

Veröffentlichungen des Preußischen Meteorologischen Instituts

Herausgegeben durch dessen Direktor

H. v. Ficker

Nr. 333

Abhandlungen Bd. VIII. Nr. 3.

**Die Haupttypen des jährlichen Ganges
der Bewölkung über Europa**

Von

K. Knoch

Springer Verlag Berlin Heidelberg GmbH 1926

Veröffentlichungen des Preußischen Meteorologischen Instituts

Herausgegeben durch dessen Direktor

H. v. Ficker

Nr. 333

Abhandlungen Bd. VIII. Nr. 3.

**Die Haupttypen des jährlichen Ganges
der Bewölkung über Europa**

Von

K. Knoch

Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH 1926

Inhaltsübersicht

	Seite
Einleitung	3
Die Faktoren, die die Himmelsbedeckung bedingen	5
Die Verteilung der Bewölkung über Europa	7
Die Jahresschwankung der Bewölkung	12
Die Eintrittszeiten des Maximums und des Minimums der Bewölkung im Jahresgang	15
Die Typen des jährlichen Ganges der Bewölkung über Europa	20
a) Die Typen mit maritimem Einfluß	23
Das Verbreitungsgebiet des September-Minimums	26
b) Die Typen des östlichen Europas	28
c) Die Typen des Mittelmeergebiets	32
d) Der Höhentypus der Bewölkung	38
Zusammenfassung	41
Tabelle 1. Jahresgang der Bewölkung nach Gruppen	42
» 2. Jahresgang der Bewölkung an den Höhenstationen in Europa	44

Einleitung.

Das Studium der Bewölkung hat in der Klimatologie nur verhältnismäßig wenig Anklang gefunden, trotzdem ein umfangreiches, weit zurückreichendes Beobachtungsmaterial vorliegt. Die bekannten Mängel der Bewölkungsschätzungen ließen entsprechende Arbeiten bei vielen Fachgenossen als unfruchtbar erscheinen, da der Boden, auf dem sich diese Untersuchungen aufbauen mußten, offenbar als zu unsicher angesehen wurde. Selbstverständlich lassen sich die Unsicherheiten, die den Zahlen für die Bewölkung anhaften, nicht ableugnen. Sie treten m. E. aber nur dann in die Erscheinung, wenn die Bewölkungsbeobachtungen Ergebnisse liefern sollen, die ihnen natürlich niemals entnommen werden dürfen.

Bekanntlich ist von manchen Autoren die Feststellung der Häufigkeit der einzelnen Bewölkungsgrade als ein gutes Kriterium für die Güte der Beobachtungen angesehen worden. Ich verweise hier nur auf die Untersuchungen von Köppen und Meyer¹⁾, Obermayer²⁾ und Johansson³⁾. Als einwandfrei nehmen die Genannten solche Reihen an, bei denen die Häufigkeitskurven im europäischen Klima zwischen den Stufen 1 und 9 ziemlich gradlinig verlaufen und an den Endstufen 0 und 10 sprungartig ansteigen. Stark gekrümmte oder unsymmetrisch verlaufende Häufigkeitskurven deuten auf Beobachtungsfehler. Die Häufigkeit der Stufen 1 und 9 ist oft großen Schwankungen unterworfen, die nicht reell sein dürften.

Diese Untersuchungen beschäftigen sich nur mit der Häufigkeit gewisser Stufen, und man muß auch zugeben, daß deren Betrachtung ein gutes Urteil darüber gewinnen läßt, ob sich der Beobachter wirklich an die Beobachtungsvorschriften hält. Es ist dabei häufig festgestellt worden, daß der Beobachter sich einer andern Skala als der vorgeschriebenen bedient, z. B. schätzt er nur nach den geraden Zahlen, d. h. er benutzt sozusagen eine 5teilige Skala. Daneben besagen aber die angeführten Untersuchungen nichts darüber, in welcher Weise der Mittelwert beeinflußt wird. Johanssons Schluß, daß alle Folgerungen aus den Bewölkungsbeobachtungen nur mit größter Vorsicht gezogen werden müssen, geht in dieser schroffen Form sicher zu weit. Selbstverständlich trifft er zu für diejenigen Fälle, die Johansson beispielsweise aufführt, nämlich für die klimatischen Veränderungen im Laufe der Zeit, z. B. für den täglichen periodischen Gang, nicht aber so unbedingt für den Mittelwert, zumal man berücksichtigen muß, das auch kein anderes meteorologisches Element, selbst wenn es sich instrumentell scheinbar sicher erfassen läßt, kritiklos hingenommen werden kann.

Über die Bedeutung und den Nutzen des Mittelwertes in der Meteorologie ist schon viel geschrieben worden, er fand sowohl Gegner als auch Anhänger. In neuester Zeit sind letztere offenbar in der Minderzahl. Der Mittelwert unterdrückt sicher manche Tatsachen, er besagt vor allem nichts über die Streuung der Werte, aus denen er abgeleitet wurde. Aber wir können ihn doch nicht entbehren, denn wir haben noch keinen ähnlichen kurzen Ausdruck, der uns einen schnellen Überblick

¹⁾ W. Köppen und H. Meyer, Die Häufigkeit der verschiedenen Bewölkungsgrade als klimatologisches Element. Hamburg 1893. Aus dem Archiv der deutschen Seewarte. XVI, Nr. 5.

²⁾ A. v. Obermayer, Die Häufigkeitszahlen der Bewölkung. Wien 1908. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien. Math. naturw. Kl. Bd. 117. Abt. IIa. S. 217—229.

³⁾ Osc. V. Johansson, über die Häufigkeit der Bewölkungsstufen an einigen Hauptstationen Europas. Öfversigt af Finska Vetenskaps-Societetens Förhandlingar. Bd. 61, 1918—1919. Abt. A. Nr. 5.

über ein großes Zahlenmaterial vermittelt¹⁾. Das Argument, daß der Mittelwert bei denen, die seine Entstehung und Bedeutung nicht zu würdigen verstehen, falsche Vorstellungen hervorrufen kann, hat keine große Beweiskraft, denn diesem Schicksal unterliegen auch andere durchaus sichere Zahlenwerte, und es würde wohl sehr wenig bestehen bleiben, wenn man diese alle verwerfen wollte.

Der Mittelwert der Bewölkung, der einen Ausdruck für die Bedeckung des sichtbaren Himmelsgewölbes darstellt, hat eine besondere Bedeutung. In ihm sehen wir nämlich einen summarischen Ausdruck jener Vorgänge, die sich in der Lufthülle abspielen und die wir unter der Bezeichnung „Wetter“ zusammenzufassen pflegen. Wenn wir die Wolke richtig auffassen, so haben wir in ihr eine Zusammenfassung von Druck, Erwärmung, Feuchtigkeit, den Bewegungen und den elektrischen Verhältnissen. So erscheint die Bewölkung als klimatisches Element besonders wichtig, weil in ihr die Wirkung einer verhältnißmäßig großen Zahl von meteorologischen Erscheinungen zum Ausdruck kommt. Ihre Bedeutung für den Wärmehaushalt der Atmosphäre erhellt daraus, daß eine Wolkendecke mehr als 70% der Sonnenstrahlung reflektiert²⁾. H. v. Ficker³⁾ stellt von der Bewölkung gelegentlich seiner Untersuchungen über das Klima des mittleren Asiens fest, daß sie für die Einteilung in Klimagebiete ein besseres Kriterium als die Niederschlagsverteilung abgibt, da sie lokalen Einflüssen weniger als diese unterliegt. Allerdings muß man auch Rud. Meyer⁴⁾ darin zustimmen, daß es vergeblich ist, nach dem physikalischen Sinn in der Anwendbarkeit der Bewölkungszahlen zu suchen, und daß die vorhandenen Beobachtungen üblicher Art ausschließlich eine Ermittlung statistischer Zusammenhänge mit sehr lockerer physikalischer Grundlage zulassen. Eine vollständige Außerachtlassung des in gewaltigem Umfange angesammelten Beobachtungsmaterials wird dadurch aber nicht gerechtfertigt.

Die Bedeutung der Wolkenbeobachtungen veranlaßte den Verf. im Anschluß an die Bearbeitung der Bewölkung im „Klima-Atlas von Deutschland“ auch die Verteilung der Bewölkung über Europa darzustellen⁵⁾. Abgesehen von Arbeiten, die kleinere Gebietsteile berücksichtigen, lagen nur die Teisserenc de Bortschen Monatskarten von der ganzen Erde, die Jahreskarte von Elfert für Mitteleuropa und die Vierteljahrskarten des Russischen Klimatologischen Atlas vor. Es gelang dem Verfasser damals ein Material von 1400 Stationen zusammenzutragen, deren Reihen größtenteils der Periode 1881—1910 entstammten. Die mittlere Bewölkung wurde für die einzelnen Monate und das Jahr kartographisch dargestellt und daneben eine weitere Karte gegeben, die die Schwankung im Jahresverlauf, d. h. den Unterschied zwischen dem größten und kleinsten Monatswert zeigte. Leider konnte damals wegen der bekannten Ungunst der Verhältnisse nur das Kartenmaterial mit einer kurzen Darstellung des benutzten Beobachtungsmaterials und der Art und Weise seiner Bearbeitung und kartographischen Verwertung gegeben werden. Das reiche Zahlenmaterial mußte leider unveröffentlicht bleiben und auch seine weitere Ausnutzung auf günstigere Zeiten verschoben werden. Dies wenigstens teilweise nachzuholen, bezwecken die folgenden Ausführungen, die sich mit dem jährlichen Gang der Bewölkung über Europa beschäftigen werden.

