die *Vf* von Aden weisen in der Stufe vom Boden bis 850 mb (1500 m) ein ausgeprägtes Sommerminimum, in der von 850—700 mb ein ausgeprägtes Winterminimum auf. Daraus läßt sich schließen, daß die Peplopause im Sommer unter 1500 m, im Winter weit höher liegt. Diese hohe winterliche Lage ist eine Eigenschaft des Aw-Klimas.

Die Af-Klimate liegen das ganze Jahr über, die Aw-Klimate während der sommerlichen Regenzeit im Bereich des äquatorialen Westwindgürtels. In ihm ist der Böenwettertyp entwickelt, in dem die Grundsicht auf 3 km und mehr anschwillt, oder der Gewittertyp, in dem die Peplopause aufgelöst ist. Wegen der intensiven Kondensation sind die Höhengradienten bei beiden Grund-

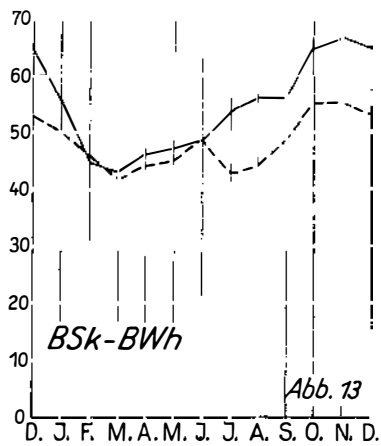
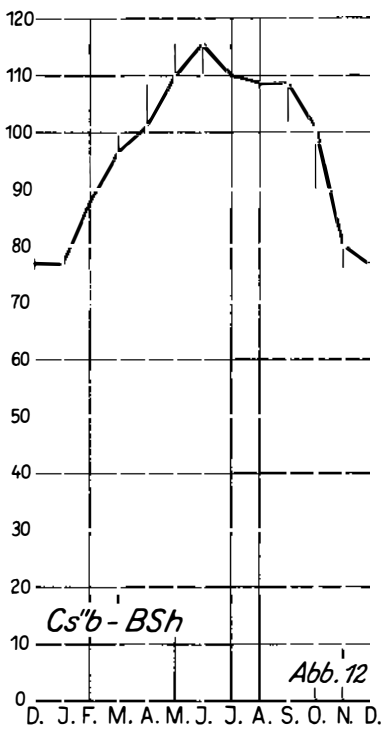
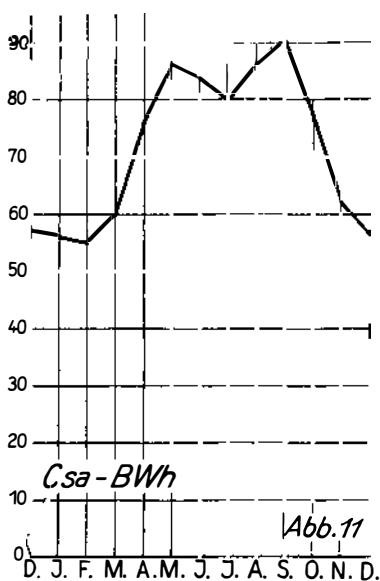


Abb. 11: Jahresgang von *V* in Südalgerien (BW-Zentraltyp).

Abb. 12: Jahresgang von *V* in Ost-Arizona (BW-Zentraltyp).

Abb. 13: Jahresgang von *V* (ausgezogen) in Südarabien und *Vf* (gestrichelt) über Aden (Überschichtung von 2 Typen).

schichttypen nicht sehr groß und übertreffen den feuchtadiabatischen Grenzwert oft nur wenig. Der Af-Typ des V-Jahresganges zeigt verständlicherweise nur sehr geringe Jahresveränderungen von V. Das sei durch das Stationspaar Bogotá (2660 m) — Andagoya (76 m) gezeigt (Abb. 14). Trotz der Entfernung von 300 km kann man hier ohne Hilfspaar auskommen, da die E im Af-Klima stets klein sind. Die V halten sich in diesem Beispiel eng um den Wert 50 Zg. Die Jahresschwankung beträgt nach der Rechnung nur 3 Zg, aber selbstverständlich kann dieser Wert nicht sicher verbürgt werden. Wo innerhalb der Af-

Die Osthälfte der vorderindischen Halbinsel gehört größtenteils noch zum Aw-Klima Köppens. P. Jagannathan (19) hat durch eine Ausgleichsrechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate die mittleren monatlichen V-Werte für die vier Abschnitte berechnet, in die er, allerdings recht schematisch, Vorderindien durch den Wendekreis und den 78. Längengrad, die NS-Achse der Halbinsel, eingeteilt hat. Abb. 17 gibt nach ihm den V-Gang für den Südostsektor auf Grund der Werte von 40 Stationen wieder. Den höchsten Wert erreicht V mit 76 Zg im Mai, unmittelbar vor dem Ausbruch des Sommermon-

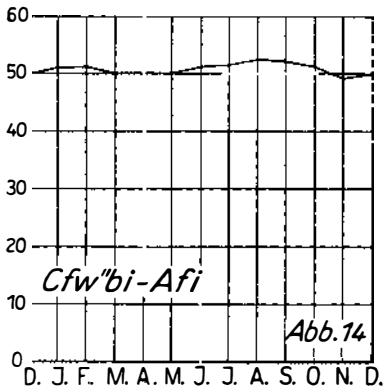


Abb. 14: Jahresgang von V in Kolumbien (Af-Typ).