Wenn wir nun vom Standpunkt der vergleichenden Klimatologie aus den jährlichen Bewölkungsgang über einem so ausgedehnten Gebiet, wie es Europa darstellt, betrachten wollen, so müssen wir uns dabei mit der Aufdeckung von Tatsachen und Beziehungen im Großen begnügen. Der jährliche Gang der Bewölkung zeigt, wie wir später noch sehen werden, teilweise über große Strecken die gleichen Züge, während andererseits schon bei recht geringen Entfernungen charakteristische Unterschiede auftreten können. Letzteres gilt vor allem in stark gebirgigem Gelände, wo die Geländeformen selbst zu besonderen, lokal bedingten Kondensationserscheinungen Veranlassung geben. Diese Einzelheiten klarzulegen kann nicht unsere Aufgabe sein, sondern muß Untersuchungen vorbehalten bleiben,

¹⁾ Die Ausführungen von M. Topolansky im „Wetter“ 1923, S. 87—89 über den Einzelwert sagen vieles, was richtig ist. In der Verdammung des Mittelwertes schießen sie über das Ziel hinaus. Wenn es auch nur zu billigen ist, daß man neuerdings den Einzelwert mehr würdigt, so hieße es aber doch von einem Extrem zum anderen übergehen, wenn man den Mittelwert gar zu sehr in den Hintergrund schieben würde. Wenn Topolansky im übrigen Ordnung und Überblick in die Einzelwerte und ihr Nacheinander bringen will, was er als das zeitliche Nebeneinander bezeichnet, dann wird er auch wieder auf den Mittelwert zurückgreifen müssen.

²⁾ Clayton, World Weather. S. 17 (nach Abbot und Fowle).

³⁾ H. v. Ficker, Untersuchungen von Temperaturverteilung, Bewölkung und Niederschlag in einigen Gebieten des mittleren Asiens. Geografiska Annaler 1923. S. 388.

⁴⁾ Rud. Meyer, Das Maß der Bewölkung, Das Wetter 1925. S. 216.

⁵⁾ Abhandlungen des Preuß. Met. Instituts Bd. VII, Nr. 5, Berlin 1923.

die sich für ein kleines Gebiet auf ein wesentlich engmaschigeres Netz von Beobachtungsstationen stützen können.

Solche engmaschigen Netze sind teilweise bereits jetzt vorhanden. Den Gang der Bewölkung über Deutschland hätte man z. B. genauer darstellen können, als es in dieser Arbeit geschieht. Eine graphische Darstellung der Bewölkungskurven hatte aber für Deutschland eine solche Fülle von Einzelheiten gegeben, daß es unbedingt nötig erschien, sich auf die größeren Züge zu beschränken, wenn es überhaupt gelingen sollte, ein anschauliches Bild herauszuschälen. E. Alt¹⁾ hat z. B. den jährlichen Gang von Süddeutschland genau betrachtet und dabei Süddeutschland in mehrere Gruppen zerlegt. Im Rahmen von ganz Europa nimmt dieses Gebiet natürlich nur einen geringen Raum ein, und um die Differenzierung nicht zu weit zu treiben, mußten die Stationen hier zusammengefaßt werden. Daß dabei ein sekundäres Frühjahrsminimum, das E. Alt für die Stationen in der südlichen Hälfte von Süddeutschland fand, unterdrückt wird, muß mit in den Kauf genommen werden. Hier erwähne ich auch noch die Untersuchung über den jährlichen Gang der Bewölkung über Ungarn von Hegyfoky²⁾. Dieser teilt sein Material in 7 Gruppen, während ich nur 3 bzw. 4 gebildet habe.

Weiter ist von vornherein zu betonen, daß der jährliche Gang der Bewölkung durch Monatsmittelwerte nur sehr unvollkommen dargestellt werden kann, da diese eine stark ausgeglichene Kurve ergeben. Die Bewölkungsänderung geht im Verlaufe eines Monats nicht so regelmäßig vor sich, wie es nach der Kurve scheinen könnte. Ähnlich wie es auch für die übrigen Elemente gilt, geben die monatlichen Bewölkungsmittel den jährlichen Gang besonders verwischt wieder, und nur solche Mittel, die kürzeren Zeiträumen z. B. Dekaden oder Pentaden entstammen, könnten erst den jährlichen Gang befriedigend darstellen. Dabei würden wir Schwankungen ähnlicher Art zu erwarten haben, wie sie uns aus der Jahreskurve der Temperatur als Wärme- und Kälterückfälle geläufig sind. Daß aber ein solches Material nur für einige Orte vorhanden ist, ist bekannt; ein größeres Gebiet kann auf diese Weise noch nicht betrachtet werden. Die regelmäßig erscheinenden Jahrbücher der Zentralanstalten bringen entsprechendes Material gar nicht, und es müßte eine sehr große Rechenarbeit geleistet werden, selbst wenn die kurzfristigen Mittel nur für wenige Stationen berechnet werden sollten. Außerdem bietet die Erklärung des jährlichen Bewölkungsganges nach Monatsmitteln bereits genug Probleme, die noch nicht vollkommen gelöst werden können.

Gegenüber den absoluten Bewölkungsmitteln bieten die Zahlen für den jährlichen Gang, bei denen also das Hauptgewicht auf die Differenzen gelegt wird, den Vorteil, daß die störend wirkenden Fehler sich bei ihnen nicht so bemerkbar machen. Hegyfoky³⁾ berichtet in dieser Hinsicht von Stationen, die im Jahresmittel um 15 bis 18% von einander abwichen, trotzdem aber im jährlichen Gang bis auf 2–3% übereinstimmten. Ähnliche Beispiele bietet auch mein Material.

Die Faktoren, die die Himmelsbedeckung bedingen.

Um sich einen richtigen Begriff davon machen zu können, was in den Mittelwertszahlen der Bewölkung zum Ausdruck kommt, ist es notwendig sich Rechenschaft von den Faktoren zu geben, die die Himmelsbedeckung hervorrufen.

Da alles meteorologische Geschehen in erster Linie von den Veränderungen der der betreffenden Erdstelle zugestrahlten Sonnenenergie abhängt, so müßten wir uns bei Diskussion der uns gestellten Aufgabe zunächst mit den Faktoren solarer Natur beschäftigen. Die Zusammenhänge könnten hier sehr einfach sein, denn das, was wir im Laufe eines normalen Tages in der Bildung der Bewölkung und in der Veränderung der Größe der Himmelsbedeckung sich abspielen sehen, würde man auch im Lauf des Jahres beobachten, wenn nur die wechselnde Sonnenhöhe zum Ausdruck käme. Aber daneben sind die Faktoren, die als die terrestrischen zu bezeichnen sind, so zahlreich und von so ausschlaggebender Bedeutung, daß sich die Verhältnisse außerordentlich verwickelt gestalten. Dabei braucht man noch nicht einmal so sehr an die komplizierten Vorgänge zu denken, die die Strahlung in einer Luftmasse von bestimmter Beschaffenheit erleidet, wie die verschiedenartige Absorption,

¹⁾ E. Alt. Die Bewölkungsverhältnisse in Süddeutschland. Dt. Meteorolog. Jahrbuch für 1916, Bayern. München 1919.

²⁾ J. Hegyfoky. A felhözet a magyar szent korona országaiban. Budapest 1899. Magyar tudományos akadémia. Matematikai és Természettudományi Közlemények XXVII, Nr. 3.

³⁾ J. Hegyfoky. Die Bewölkung in den Ländern der ungarischen Krone. Mathematische und Naturwissenschaftl. Berichte aus Ungarn Bd. 16. S. 209. Berlin-Budapest 1899.

Reflektion und Brechung, sondern bei der Bewölkung spielen andere Faktoren, wie die Beschaffenheit der Unterlage, z. B. Wasser und Land, und auf letzterem Art des Bodens, Bewachsung usw. eine ganz besondere Rolle. Vor allem kommen nicht allein die über der betreffenden Erdstelle lagernden Luftmassen in Betracht, sondern, da wir stets mit Bewegungen in der Atmosphäre rechnen müssen, hängt alles von der Beschaffenheit der herantransportierten Luftmassen ab, besonders in Bezug auf ihren Feuchtigkeitsgehalt. Vertikale Bewegungen, die aus verschiedenen Gründen sich einstellen können, geben dann für die Kondensation den Ausschlag. Der Feuchtigkeitsgehalt der herantransportierten Luftmassen ist seinerseits abhängig von den Gebietsstrecken, die überflossen werden; Land und Meer wirken in dieser Hinsicht verschieden, und in letzterem sind die Meeresströmungen nicht zu vernachlässigen. Es ist deshalb aussichtslos, den solaren Faktoren im Bewölkungsgang unserer Breiten nachzuspüren, denn die Veränderungen, die durch die terrestrischen Faktoren bedingt werden, und die bestimmend sind für die Bildung der Bewölkung, sind von solcher Bedeutung, daß die Wirkung eines regelmäßigen Ganges solarer Faktoren vollkommen verwischt wird. Wir begnügen uns daher mit dieser allgemeinen Feststellung und versuchen, die Bewölkung als das Ergebnis anderer Faktoren, deren Wirkungsweise für uns deutlicher wird, anzusehen.

Die Wolke ist der Ausdruck dafür, daß der in der Atmosphäre vorhandene Wasserdampf sich verdichtet hat. Demnach kommen durch sie nur solche Vorgänge zur Erscheinung, bei denen das Maximum der Dampfspannung für die herrschende Temperatur überschritten wird. Bewegungsvorgänge in trockener Luft bleiben dem Auge unsichtbar, wenn sie sich nicht durch Einwirkung auf das Gefühl usw. bemerkbar machen. Die geforderte Verdichtung tritt ein bei Wärmeausstrahlung, bei Berührung mit kalten Körpern, durch Ausdehnung ohne äußere Wärmezufuhr infolge rascher Abnahme des Druckes (adiabatische Ausdehnung), schließlich durch Mischung kalter und warmer Luftmassen. Die früher geltende, von James Hutton herrührende Annahme, daß gerade die Mischung von ausschlaggebender Bedeutung für die Wolken- und Regenbildung ist, hat den quantitativen Überlegungen, besonders von v. Bezold¹⁾, gegenüber nicht standgehalten. Die Auffassungen darüber, welche Faktoren am wirksamsten sind, sind nicht einheitlich. v. Bezold schiebt der Mischung noch verhältnismäßig großen Einfluß zu. Nach ihm entstehen auf diese Weise über warmen feuchten Flächen die Nebel bei Einwirkung von kalter Luft, teilweise die Wogenwolken, die Stratusschichten, die sich an den Inversionsschichten bilden, Wolkenfahnen an Berggipfeln oder Paßeinschnitten. A. Wegener²⁾ lehnt dies alles ab und läßt Mischung nur beim Entstehen der Bodennebel gelten. Durch Berührung mit dem kalten Erdboden werden dabei die untersten Luftschichten abgekühlt, und infolge Reibung und der dadurch erzeugten Wirbel wird die Abkühlung immer höher hinaufgetragen. Nach v. Bezold spielt sich dieser Vorgang anders ab. Nachdem in der alleruntersten Schicht Kondensation eingetreten ist, vergrößert sich das Ausstrahlungsvermögen dieser Schicht, die Erkaltung der obersten Schicht wird verstärkt, und auf diese Weise wächst die Nebelschicht immer mehr nach oben.

Gerade dieser Bodennebel ist für die Bewölkungszahl in gewissen Lagen von besonderer Bedeutung. Durch ihn wird in Tallagen die Bewölkung der Übergangsmonate vom Sommer zum Winter und umgekehrt stark beeinflusst. Die hohen Bewölkungsgrade im Schweizer Mittelland sind durch die dort recht häufigen Nebel verursacht. A. Stolberg³⁾ hat an den stündlichen Beobachtungen auf der Straßburger Münster-Plattform den Einfluß der Nebel auf die Bewölkungszahlen näher studiert. Aus 7jährigen Beobachtungen berechnete er den jährlichen Gang der Bewölkung mit und ohne Nebel. Straßburg hat demnach in den Wintermonaten ziemlich viel unter den Rheinnebeln zu leiden. Die Monatsmittel vom Oktober bis zum Januar werden um 0,9, also um fast einen Grad der Bewölkungsskala erhöht (der November sogar um 1,0). Dies ist gegenüber der normalen Jahresschwankung ein sehr merkbarer Betrag.

Abgesehen von der dem Boden auflagernden Nebelbildung ist beim Entstehen der übrigen Bewölkung die adiabatische Abkühlung als Grund vorherrschend. Sehen wir von den Fällen rascher Luftdruckabnahme ab, die vielleicht nur im Innern der stärksten atmosphärischen Wirbel, wie Tromben und Wasserhosen, bei der Entstehung der Bewölkung mit einer Rolle spielen, so werden wir die adiabatische Abkühlung vor allem bei der aufsteigenden Bewegung der Luft finden. Da wir andererseits

¹⁾ v. Bezold, Zur Thermodynamik der Atmosphäre, 3. Mitt: Luftmischung, Wolken- und Niederschlagsbildung. Gesammelte Abhandlungen S. 145—183. Braunschweig 1906.

²⁾ A. Wegener, Thermodynamik der Atmosphäre. S. 199—200, Leipzig 1911.

³⁾ A. Stolberg, Meteorologische Zeitschrift 1904, S. 414—416.

aufsteigende Bewegung entweder bei den Bewegungsvorgängen in den Wirbeln der Atmosphäre und auch als erzwungener Auftrieb im gebirgigen Gelände finden, können wir aus den Bewölkungsbeobachtungen schließen, wo diese Bewegungsvorgänge stattfinden, und aus ihrem jährlichen Gang, wie sich diese Vorgänge im Laufe des Jahres abspielen. Gerade die regionale Verteilung der Bewölkung muß man unter diesem Gesichtswinkel betrachten, dann bekommen die Zahlen, denen meist nur klimatische Bedeutung beigemessen wird, auch Bedeutung für den Meteorologen.

Freilich sind wir von einer erschöpfenden Betrachtung noch weit entfernt. In der Bewölkungszahl, die nur die von den Wolken bedeckte Himmelsfläche angibt, stecken zu viele Faktoren. Sie sagt nichts aus über die Höhe, die Art, die Dicke der Wolken. Aufzeichnungen über das Auftreten einzelner Wolkenformen liegen nur von ganz wenigen Stationen vor.

Wie sich im einzelnen nach den neueren Anschauungen die Bewegungsvorgänge in der Atmosphäre abspielen, daß wir es hierbei in der Hauptsache mit der Verlagerung und Übereinanderschlebung von „Luftkörpern“ zu tun haben, wobei die Kondensationserscheinungen sich an den Grenzflächen einstellen, ist bekannt, ein Eingehen auf diese Dinge erübrigt sich. Dieser Umstand hat dem Studium der Wolken neuerdings im praktischen Wetterdienst eine erhöhte Bedeutung verschafft, indem man bestrebt ist, sich aus den einlaufenden, sehr detaillierten Bewölkungsmeldungen, ein Bild von den Schichtungen der Atmosphäre, soweit sie durch Kondensation dem Auge sichtbar werden, zu machen. K. Keil¹⁾ zeigte vor kurzem an einem Beispiel, wie das Studium der Bewölkung für den Prognostiker eine wichtige Handhabe bei der Diagnose der Witterung bieten kann, und wie die Bewölkungsangaben des Wettertelegramms als Ersatz für fehlende aerologische Meldungen zu verwenden sind.

Die Verteilung der Bewölkung über Europa.

Da ich in meiner bereits zitierten Arbeit über die Verteilung der Bewölkung über Europa auf eine textliche Darstellung aus Ersparnisgründen verzichten mußte, will ich diese zunächst nachholen, um auf diese Weise eine Unterlage für die dann folgende Erörterung des jährlichen Ganges zu schaffen. Selbstverständlich gilt das hier Gesagte streng genommen nur für das in dieser Arbeit benutzte Beobachtungsmaterial, und es ist dabei zu beachten, daß eine andere Beobachtungsperiode oder ein größeres Material die Führung der Isonephen bis zu einem gewissen Grade abändern kann.

a) Die Verteilung der Bewölkung in den einzelnen Monaten.

Die stärkste Bewölkung finden wir für den größten Teil Europas im Dezember. Große Teile von Rußland haben dann eine Bewölkung, die den Grad 8 der zehnteiligen Skala im Mittel überschreitet. Die Isonephe 8, die dieses Gebiet im Osten begrenzt, folgt vom Nördlichen Eismeer ungefähr dem 50.° östl. Länge v. Gr. bis zum Wolga-Knie, biegt dann südwestwärts bis zum Asow'schen Meer ab, dessen Nordküste sie umschließt, um dann westwärts zur rumänischen Grenze weiter zu ziehen. Dort biegt sie scharf nach Norden um, greift aber von Nordpolen aus westwärts auf deutsches Gebiet über. Auch die deutschen Ostseegebiete von der hinterpommerschen Küste an ostwärts haben eine mittlere Dezember-Bewölkung, die größer als 8 ist. Von dem übrigen Nordwestrußland weisen nur Finnland und ein vom Ladoga- und Onega-See nach Südosten bis zur unteren Wolga vorstoßender, zunächst breiter, dann sich verschmälernder Gebietsstreifen geringere Bewölkung — zwischen 7.5 und 8 — auf. Neben diesem großen russischen Gebiet stärkster Bewölkung finden wir noch kleinere Teilgebiete über Südschweden, der westlichen Ostsee im Gebiet der schleswig-holsteinischen und mecklenburgischen Küste, über der Elbe-Mündung und der deutschen Bucht, über den westlichen Mittelgebirgen Nord- und Mitteldeutschlands, charakteristischerweise auch über einer schmalen Zone des Schweizer Mittellandes am Fuße des Jura (s. darüber bereits S. 6), schließlich über der Westküste von Irland und über den Gebirgen Mittelenglands. Diese Gebiete sind das Charakteristikum der Bewölkung im Dezember für Europa. Südeuropa hat eine bedeutend geringere Bewölkung, obgleich im Jahresgange auch hier, wenigstens für große Teile, das Maximum auf den Dezember fällt. Eine im Mittel den Wert 7 übersteigende Bewölkung finden wir hier nur über einem gewissen Gebiet der nördlichen Hälfte der Balkanhalbinsel, über dem mittleren Apennin und im innersten Winkel des Meerbusens von Bis-

¹⁾ K. Keil. Über die Bedeutung der Wolken für die Diagnose der Wetterlage. Mitteilungen des Aeronautischen Observatoriums Lindenberg, August 1923.

caya. Im übrigen nimmt die Bewölkung sehr schnell nach den Gebieten geringster Bewölkung an der süd- und ostspanischen Küste und an der dalmatinischen Küste ab.

Im Januar hat über Nord- und Mitteleuropa bereits eine deutliche Abnahme der Bewölkung eingesetzt. Das große russische Gebiet stärkster Bewölkung ist zu einem schmalen Streifen zusammengeschrumpft, der sich vom Südufer des Finnischen Meerbusens in südöstlicher Richtung bis in die Gegend Kursk-Kiew erstreckt. Sonst zeigt außer den Spitzen des Rothaargebirges und dem Ben Nevis nur noch der irische Küstenstreifen Bewölkung 8. Über dem Alpengebiet ist die winterliche Aufheiterung mit der Höhe in diesem Monat am stärksten ausgeprägt. Vor allem von Norden her, wo über Oberbayern die Bewölkung im Mittel noch 7 übersteigt, ist die Abnahme besonders stark. Die Bewölkung sinkt auf den Alpengipfeln und Hochstationen bis unter 4 herunter, und zwar ist das Gebiet der geringsten Bewölkung nach dem Südabhang der Alpen zu verschoben, ein deutliches Zeichen für die außerordentliche klimatische Begünstigung dieses Landstrichs. Es ist zu betonen, daß dieser sich des gleichen heiteren Himmels erfreut wie die Guadalquivir-Ebene und der schmale Streifen an der Ostküste Spaniens.