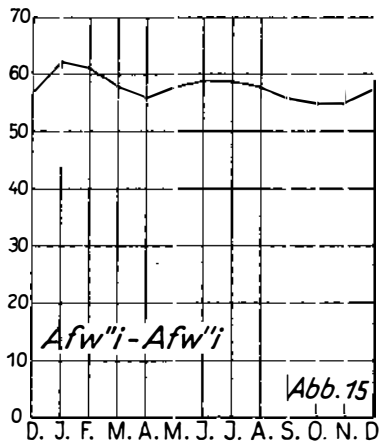


Abb. 15: Jahresgang von V in Südwest-Sumatra (Af-Typ).

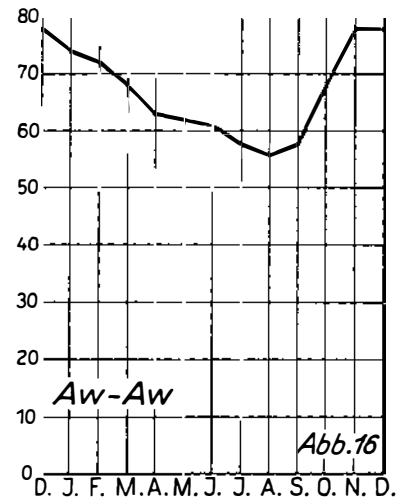


Abb. 16: Jahresgang von V in Togo (Aw-Typ).

Klimate etwas größere Schwankungen des V-Ganges auftreten, da entsprechen sie dem Jahresgang der Niederschlagshöhe, in dem Sinn, daß Monaten mit relativ geringen Niederschlägen höhere V-Werte zugeordnet sind, da in ihnen der Konvektionstyp zeitweilig an die Stelle des Böenwettertyps tritt. Ein Beispiel bietet das Paar Fort de Kock (920 m) — Padang (7 m, s = 70 km) in Südwest-Sumatra (Abb. 15).

Das Aw-Klima Köppens ist in der Regenzeit durch den Böenwetter- oder Gewittertyp, in der Trockenzeit durch den Konvektionstyp der Grundsicht gekennzeichnet. Letzterer besitzt größere Werte von V, so daß der Jahresrhythmus von Regen- und Trockenzeit im Bild des V-Ganges deutlich hervortritt. Das zeigt Abb. 16 an einem Beispiel aus Togo: Amedschowe (770 m) — Sebe (5 m, s = 70 km), mit Hilfspaar Misahöhe—Bismarckburg. Es existiert also auch ein besonderer Aw-Typ des V-Ganges, der polwärts die Grenzen des Aw-Klimas allerdings meist nicht erreicht.

suns, wenn die Basisstationen ihre größte Erhitzung aufweisen. In der Zeit der hochsommerlichen Monsunregen fällt V auf 66 Zg. Denn der Sommermonsun gehört zur äquatorialen Westwindzone, in der, wie schon gesagt, der Gewitter- und nachfolgend der Böenwettertyp mit ihren relativ kleinen V-Werten entwickelt sind und hier in sehr große Höhen hinaufreichen. In der nachmonsunischen Trockenzeit wächst V wieder, um zur Zeit des hier im Küstensaum ebenfalls Niederschläge bringenden Wintermonsuns zum Minimum von 47 Zg abzusinken.

Im kühlgemäßigten Klima Cf treten bei den Basisstationen winterliche strahlungsbedingte Bodeninversionen auf, die erniedrigend auf die V-Werte wirken müssen (Inversionstyp der Grundsicht). Im „Normaltyp“ der V-Jahresgänge stellen sich also ausgeprägte winterliche Minima ein. Abb. 18 zeigt das deutlich. Dieselbe stellt das Stationspaar Brocken (1142 m) — Wasserleben-Schmatzfeld (154 m, s = 20 km) dar. Auf den winterlichen Inversionstyp folgt im

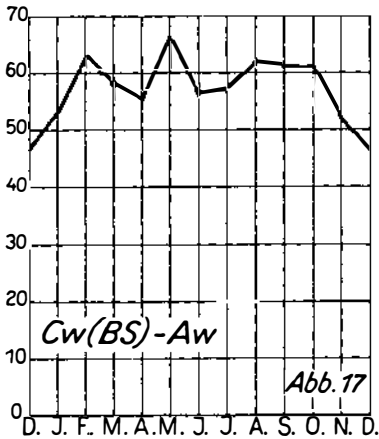


Abb. 17: Jahresgang von V im südöstlichen Teil von Vorderindien (Aw-Typ).