Der Februar weist nur geringe Änderungen gegenüber dem Januar auf. Das Gebiet stärkster Bewölkung mit mehr als 8 über Rußland ist vollkommen verschwunden, dasjenige an der irischen Küste ist weiter eingeschränkt worden. Im Mittelmeergebiet ist die allgemeine Bewölkungsabnahme stärker fortgeschritten. Zu den bereits erwähnten bewölkungsarmen Gebieten mit einer geringeren Bewölkung als 4 der Bewölkungsskala ist ein weiteres an der französisch-italienischen Riviera hinzutreten. Das Aufheiterungsgebiet über den Alpen ist noch gut ausgeprägt.

Im März sind zwar die Alpen noch als Wetterscheide gekennzeichnet, aber der Unterschied zwischen Nord- und Südhang ist doch nur sehr gering. In Nord- und Mitteleuropa hat die Aufheiterung weiter geringe Fortschritte gemacht. Im westlichen Mittelmeergebiet ist sie dagegen zum Stillstand gekommen. Über einigen Teilen von Spanien und Nord-Italien finden wir sogar Bewölkungszunahme, über die später noch zu sprechen sein wird.

Der April ist dadurch gekennzeichnet, daß sich von Osten her eine verhältnismäßig starke Abnahme der Bewölkung ausbreitet. Am Ostrand der Karte erscheint die Isonephe 5. Während im März noch große Teile von Mitteleuropa mehr als 70% aufwiesen, wird im April 60% nur noch selten überstiegen; nur die Küstengebiete im Osten und Westen des Weißen Meeres haben noch mehr als 70%. Die südosteuropäische Halbinsel nimmt vor allem mit den Teilen am Ägäischen Meere an dieser Bewölkungsabnahme teil, während über der Iberischen Halbinsel die Bewölkungszunahme des März noch anhält.

Im Mai nehmen die Gebiete mit einer Bewölkung unter 40%, die im April sich noch auf den südlichen Teil des Adriatischen Meeres und auf die Küsten von Süd- und Ostspanien beschränkten, einen immer größeren Raum ein. Wir finden sie jetzt über dem unteren Wolgagebiet, über der Ägäis, im ganzen Adriagebiet, soweit die Westküste der Balkanhalbinsel in Betracht kommt, über den südlichsten Teilen von Italien und natürlich ausgeprägter über den schon erwähnten, besonders bevorzugten spanischen Küstenstrichen. Im mittleren Europa hat bis auf kleinere Teile die Bewölkung ebenfalls abgenommen, dagegen ist im äußersten Norden und über Mittelengland die Bewölkung stärker geworden. Das Gebiet mit 70% an den Küsten des Eismeereres hat sich südwärts ausgebreitet. Ein neues Gebiet mit mehr als 70% über Mittelengland ist hinzugekommen.

Die Aufheiterung über ganz Südeuropa setzt sich im Juni im verstärkten Maße fort. Nordwärts davon ist die Veränderung aber nicht mehr einheitlich. Neben geringer Abnahme steht auch merkliche Zunahme. Bemerkenswert ist das Gebiet verhältnismäßig geringer Bewölkung, d. h. weniger als 50%, im Bereiche der Ostsee. Stärkere Bewölkungszunahme erfahren dagegen die atlantischen Küstengebiete. Die Westküste von Irland hat sogar eine Bewölkung von über 80%.

Der Juli zeigt den gleichen Gegensatz in der Veränderung zwischen Mittelmeergebiet und übrigen Europa. Im Norden finden wir zum Teil Verstärkung, zum Teil Abschwächung der Bewölkung; erstere scheint aber zu überwiegen. Über Südeuropa dagegen weiterhin starke Abnahme, die meist 10 bis 15%, stellenweise auch noch mehr, beträgt. Durch dieses verschiedenartige Verhalten entsteht ein starker Gegensatz zwischen Norden und Süden, der sich in der Karte durch ein scharfes Zusammendrängen der Isonephen 4 und 5 ausdrückt, denen sich stellenweise sogar die Isonephe 3 zugesellt. Über den südlichsten Teilen geht die Aufheiterung so weit, daß die mittlere Bewölkungszahl weniger als 10% beträgt.

Im August ändert sich über dem Mittelmeergebiet das Verteilungsbild gegenüber dem Juli nicht allzu sehr. Über Nordeuropa nimmt die Bewölkung aber wieder entschiedener zu, die Nordküste von Rußland empfängt jetzt mehr als 80%. Einzelne Teile wie z. B. das mittlere Norddeutschland, die vorübergehend im Juli Bewölkungszunahme aufwiesen, erfahren im August wieder eine bemerkenswerte Aufheiterung. Das Ostseegebiet, das sich im Mai, Juni und Juli als besonders begünstigt hervorhob, hat dagegen diese Stellung fast ganz eingebüßt.

Der September bildet für das Mittelmeergebiet ganz entschieden den Übergang zu den winterlichen Bewölkungsverhältnissen, in Mitteleuropa findet hingegen eine bemerkenswerte Verminderung der Bewölkung statt. Diese Tatsache geht deutlich aus der beigefügten Fig. 1 hervor, die die Gebiete

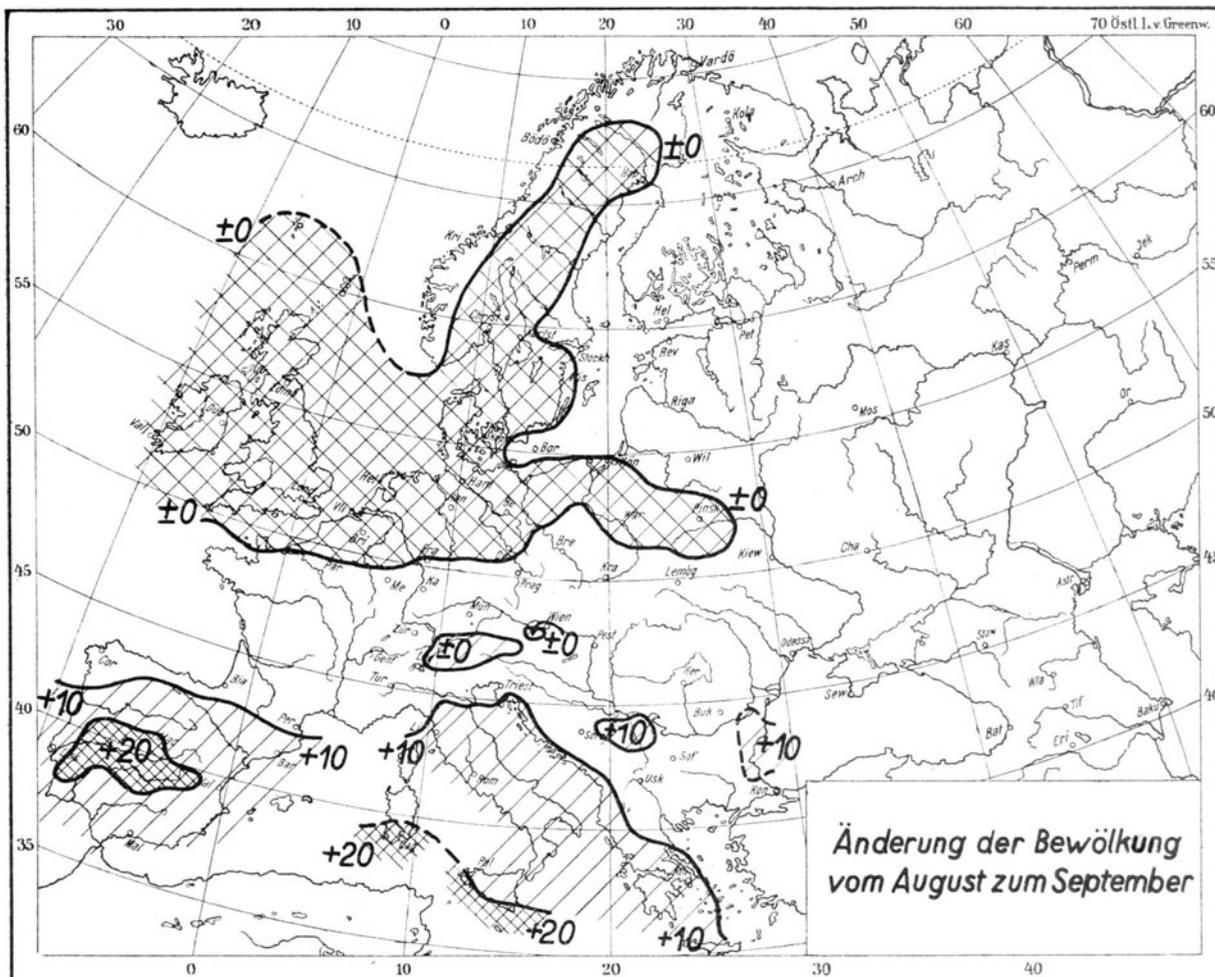


Fig. 1.

gleicher Änderungen zwischen August und September abgrenzt.¹⁾ Bemerkenswert ist das Gebiet geringer Bewölkungsabnahme, das die Britischen Inseln, den größten Teil von Skandinavien nur mit Ausschluß der Westküste, Belgien, Holland, Dänemark, Norddeutschland und einen kleinen Teil von Westrußland bedeckt. Daneben finden wir nur noch über den Ostalpen negative Abweichungen, während im ganzen übrigen Europa die Bewölkung vom August zum September zunimmt. Über Rußland und dem noch nicht erwähnten Mitteleuropa beträgt diese Änderung weniger als 10%, im westlichen Mittelmeergebiet bis zur dalmatischen Küste und einschließlich Griechenlands übersteigt sie 10%. Im Innern der Iberischen Halbinsel und über den südlichsten Teilen von Sardinien und Sizilien beträgt die Zunahme sogar mehr als 20%.

Im Oktober wird nun das östliche Mittelmeergebiet stärker in diese Bewölkungszunahme hineingezogen. Über Italien und der Balkanhalbinsel finden wir wieder eine 10% übersteigende Bewölkungszunahme, über der Ägäis beträgt die Änderung mehr als 20%. Das Gebiet starker Bewölkungszunahme

¹⁾ Die in den Figuren 1 bis 3 dargestellte Verteilung der zwischenmonatlichen Bewölkungsunterschiede bringt die größten Veränderungen im Jahrgang. Gekreuzte Schraffur kennzeichnet Bewölkungsabnahme.

von mehr als 10% beschränkt sich nicht nur auf das Mittelmeergebiet, sondern bedeckt die ganze Südhälfte von Rußland, den größten Teil von Finnland, Südsandinavien, Dänemark, Ostdeutschland, Österreich-Ungarn. Sein genaueres Bereich geht aus der Fig. 2 hervor. Bewölkungsabnahme tritt

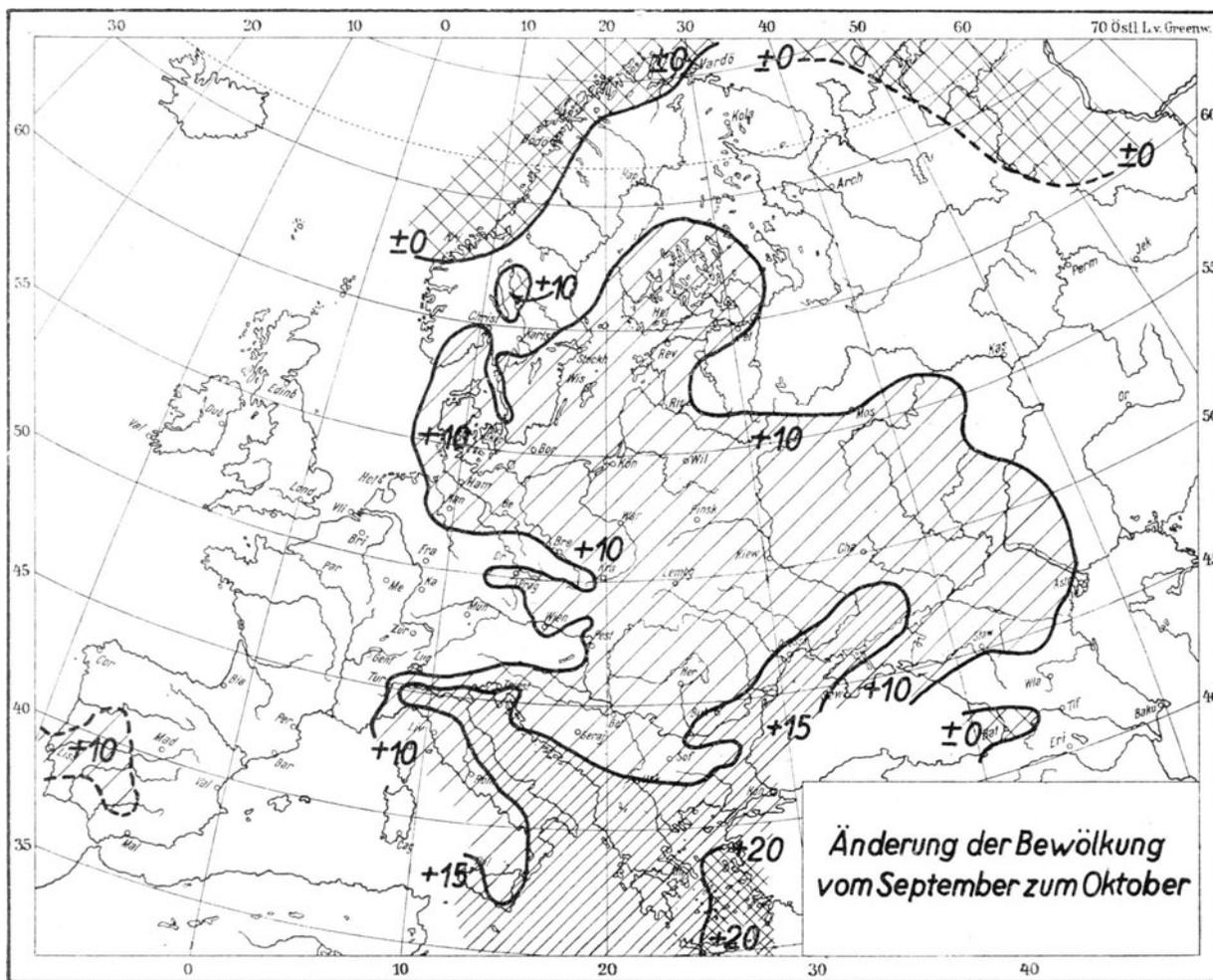


Fig. 2.

nur noch in ganz beschränktem Maße auf und zwar an der Küste von Nord- und Mittelnorwegen, in einem ganz lokal begrenzten Gebiet im Ostwinkel des Schwarzen Meeres bei Batum und vielleicht im äußersten Nordosten des europäischen Rußlands.

Die Gebiete mit weniger als 50% Bewölkung, die wir im Juli außerhalb von Südeuropa noch über der Ostsee, über fast ganz Österreich-Ungarn und Südost-Rußland fanden, sind bis auf ein kleineres Gebiet über Südost-Rußland im Oktober wesentlich stärkerer Bewölkung gewichen, die in den meisten Fällen mehr als 60% beträgt. Über den südeuropäischen Halbinseln ist die 50%-Linie weit nach Süden verschoben worden.

Einen weiteren kräftigen Ruck zur Herausbildung der winterlichen Bewölkungsverhältnisse erfährt im November dann besonders der Südosten. Die Fig. 3 zeigt, wie über der Südhälfte Rußlands und über der Balkan-Halbinsel die Bewölkung um mehr als 10% angestiegen ist, zwischen dem Asowschen Meer und dem Kaspisee und über der Ägäis sogar mehr als 20%. Das Charakteristische der Bewölkungsverteilung im November ist ein geschlossenes, ausgedehntes Gebiet mit mehr als 80%, das ganz Nord- und Mittelrußland überdeckt, mit seinen Randgebieten noch über Ostpreußen und Nordpolen anzutreffen ist und sich südwärts bis in die Breite von Kiew erstreckt. Auch das übrige Europa hat größtenteils an der Bewölkungszunahme teilgenommen, und damit nähert sich die Verteilung der Himmelsbedeckung dem Bilde, das wir bereits für den Dezember geschildert haben. Der Unterschied zwischen November und Dezember beträgt nur an ganz vereinzelten Stationen wenig mehr als 10%, an den meisten ist er aber bedeutend geringer.

b) Die Verteilung der Bewölkung im Jahresmittel.

In der Jahreskarte der Bewölkung drücken sich eigentlich nur zwei Momente, nämlich Breite und Lage zu den großen Aktionszentren der Atmosphäre aus. Die Erhebung tritt verhältnismäßig stark zurück. In großen Zügen betrachtet, haben wir im Jahresmittel Abnahme der Bewölkung von Norden nach Süden, wobei an der Westküste sich die Isonepthen, entsprechend dem Küstenverlaufe, stark nach Süden herabziehen. Mehr als 70% Bewölkung liegt über dem größten Teil von Irland,