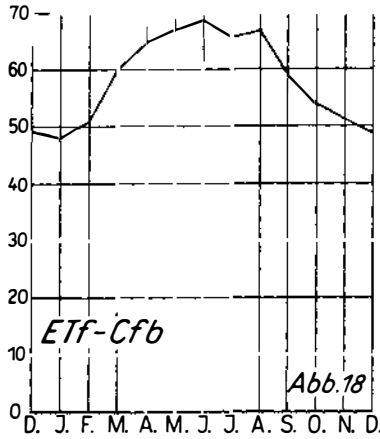


Abb. 18: Jahresgang von V in Norddeutschland (Normaltyp).

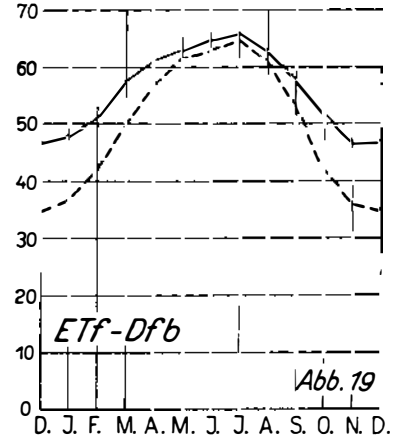


Abb. 19: Jahresgang von V (ausgezogen) in Süddeutschland und Vf (gestrichelt) über München (Normaltyp).

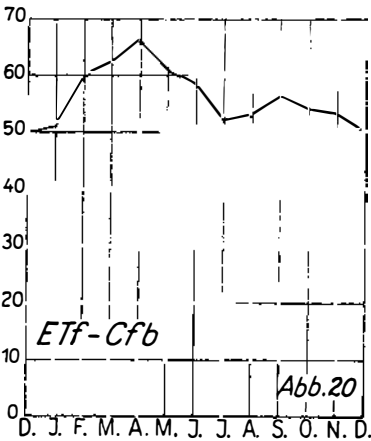


Abb. 20: Jahresgang von V in den Westpyrenäen (maritime Abart des Normaltyps).

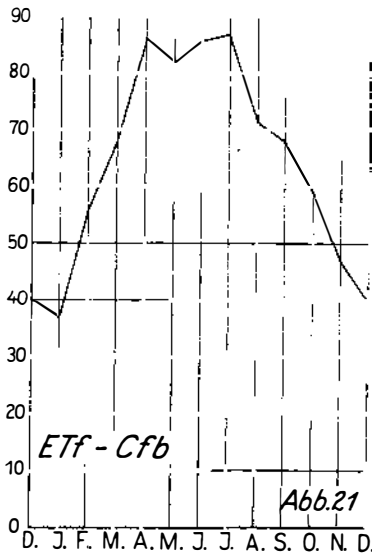


Fig. 21: Jahresgang von V in den Westalpen (Normaltyp).

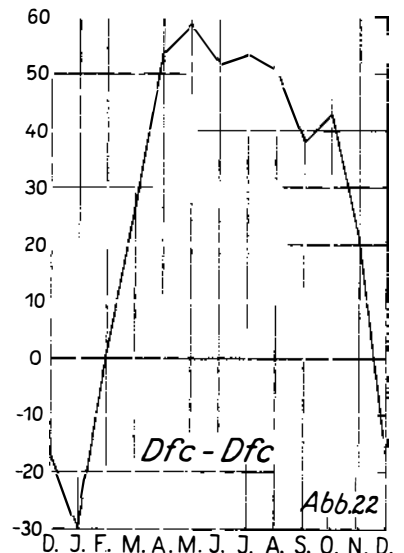


Abb. 22: Jahresgang von V in Alaska (Kältepoltyp).

Frühjahr bei den häufigen Kaltlufteinbrüchen der labile Böenwettertyp, der die V-Werte etwas ansteigen läßt. Nach dem Durchzug jedes Tiefs bringt das Zwischenhoch den Normaltyp der Grundsicht, dem noch stattlichere V eigen sind. Im Sommer herrscht darauf der Konvektionstyp mit oder ohne Quellwolken vor. Die schwächer ausgebildete Peplopause liegt dann im Mittel hoch, so daß V nicht klein werden kann. Der V-Gang unseres Beispiels zeigt daher das typische Sommermaximum des Jahresgangs.

Dieser „Normaltyp“ des V-Jahresgangs tritt im Bereich der C-, D- und E-Klimate der festen Erdoberfläche, natürlich mit Ausnahme der Cs-

und Ds-Klimate, auf. Nach dem eben Gesagten ist er eng mit der jahreszeitlichen Entwicklung der Grundsichtstypen verknüpft. Es versteht sich daher von selbst, daß er auch in der Freien Atmosphäre herrschen muß. Das zeigt Abb. 19, in der dem V-Gang Zugspitze (2962 m) — Hohenpeißenberg (994 m) der Vf-Gang in der Atmosphäre über München bis 3000 m Höhe gegenübergestellt wird. Die V sind im Winter allerdings größer als die Vf. Denn die Gipfel und Hochflächen sind dann allgemein infolge der Ausstrahlung und des adiabatischen, durch das Relief erzwungenen Aufstiegs der Luft kälter als die Freie Atmosphäre in gleicher Höhe.

In Schottland und Frankreich, vermutlich auch in Irland und England, tritt eine Abart des Normaltyps auf, bei der das Maximum des V-Gangs ins Frühjahr, die Zeit des Böenwetters, fällt, während der Konvektionstyp des Sommers im westeuropäischen Seeklima seltener ist. Dieses Frühjahrsmaximum zeigt das Beispiel von Abb. 20: Pic du Midi (2859 m) — Bagnères de Bigorre (547 m, $s = 10$ km). Das in diesem Jahresgang auftretende hochsommerliche sekundäre Minimum verrät die Nähe der Verbreitung des Cs-Typs. Reicht das Azorenhoch doch allsommerlich mitunter bis in die Pyrenäen nach N vor.

Ein westalpines Beispiel gibt Abb. 21: St. Gotthard (2103 m) — Faido (759 m, $s = 20$ km). Die Pyramide des Normaltyps ist hier hoch aufgebaut. Das winterliche Minimum hat wegen der Bodeninversionen im Tessintal einen sehr niedrigen Wert. Die hohen Sommerwerte verraten den kontinentalen Charakter der Zentralalpen (Konvektions- und Auflösungstyp der Grundschicht). Auch wirkt dann auf dem St. Gotthard die Nähe ausdauernder Schneeflächen erniedrigend auf die Sommertemperaturen (*Hann* 5, S. 216f.).

In Eurasien und Nordamerika werden die winterlichen V-Minima polwärts immer niedriger. Schließlich erhalten sie infolge der ungemein stark ausgeprägten Bodeninversionen negative Werte. Dieser Typ, dessen Hauptgebiete aus Abb. 24 zu ersehen sind, besitzt in manchen mitteleuropäischen Hochgebirgsbecken, so dem Klagenfurter (V im Jan. -16 Zg), Vorläufer in seiner Verbreitung. Als Beispiel aus Alaska ist in Abb. 22 das Doppelpaar: McKinley Park (638 m) / Summit (688 m) — Nenana (108 m) / Talkeetna AP (105 m, $s = 30$ km) gegeben. V sinkt im Januar auf -30 Zg und steigt im Hochsommer bis $+59$ Zg.

Das Großartigste aber, was im Bereich der Jahresgänge der V-Werte auftritt, bietet Ostsibirien im Bereich der extrem kalten winterlichen Luftseen seiner Becken, d. h. des sogenannten sibirischen Kältepoles. Abb. 23 stellt den V-Gang des Stationspaares Semenowsches Bergwerk (1020 m) — Werchojansk (100 m) / Jakutsk (108 m) und gleichzeitig den Vf-Gang der Freien Atmosphäre über Jakutsk bis 1000 m Höhe dar. Die V steigen von -184 Zg im Dezember bis auf $+81$ Zg im Mai und Juni. Der Vf-Gang spiegelt diese enorme Jahresschwankung abgeschwächt wider. In Ostsibirien sind also die Hochflächen im Winter etwas weniger kalt und im Sommer kühler als die Freie Atmosphäre in gleicher Höhe.

Die bisher wenigen aerologischen Aufstiege am Rande des Antarktischen Kontinents machen es wahrscheinlich, daß auch dort der V-Gang