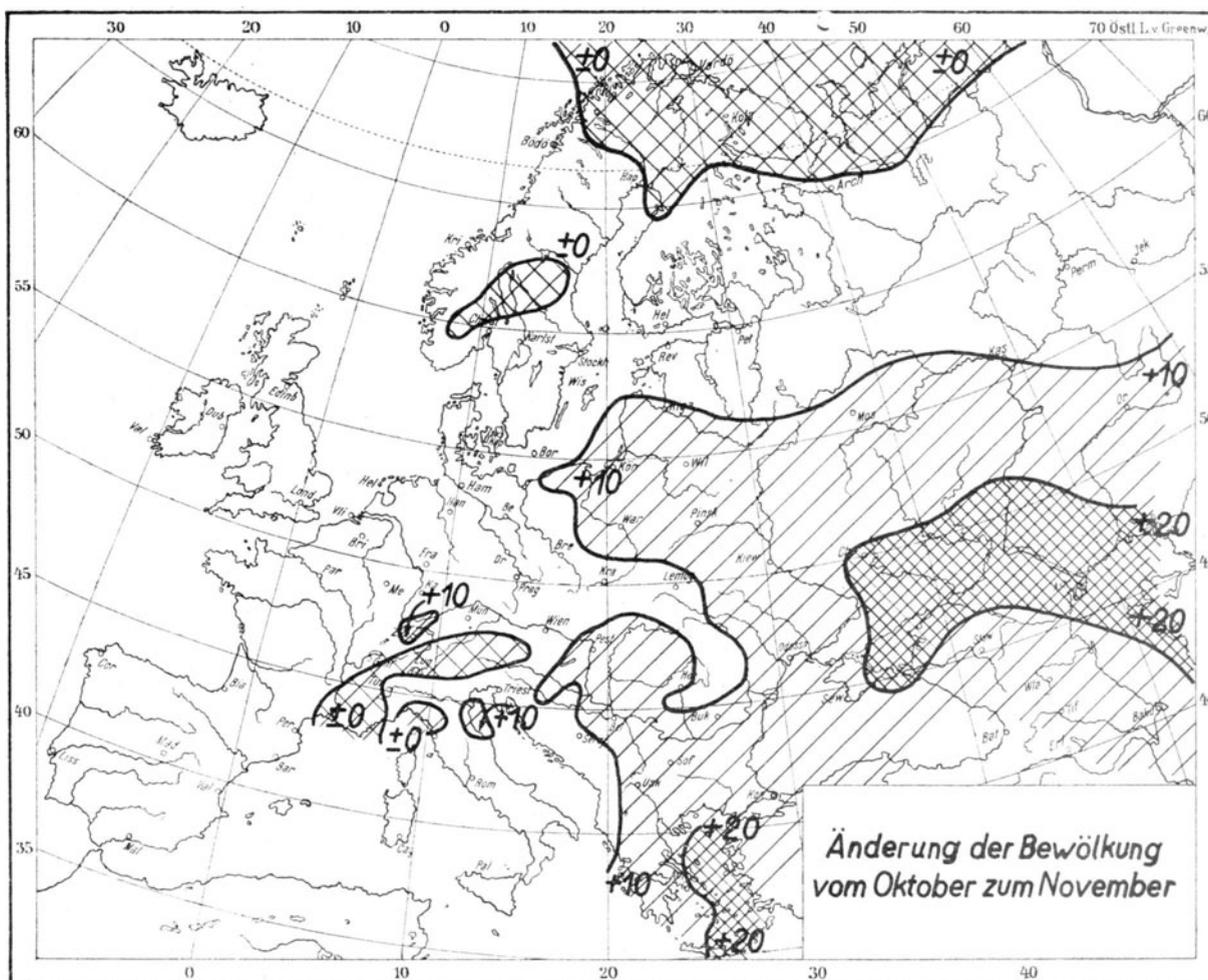


Fig. 3.

über Schottland und Mittelengland, über einem schmalen Küstenstreifen von Mittelnorwegen und über Nordrußland fast bis zum Oberlauf der Wolga. Finnland und die Gebiete am Finnischen und Riga'schen Meerbusen haben etwas geringere Bewölkung. Die stärkste Bewölkung mit mehr als 80% breitet sich über dem westlichen Küstenstreifen von Irland und über den Faroer (Thorshavn 8.0, Kvalbo 8.4) aus. Dieses Gebiet außerordentlich starker Bewölkung reicht aber nicht über Island hinweg.

Eine Trennung des bewölkungsreicheren Nordens vom heiteren Süden wird durch den Verlauf der Isonephe 60% vorgenommen. Diese umschließt über Spanien das Cantabrische Gebirge, geht in nicht ganz fest zu bestimmendem Verlaufe nordostwärts durch Frankreich, folgt dann dem Nordrand der Alpen, dem Südrand der böhmischen Randgebirge und der Karpathen, zieht von der Nordgrenze Rumäniens östlich entlang der Südgrenze der Ukraine und verläuft vom Dniepr-Knie nordostwärts, bis sie den Ural nördlich Orenburg erreicht. Nord- und Ostsee, sowie die deutschen Mittelgebirge bringen nur einige Einzelheiten in das nordwärts dieser Linie gelegene Gebiet sonst gleichmäßiger Bewölkung hinein. Südlich der Isonephe von 60% ist das Bild ganz anders. Hier findet eine schnell zunehmende Aufheiterung des Himmels statt. Wir sind dann in der bekannten Region des Mittelmeerklimas, das ja auch für die übrigen Elemente eine Sonderstellung zum Klima des sonstigen Europas einnimmt. Besonders stark ist die erwähnte Bewölkungsabnahme mit der Breite im Westen, d. h. über der Iberischen Halbinsel. Hier liegen über der Guadalquivirmündungsebene und über der Küste der

Provinz Granada die Gebiete mit der geringsten Bewölkung in Europa, in denen im Jahresmittel die Bewölkung unter 30% bleibt. Die Alpen sind als Klimascheide scharf angedeutet, nördlich von ihnen sind im Durchschnitt mehr als 60% des Himmels bedeckt. Südlich von ihnen und über einem großen Teil der Ostalpen beträgt die Bewölkung nur 40–50%. Die inneren Teile von Italien und der Balkanhalbinsel heben sich von den Küstengebieten durch stärkere Himmelsbedeckung (mehr als 50%) ab. Hervorgehoben seien dabei aber die westwärts gerichtete Ausbiegung der Isonephe 5 über der unteren Donau und das bewölkungsärmere Gebiet über Südungarn. Die Abnahme der Bewölkung über den Küstengebieten wird durch die Isonephe 4, die das Adriatische und Ionische Meer sowie die Ägäis umschließt, gekennzeichnet.

Die Jahresschwankung der Bewölkung.

Bei der Besprechung des jährlichen Ganges der Bewölkung erscheint es nicht angebracht, sofort mit der Erörterung der Einzeltypen zu beginnen, sondern es dürfte zweckmäßiger sein, die Lage der markantesten Punkte der Jahreskurve durchzugehen. Hierzu rechne ich die Schwankungsweite oder die Amplitude der Kurve, ferner die Eintrittszeiten der Monate der geringsten und der stärksten Bewölkung. Wenn ich dann später erst zu den einzelnen Kurven übergehe, so lassen sich zwar gewisse Wiederholungen nicht vermeiden, doch wird dieser Nachteil durch die bei einer Sonderbetrachtung der Amplituden und Extreme erzielte größere Klarheit in der Darstellung aufgewogen.

Die Jahresschwankung der Bewölkung ist bereits auf Karte 14 meiner „Bewölkungsarbeit“ kartographisch dargestellt worden. Ich kann deshalb darauf Bezug nehmen.

Es ist ein sehr verschiedenartiges Bild, das in dieser Karte geboten wird. Die Zugehörigkeit der einzelnen Teile Europas zu verschiedenen Klimagebieten tritt darin deutlich hervor.

Das Gebiet der geringsten Schwankung bildet einen schmalen Streifen, der fast ganz Irland umfaßt, sich hart an der englischen Nordwestküste hinzieht und auf norwegisches Küstengebiet (Kristiansund 0.9) hinübergreift. Hier beträgt die Jahresschwankung noch nicht einen Grad der Bewölkungsskala, was eine ungeheure Gleichmäßigkeit der Bewölkung anzeigt, die wir in gleicher Weise über großen Gebieten von Mittelengland antreffen. Nach Südosten zu findet vom Nordwestrand Europas eine allmähliche, teilweise unregelmäßige Zunahme der Jahresschwankung statt, bis wir an den Stationen der Ägäischen Inselwelt Werte von mehr als 60% antreffen. Man geht wohl mit der Annahme nicht fehl, daß dies die beiden auf der Nordhemisphäre überhaupt möglichen, extremsten Schwankungen sind. Nach der Schwankungskarte, die Friedmann¹⁾ für das Mittelmeergebiet entworfen hat, ist das auf meiner Karte nur angedeutete Gebiet maximaler Jahresschwankung über der Ägäis nur von sehr begrenztem Umfang. Die kleinasiatische Küste hat bereits eine geringere Jahresschwankung (Smyrna 45%), und auch nach der afrikanischen Küste zu nähern wir uns stark dem tropischen Bewölkungsgürtel. Ebenso dürfte das Gebiet geringster Schwankung am Nordwestrand von Europa nur einen schmalen Gürtel bilden. Seine Begrenzung läßt sich allerdings nicht sicher feststellen. Jedenfalls hat Island aber bereits eine Jahresschwankung von mehr als 10%, was aus den wenigen auf meiner Karte eingetragenen Werten hervorgehen dürfte. Ob die geringeren Werte an der isländischen Südwestküste als reell anzusprechen sind, erscheint mir nicht vollständig sicher. Jedenfalls breitet sich zwischen Island und Nordwesteuropa einer der trübsten Striche der Erde aus.

Es erscheint mir angebracht, für diese Gegend den jährlichen Gang anzugeben, und zwar führe ich für Thorshavn zwei Reihen nachstehend an, da die Gesamtreihe nicht ganz homogen zu sein scheint.

Thorshavn. Monats- und Jahresmittel der Bewölkung.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1881—1910	7.8	7.6	7.4	7.3*	7.7	7.6	8.0	8.1	7.7	7.7	7.9	7.7	7.7
1896—1910	8.0	7.9	7.6	7.5*	8.1	7.9	8.2	8.3	7.9	8.0	8.3	8.1	8.0

Nach Johansson²⁾ lassen die Beobachtungen von Kvalbo, Eide und Viderö mit allerdings nur kurzen Reihen vermuten, daß die Westseite der Insel einer noch stärkeren Bewölkung ausgesetzt ist. Kvalbo hat im Jahresmittel der Periode 1881—1900 eine Bewölkung von 8.4. Nach der neueren

¹⁾ I. Friedmann: Bewölkung und Sonnenschein des Mittelmeergebietes. Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte XXXV, Jahrgang 1912, Nr. 2, Hamburg 1912.

²⁾ Meteorologische Zeitschrift 1911, S. 409.

einwandfreien Reihe von Thorshavn hat der April das nur schwach ausgeprägte Minimum im Jahresgang, während ein sekundäres Minimum im September angedeutet ist. Das sommerliche Hauptmaximum fällt auf den August. Das Gebiet über Irland, das gleichfalls eine Jahresschwankung von weniger als 10% aufzuweisen hat, hat im März bereits eine geringere Bewölkung, und auch das September-Minimum ist wesentlich ausgeprägter, denn hier liegt die Bewölkung unter dem Jahresmittel, was auch im Oktober noch in ganz geringem Maße der Fall ist.