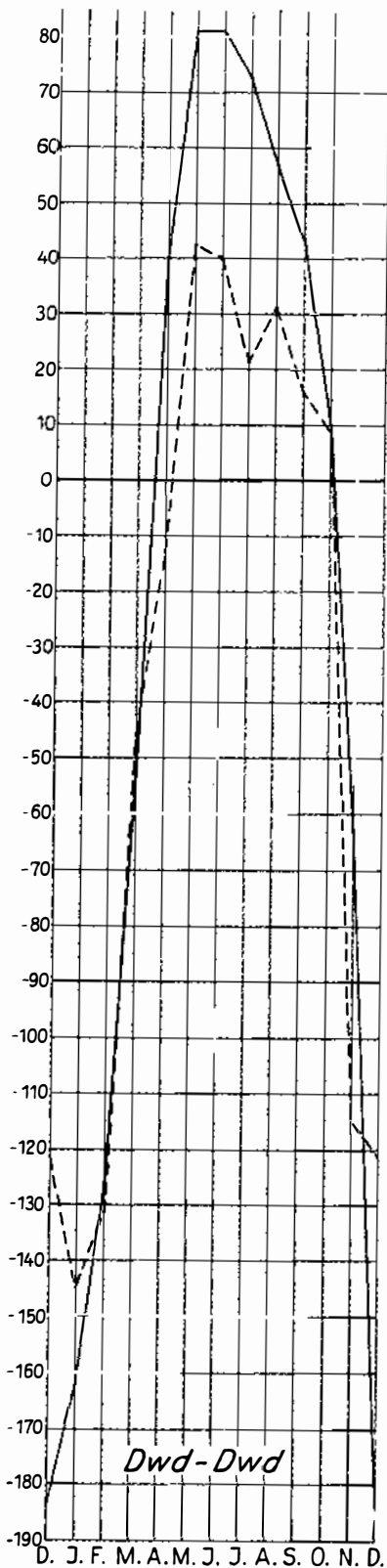


Abb. 23: Jahresgang von V (ausgezogen) in Ostsibirien und Vf (gestrichelt) über Jakutsk (Kältepoltyp).

der untersten Höhenstufe einen großen Teil des Jahres über, ja vielleicht teilweise ständig, negative Werte besitzt.

In der folgenden Tabelle geben wir eine Übersicht über die Typen der V-Jahresgänge der untersten 1-km-Stufe über Flach- und Talgrund, so, wie sie in dem vorstehenden Gang über die Erdoberfläche entwickelt worden sind.

Wüstentyp. In den gemäßigten Breiten kommt ein solcher in der maritimen Abart des Normaltyps und in der Tatsache zum Ausdruck, daß infolge zunehmender Kontinentalität die winterlichen V-Werte gegen das Innere zu immer kleiner werden. Auf der Nordhalbkugel führt diese peripher-zentrale Abnahme schließlich zu winterlich negativen Werten von V. Endlich existiert auch ein Höhenwandel in den Jahresgängen

Norm des V-Jahresgangs	Möglichkeit des charakteristischen Vorkommens	V-Maximum		V-Minimum	
		Jahreszeit	Größenordnung in Zg/100 m	Jahreszeit	Größenordnung in Zg/100 m
Af-Typ	Af- u. Am-Klima	Monate geringeren Niederschlags	> 50	Monate mit großen Niederschlagshöhen	≧ 50
Aw-Typ	Aw-Klima	Trockenzeit	> 60	Regenzeit	≧ 45
BW-Küstentyp	Küstenwüsten an den Westseiten der Kontinente in den Tropen und Subtropen	vorwiegend Sommerhalbjahr	< 40	vorwiegend Winterhalbjahr	≧ 20
BW-Zentraltyp	heiße Inlandwüsten d. Tropen u. Subtropen	Sommerhalbjahr	≧ 80	Winterhalbjahr	> 50
Cs-Typ	sommertrockene Klimate d. Subtropen	Winterhalbjahr	> 50	Sommerhalbjahr	< 50
Normaltyp	winterkühle bzw. -kalte Klimate d. gemäßigten Breiten	Sommerhalbjahr	≧ 60	Winterhalbjahr	< 50 > 0
Maritime Abart des Normaltyps	Westküstensäume der gemäßigten Breiten	Frühling	> 50	Winter	≦ 50 > 0
Kältepoltyp	Räume um die Kältepole d. Nordhalbkugel	Sommerhalbjahr	> 50	Winterhalbjahr	< 0
Polartyp	Eiskappen der polaren Festländer	Sommerhalbjahr	≧ 0	Winterhalbjahr	< 0

Der planetarische Wandel Äquator-Pol im Typ der V-Jahresgänge, der dieser Übersicht zu entnehmen ist, tritt ebenso auf der Weltkarte von Abb. 24 hervor. Zu ihm gesellt sich ein westöstlicher Gegensatz. Der BW-Küstentyp und der Cs-Typ existieren nur auf den Westseiten der Kontinente. Auf den Ostseiten herrscht der Normaltyp, der sich hier in den winterkühlen Breiten durch besonders niedrige Werte der Winterminima heraushebt. Ein kleiner westöstlicher Gegensatz in der Verbreitung des Cs-Typs und des Normaltyps ist, wie schon betont worden ist (Abb. 7), jeweils auf den beiden Seiten der südeuropäischen Halbinseln entwickelt. Sicher lassen sich bei einer Verdichtung der Stationsnetze weitere Beispiele für einen solchen kleinen ost-westlichen Gegensatz finden. Ein peripher-zentraler Wandel äußert sich in den Tropen-Subtropen im Übergang vom Küsten- zum Zentral-

von V. Wie schon hervorgehoben, kommt ein solcher deutlich beim Aw-, BW-Küsten- und Cs-Typ zur Entwicklung, bei denen in höher liegenden Höhenstufen die Jahresgänge entgegengesetzt verlaufen (Abb. 10). Alles in allem zeigt die räumliche Veränderung der Jahresgänge des geographischen Höhengradienten die 4 Kategorien des Geographischen Formenwandels, die *Lautensach* aufgestellt hat (20).

Der geographische Höhengradient der Lufttemperatur besitzt somit räumlich wie jahreszeitlich sehr unterschiedliche Werte. Er ist weit davon entfernt, ständig und überall 50 Zg zu betragen. Die von *Bögel* errechneten Extremwerte sind -184 und $+116$ Zg. Dieser Tatsache sollte man künftig bei der Reduktion von Temperaturmitteln auf den Meeresspiegel Rechnung tragen. Die Gradientenwerte, mit denen man re-

duziert, müssen also räumlich wie zeitlich differenziert werden. In manchen Hochgebirgen, so am Westabfall der süd- wie nordamerikanischen Kordilleren sowie in den Räumen der Kältepole ist allerdings, wie unsere Ausführungen gezeigt haben, wegen der schnellen Veränderung der E-Werte und der Übereinanderlagerung von Höhenschichten verschiedener Typen eine jede Reduktion sehr problematisch. Es wäre zum Beispiel absurd, die Dezembertemperatur der

sommerlichen Minimum des Gradienten entsteht dadurch eine Verkleinerung, bei solchen mit einem winterlichen Minimum eine Vergrößerung der Amplitude. Bezeichnet man mit A die rohe, mit A_0 die reduzierte Amplitude, mit a den Monat des Maximums der Mitteltemperatur, mit b den des Minimums, so ergibt sich:

$$A_0 = A + \frac{V_a - V_b}{100} \cdot \frac{H}{100}$$

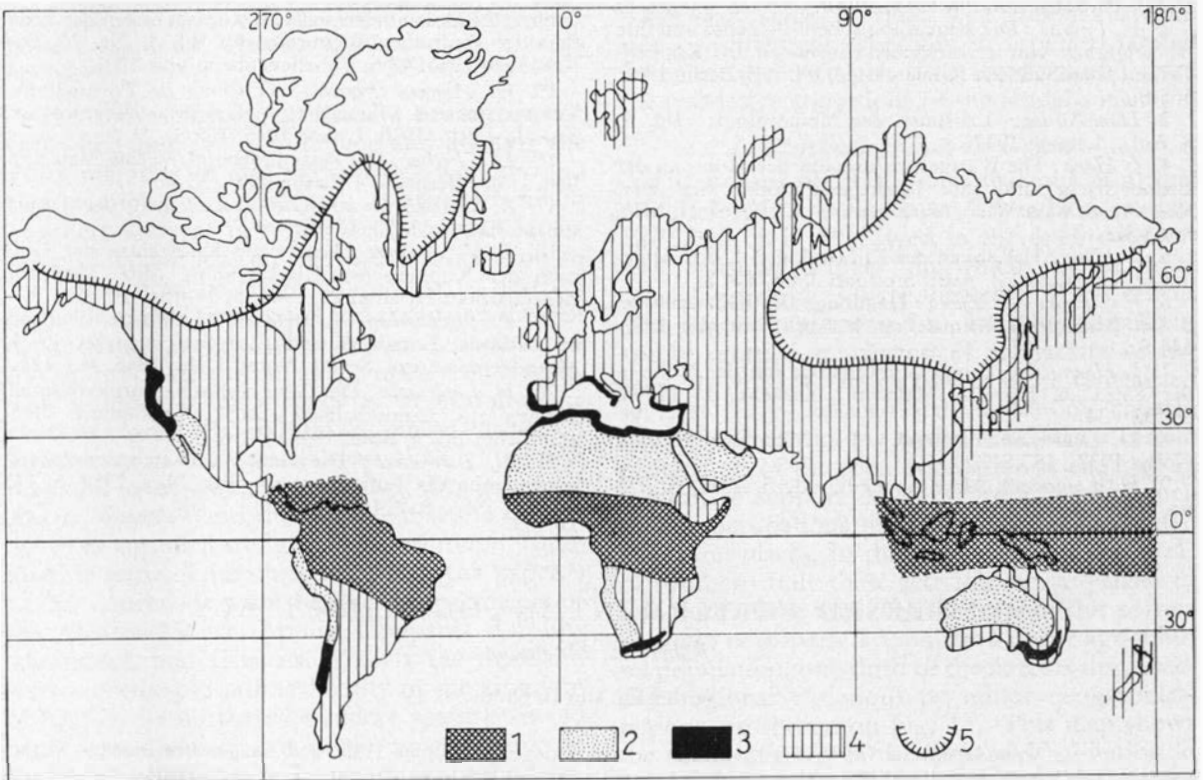


Abb. 24: Verbreitung der Typen des V -Jahresganges der untersten 1 km-Stufe über Flach- bzw. Talgrund auf der festen Erdoberfläche.