Das andere, ebenfalls schon erwähnte Gebiet mit einer unter 10% bleibenden Jahresschwankung liegt über Mittelengland. Auch hier läßt ein Anstieg der Bewölkungskurve, der im Juli einsetzt, eine größere Jahresschwankung nicht aufkommen. Andererseits ist dieses sommerliche Maximum nicht so sehr ausgeprägt wie in Nordschottland, wo die sommerliche Trübung so stark wird, daß Juli und August das Hauptmaximum der Bewölkung aufweisen. Dieses bewirkt, daß die Jahresschwankung 10% übersteigt.

Das Gebiet über der Ägäis mit der größten Jahresamplitude hat einen sehr einfachen jährlichen Gang. Einem ausgesprochenem Minimum im August oder Juli steht ein Dezember Maximum gegenüber. Zwischen beiden finden ziemlich gleichmäßige An- und Abstiege der Jahreskurve statt, nur mit dem Unterschied, daß der Abstieg der Kurve etwas langsamer vor sich geht als der Anstieg.

Von weiteren Besonderheiten der Jahresschwankungskarte sind hervorzuheben: die Gebiete verhältnismäßig großer Schwankung über der mittleren und südlichen Ostsee, über dem Mittelland der Schweiz¹⁾, über der Iberischen Halbinsel. Ihnen stehen einige erwähnenswerte Gebiete geringerer Schwankung gegenüber, die über den Alpen, an der Ostküste Spaniens, an der italienischen Riviera und im Kaukasus zu suchen sind. Ihre Entstehung verdanken sie einem ganz verschiedenartigen Aussehen der Jahreskurve, und da diese Gebiete bei der späteren Betrachtung nicht mehr so geschlossen in die Erscheinung treten, erscheint es angebracht, sich jetzt auf Grund der Jahresschwankung näher mit ihnen zu beschäftigen.

Das Gebiet über der Ostsee ist insofern eine auffallende Erscheinung, als wir eine ähnliche Amplitude von mehr als 30% im westlichen Europa erst über der Iberischen Halbinsel wiederfinden. Daß man das Gebiet größerer Amplituden über der Ostsee nicht als abgesprengt von dem großen kontinentalen Gebiet ansehen darf, geht schon daraus hervor, daß über der Ostsee das Minimum im Juni, über Südrußland dagegen im August liegt. Der Jahresgang über der Ostsee ist ziemlich einfach: Maximum im Dezember, Hauptminimum im Juni; ein zweites Minimum im September wird durch einen verlangsamten Abstieg ganz schwach angedeutet.

Die Ursache für die größere Schwankung über der südlichen Ostsee können wir sowohl in dem ausgeprägteren Dezember-Maximum, als auch in der besonders geringen Bewölkung des Juni erblicken. Ein Blick auf die Dezember-Isonephenkarte zeigt, daß das Gebiet besonders starker Bewölkung, das den größten Teil des europäischen Rußlands überdeckt, sich mit seinen Randgebieten über die südliche Ostsee hinzieht und sogar teilweise in abgeschlossenen Gebieten bis an die Nordsee heranreicht. Im Juni nimmt die ganze Ostsee teil an einem Wolkenauflockerungsgebiet, das sonst erst in diesem Monat für Südeuropa charakteristisch ist. Dieses weit nach Nordwesten vorgeschobene Gebiet stärkerer Amplituden ist auch deswegen auffallend, weil sich über dem zentralen Norddeutschland ein Gebiet mit einer geringeren Schwankung, die unter 20% bleibt, in einem schmalen Streifen von der Nordsee bis nach Schlesien und Böhmen hinein erstreckt, und wir auch über Nordfrankreich und an der nordspanischen Küste diese geringe Amplitude antreffen.

Für die Herausbildung dieser Verhältnisse scheint die Juniwitterung verantwortlich zu sein. Aus den Einzelkurven erkennt man, daß die Herabdrückung der Amplitude in dem mittleren Norddeutschland durch die Unterdrückung des Juni-Minimums erzeugt wird, das an den Ostseeküsten eine besondere Rolle spielt und, wie bereits hervorgehoben, zum Hauptminimum im Jahresgang geworden ist. Andererseits ist bekannt, daß Norddeutschland mit dem gesamten Nordwesteuropa zusammen im Juni mit ziemlicher Regelmäßigkeit einen Einbruch kalter Luft erleidet, den wir als Junikälterückfall (Schafkälte) bezeichnen. Ob es sich bei diesem Einbruch um polare Luft oder um kühlere ozeanische Luft handelt, ist noch nicht geklärt. Da er mit zeitweise recht anhaltender Niederschlagsbildung verbunden ist, wird dadurch die normale Bewölkungsabnahme im Juni unterdrückt. Dagegen erfreuen

¹⁾ Durch ein Versehen ist dieses Gebiet leider auf der Karte weggelassen worden. Es ist aber deutlich ausgesprochen und ist leicht nachzutragen als ein sich von der Westecke des Genfer Sees nordostwärts bis zum Bodensee hinziehendes, geschlossenes Gebiet, das die Bezeichnung größer als 30% bekommen muß.

sich bei dieser Wetterlage Osteuropa und auch die Ostseeländer einer geringen Bewölkung. Hennig¹⁾ hat in einem Aufsatz, der sich mit den Niederschlags- und Gewitterverhältnissen in Kurland beschäftigt, auf die verhältnismäßig ausgesprochene Regenarmut der kurländischen Westküste im Frühsommer hingewiesen, die von April bis Juni zu beobachten ist. Nach Hennig soll sich dann über der noch kühlen See sehr leicht ein eigenes „Ostseehoch“ bilden, von dem die Seewinde dem wärmeren Lande zuströmen. Dabei weht zuweilen wochenlang Tag für Tag ein kühler trockener Nordwest- oder Nordwind über die Westküste Kurlands hin und verursacht heitere, ungewöhnlich sichtige Witterung. Die Zahl der Gewitter, die Häufigkeit der Gewitterregen und damit der monatliche Gesamtniederschlag werden dadurch merkbar verringert. Wenn diese Erscheinung auch nicht in jedem Jahre und auch in den Jahren, in denen sie vorhanden ist, mit verschieden starker Ausbildung auftritt, so mag sie doch einen merkbaren Anteil an der Herausbildung des Juniminimums der Bewölkung über der Ostsee haben. Ein Beispiel starker Aufheiterung in den Frühsommermonaten der Ostseeprovinzen hat G. Hellmann²⁾ in den sonnenscheinreichen Monaten Mai und Juni 1917 beschrieben.

Das Gebiet stärkerer Amplitude über dem Mittelland der Schweiz ist einfacher zu erklären. Es hängt offenbar mit der dort sehr hohen Bewölkung im Dezember zusammen, die ihrerseits durch das häufige Auftreten der Nebel bedingt wird³⁾.

Das an dritter Stelle angeführte Gebiet stärkerer Amplitude über der Iberischen Halbinsel, das 40% übersteigt, ist ursächlich nicht so leicht zu deuten. Auffallend ist nur die verhältnismäßig starke winterliche Bewölkung trotz der dann häufigen antizyklonalen Luftdruckverteilung. Möglichenfalls sind hohe Wolken besonders daran beteiligt. Die spanische Ostküste und auch das nördliche Spanien haben charakteristischerweise eine bedeutend geringere Bewölkung, der bekannte Vorzug des dortigen Winterklimas. Das sommerliche Bewölkungsminimum im Juli und August ist im Innern sehr gut ausgeprägt. Außerordentlich gering ist die Amplitude der Nordküste, wodurch die größeren Werte südlich davon sozusagen unterstrichen werden. Dort ist wegen der starken sommerlichen Bewölkung, die durch nördliche Luftströmungen hervorgerufen wird, die Jahresschwankung bis auf rund 10% herabgedrückt. Dieses gleichmäßig bewölkte Gebiet, das allerdings nur den äußersten Küstenstreifen umfaßt, kann sich demnach fast mit den Gebieten geringster Amplitude in den Küstenbezirken des nordwestlichen Europas messen, erfreut sich dabei aber im Jahresdurchschnitt eines wesentlich heiteren Himmels als diese.

Wir betrachten nun noch kurz die schon erwähnten Gebiete mit geringer Jahresschwankung über den Alpen, an der Ostküste Spaniens, an der italienischen Riviera und über dem Kaukasusgebiet, unmittelbar an der Östeecke des Schwarzen Meeres. In allen drei Gebieten erreicht die Jahresschwankung nicht 20%.

Die Entstehung der geringen Amplitude über den Alpen ist leicht erklärt. Sie hängt mit dem bekannten Höhentypus der Bewölkung zusammen. Das winterliche Maximum der umliegenden, tiefer gelegenen Gebiete weicht in den Höhenlagen starker Aufheiterung, die das Jahresminimum darstellt. Daneben ist das sommerliche Maximum nicht so ausgeprägt, da es die sommerlichen Bewölkungsgrade der Ebene, die dort im Jahresgang im allgemeinen das Minimum bilden, nur wenig übersteigen kann.

Die Ostküste Spaniens nimmt mit ihrer geringen Jahresschwankung auf der iberischen Halbinsel eine besondere Stellung ein. Das winterliche Maximum, das, wie wir vorhin sahen, im Innern scharf ausgeprägt ist, ist an der Küste so stark unterdrückt, daß ein Frühjahrsmaximum im April zur Geltung kommen kann. Auf den Bewölkungskarten der einzelnen Monate sehen wir in den Wintermonaten, wie sich die günstigen Bewölkungsverhältnisse der Südspitze Spaniens an der ganzen Ostküste nordwärts ziehen. Daß orographische Verhältnisse in Form von Gebirgszügen, die den Einbruch feuchter Luftmassen von der Küste abhalten, hierbei maßgebend sind, ist leicht verständlich.