1 A-Typ, 2 BW-Typ, 3 Cs-Typ, 4 Normaltyp der gemäßigten Breiten, 5 Räume, in denen V im Winter wenigstens einen Monat über negativ ist.

100 m hoch gelegenen Station Jakutsk dadurch reduzieren zu wollen, daß man sie noch um $1,84^\circ \text{C}$ vermindert!

Eine Reduktion der Jahresschwankungen der mittleren Monatstemperatur (Amplituden) auf den Meeresspiegel war so lange gegenstandslos, wie man sich für berechtigt hielt, jeden Monatswert mit dem gleichen Gradienten zu reduzieren. Denn reduzierte und unreduzierte Werte der Amplituden wären ja bei diesem Verfahren gleich. Künftig wird sich auch eine Reduktion der Amplituden auf den Meeresspiegel nicht vermeiden lassen. Bei Höhenstationen mit einem

Da a ein Sommermonat ist, so ist im Bereich des Normaltyps $V_a - V_b$ positiv und damit $A_0 > A$, im Bereich des Cs-Typs dagegen $V_a - V_b$ negativ und damit $A_0 < A$. Für den Brocken (Normaltyp) ergibt sich so: $A = 14,5^\circ$, $A_0 = 16,6^\circ$, für die Serra da Estrêla (Cs-Typ) dagegen $A = 14,7^\circ$, $A_0 = 12,8^\circ$. Würden die Amplituden unreduziert bleiben, so würde sich, wie diese Zahlen belegen, für die Serra da Estrêla ein etwas höherer Wert von $A = A_0$ ergeben als

für den Brocken, was angesichts der südlicheren und meernäheren Lage der ersteren von vornherein als unwahrscheinlich gelten muß (21).

Der vorstehende Aufsatz gibt ein Beispiel dafür, wie die Methoden der modernen, dreidimensional denkenden aerologischen Klimatologie mit den Methoden der klassischen Mittelwertklimatologie verknüpft werden können.

Schriftenverzeichnis

1. G. T. Trewartha: An Introduction to Climate. New York-Toronto-London 1954. 395 S.
2. V. Conrad: Die klimatologischen Elemente und ihre Abhängigkeit von terrestrischen Einflüssen. In: Köppen-Geiger, Handbuch der Klimatologie, Bd. I, B, Berlin 1936. 565 S.
3. Hann-Süring: Lehrbuch der Meteorologie. Bd. I, 5. Aufl., Leipzig 1937.
4. J. Hann: Die Wärmeabnahme mit der Höhe an der Erdoberfläche und ihre jährliche Periode. Sitz. Ber. Kais. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Cl. Bd. 61, II, 1870, S. 65-81.
5. J. Hann: Handbuch der Klimatologie. I. Bd. Allgemeine Klimalehre. 3. Aufl. Stuttgart 1908. 394 S.
6. J. v. Hann - K. Knoch: Handbuch der Klimatologie. I. Bd. Allgemeine Klimalehre. 4. Aufl. Stuttgart 1932. 444 S.
7. J. Hann: Die Temperaturabnahme mit der Höhe in der Serra da Estrella. Meteorol. Zeitschr. 25, 1908, S. 132-34.
8. H. Lautensach, Portugal I. Pet. Mitt. Erg. H. 213, Gotha 1932., 187 S.
9. H. Lautensach, Madeira. Erdkunde 3, 1949, S. 212 bis 229.

10. A. Peter: Das Klima von West- und Südwestspanien auf Grund der Wetterbeobachtungen 1906-1925. Diss. Stuttgart 1955.

11. H. Neumann: Das Klima des immertrockenen Südostens von Spanien auf Grund der Wetterbeobachtungen 1906-1925. Diss. Greifswald 1940.

12. P. Kunow: Das Klima der Landschaft Valencia und der Balearen auf Grund der spanischen Wetterbeobachtungen 1908-1927 und anderer Quellen. Diss. Stuttgart 1950.

13. B. Haurwitz and J. M. Austin: Climatology. New York-London 1944. 410 S.

14. R. Bögel: Untersuchungen zum Jahresgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. Ber. des Deutschen Wetterdienstes Bd. 4, Nr. 26, Bad Kissingen 1956. 42 S. Tabellenanhang von 32 S.

15. H. Amorim Ferreira: O Clima de Portugal IV. Valores mensais e anuais dos elementos climáticos no período 1901-1930. Lisboa 1945. 180 S.

16. H. v. Ficker: Die Passatinversion. Veröff. Meteorol. Inst. Univ. Berlin. I, 4. Berlin 1936, 33 S.

17. K. Schneider-Carius: Die Grundschicht der Troposphäre. Leipzig 1953. 168 S.

18. J. M. Angervo: Eine neue Klimakarte der Erde nach der Köppenschen Klassifikation. Mitt. Meteorol. Zentralanstalt Helsinki 23, 1944, S. 1-15.

19. P. Jagannathan: Regression of Climate Elements on Latitude, Longitude and Elevation in India. Pt. I: Mean Temperature. Scient. Notes. Dehli 1946, No. 121.

20. H. Lautensach: Der Geographische Formenwandel. Studien zur Landschaftssystematik. Colloquium Geographicum Bd. 3, Bonn 1952, 191 S.

21. H. Lautensach: Die Isanomalienkarte der Jahreschwankung der Lufttemperatur. Pet. Mitt. 1952, S. 145 bis 155, 1953, S. 274f.

DISPERSED SETTLEMENT IN SOUTHERN ITALY

Robert E. Dickinson

With 7 fig. and 16 phot.

Streusiedlungen in Süditalien

Zusammenfassung: In Einzelhöfen (case sparse) wohnen rund ein Fünftel der Gesamt- und ein Drittel der Landbevölkerung des südlichen Italien. Die Siedlungstypen sind: das geschlossene Dorf; kleinere Zentren und Weiler (casali, frazioni); masserie — alte Wirtschaftshöfe des Großgrundbesitzes, gewöhnlich über 50 ha; podere — mehr oder weniger selbständige Familienbetriebe mit je nach dem Wirtschaftstyp schwankender Größe (unter 1 ha bei Citrus-Anbau, bis ca. 15 ha bei Weizen-Brache-Anbau); die Hütte im Weinberg, Ölbaumhain und auf der Weide als Unterschlupf oder für sommerliche Benutzung bestimmt. Diese Siedlungseinheiten wurden von Blättern im Maßstab 1 : 25 000 und 1 : 50 000 auf solche im Maßstab 1 : 100 000 umgezeichnet und die folgenden Zusammenhänge erkannt (mit wesentlicher Abänderung der Karte von Biasutti) (Fig. 3).

Konzentrationstypen mit sehr geringer Streuung: — 1) große Zentren und große Masserien; 2) große Zentren, kleine Masserien, einige verstreute temporär benutzte Gebäude; 3) große Zentren mit mittelgroßen Masserien und kleinen Höfen. Streusiedlung, vielfach mittelalterlichen Ursprungs, tritt in 4 bis 6 auf; 4) im ganzen zentralen Apennin umgeben Weiler und Einzelhöfe die Dorfkerne; es ist

ein Gebiet kleiner Höfe und einiger vereinzelter Masserien (latifondo contadino); 5) an den Küsten und auf den Bergen des Westens der Halbinsel hat sich eine intensivere Wirtschaftsweise getragen von Kleinbetrieben mit Wein, Ölbäumen, Obst, Weizen und Gräsern, häufig mit Bewässerung und Terrassierung entwickelt und hat Höfe und Weiler um die zentralen Dörfer verstreut; 6) über 60% der Landbevölkerung lebt in Einzelhöfen, das sind geschlossene Stellen mit mäßig intensivem und verschiedenartigem Anbau und Viehzucht — Liri-Tal, innere, niedere Teile des Apennin (Avellino, Benevento), Crati-Tal (Cosenza) und das Gebiet der „trulli“, NE von Tarent; 7) Einzelhöfe der jungen Kolonisation und Mischbetriebe des Agro Pontino; 8) Piano Campano mit großen und überbevölkerten Zentren, aber mit verstreuten Bauernhöfen auf den intensiv kultivierten Flächen. (Unbewohntes Gebiet wurde weiß gelassen).

Die Fig. 4-7 zeigen 4 typische Gebiete: N. Lucania, das Gebiet der trulli, C. Calabria und Tavoliere. Die Streulage geht teilweise auf die Zeit vor 1800 zurück, besonders bei den Masserien. Jedoch hat eine ständige Ausbreitung der bäuerlichen Betriebe seit der Aufgabe des Feudalsystems im Jahre 1806 und seit der Konfiszierung des Waldlandes der Kirche in den 1860er Jahren stattgefunden. Der extensiv bewirtschaftete (Weizen-Brache) Latifundienbesitz wurde teilweise durch Bauern- und Guts-