Für die italienische Riviera gilt ungefähr die gleiche Ursache. Auch hier beobachten wir wieder ein Zurückdrängen des winterlichen Maximums und in abgeschwächter Form eine Verschiebung auf den März und April. Mit dem Frühjahrsmaximum werden wir uns noch später zu beschäftigen haben.

Das Gebiet geringer Jahresschwankung im Kaukasus wird durch die Stationen Kutais und Batum repräsentiert, d. h. durch zwei Orte im Westteil des großen Grabenbruches, der sich südlich vom

¹⁾ R. Hennig, Die Niederschlags- und Gewitterverhältnisse in Kurland. Meteorologische Zeitschrift 1918, S. 249—255.

²⁾ Meteorologische Zeitschrift 1921, 306—307.

³⁾ Siehe: J. Maurer, R. Billwiller jr. und Clem. Heß, Das Klima der Schweiz. 1909, I. Band, 73 u. 74 mit einer Karte: Geographische Verbreitung der Häufigkeit des Tiefnebels.

eigentlichen Kaukasus hinzieht. Hier ist ein sommerliches Minimum fast vollständig unterdrückt, die Jahreskurve hebt sich im Juli und August zu einem ausgeprägten zweiten Maximum an, das allerdings das Jahresmittel noch nicht vollständig erreicht. Eine Verschiebung des Hauptminimums auf den Oktober ist die Folge. Friedmann sieht die beständigen Nordwinde im Sommer als die Ursache der erhöhten sommerlichen Wolkenbildung an und führt Hann als Stütze seiner Ansicht an. Ich vermag ihm aber nicht zuzustimmen, da natürlich nicht nur der kleine Zipfel des Gebietes östlich des Schwarzen Meeres von den Nordwinden getroffen würde. Auf die eigenartigen Verhältnisse im Kaukasus wird später noch im Zusammenhange bei Besprechung der Einzelkurven der Stationen zurückzukommen sein, weshalb sich jetzt ein weiteres Eingehen auf diese Frage erübrigt.

Bezüglich der Größe der Jahresschwankung über den übrigen Teilen Europas, die hier nicht als besonders erwähnenswert aufgeführt wurden, sei auf die Karte 14 meiner kartographischen Darstellung verwiesen. Ihr Hauptcharakteristikum, die nach Südosten zu gerichtete Zunahme der Amplitude, ist bereits hervorgehoben worden. Daneben sind noch bemerkenswerte Ausbuchtungen der Linien gleicher Schwankung vorhanden. Einige von ihnen sind im Relief des Landes begründet, andere werden mehr zufälliger Natur sein und nur der Wahl der Stufen ihre Entstehung verdanken. Auch eine andere Beobachtungsperiode wird im Verlauf der Linien Änderungen mit sich bringen.

Die Eintrittszeiten des Maximums und des Minimums der Bewölkung im Jahresgang.

a) Der Eintritt des Maximums.

Die beigegebene Fig. 4 soll dazu dienen, die recht mannigfaltigen Verhältnisse zu veranschaulichen. Der Hauptzug, den sie beim ersten flüchtigen Bilde zeigt, ist der der Gegensätzlichkeit zwischen den Küstengebieten am Nordwestrande von Europa, den Ländern des Mittelmeergebiets einerseits und dem

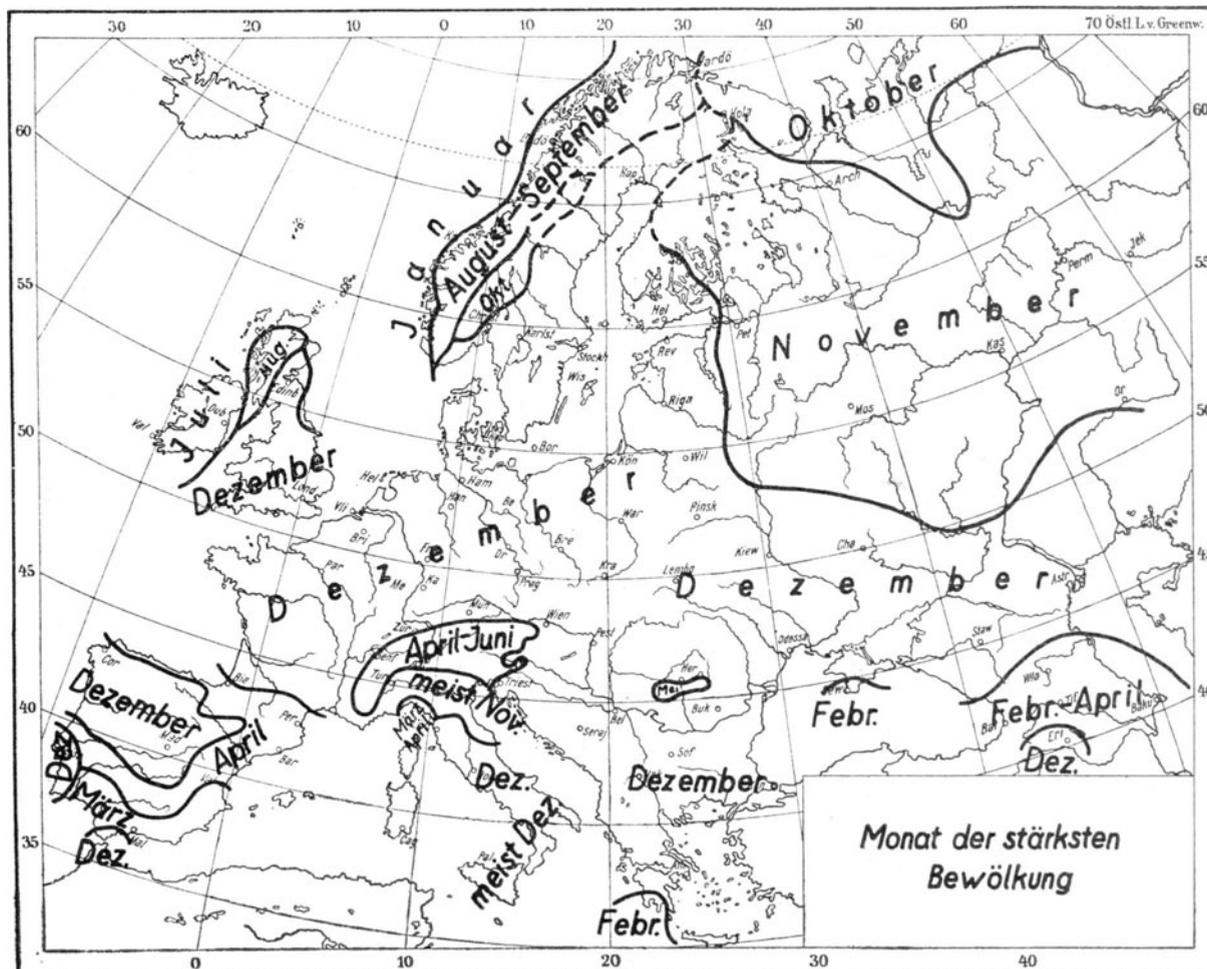


Fig. 4.

festländischen Europa andererseits. Hier weite Flächen, wo das Maximum einheitlich auf den gleichen Monat fällt, dort nur schmale Gebietsstreifen, die eng nebeneinander gelagert, sich doch erheblich von einander unterscheiden.

Beginnen wir dieses Mal unsere Betrachtung mit den großen Flächen, in denen wir die normalen Bewölkungsverhältnisse sich widerspiegeln sehen. An der Eismeerküste des europäischen Rußlands treffen wir das Minimum bereits im Oktober an. Wir müssen in diesem Gebiet einen Ausläufer des größeren Gebietes sehen, das sich nach Schönrocks Untersuchungen jenseits des Urals auf asiatischer Seite bis zur Lena und dem Baikalsee hinzieht. In den eigentlichen Wintermonaten findet sich hier als Folge von Hochdruckwetter die bekannte geringe Bewölkung über Sibirien und der Mongolei. Anschließend liegt ein Gebiet, das als Übergangsbereich zu betrachten ist, und den größten Teil des europäischen Rußlands umfaßt. In ihm ist der November der Monat mit der stärksten Bewölkung. Weiter nach Westen zu verspätet sich das Maximum noch mehr und fällt auf den Dezember. Das ganze Ostseegebiet mit dem größten Teil von Schweden, ein großer Teil Englands, das ganze mittlere Westeuropa, die südosteuropäische Halbinsel, bis auf kleine Teile, die später noch zu behandeln sind, gehören hierher. Ausgesprochene Höhenlagen, wie die Alpen, machen erklärlicherweise eine Ausnahme, doch auch sie können das einheitliche Bild nicht stören, welches hier das Dezembermaximum als das Normale erscheinen läßt.

Dieses soeben beschriebene, ausgedehnte Gebiet wird nach Norden und Süden von kleineren Gebietsstreifen begrenzt, die einen ganz anderen Gang aufweisen, und in denen bereits auf geringe Entfernung hin wesentliche Verschiebungen des maximalen Bewölkungsmonats auftreten. Ihre Lage läßt sich leicht angeben. Im Norden sind sie zu suchen über Irland, Nordengland und über Norwegen mit einem schmalen Streifen des gebirgigen Schwedens. Im Süden liegen sie über der Pyrenäenhalbinsel, über der Südspitze der Balkanhalbinsel, am Südrand der Krim und über dem Kaukasusgebiet.

Die Jahresschwankung über England, besonders über seinen nordwestlichen Teilen, ist, wie früher schon gezeigt wurde, nicht groß. Trotzdem sind die jetzt zu schildernden Ausnahmen im jährlichen Gang der Bewölkung doch so ausgeprägt, daß sie nicht zu übersehen sind und auch meteorologisch bedingt sein müssen. Um etwaigen Zweifeln zu begegnen, sei dabei betont, daß es sich hier nicht um einzelne Stationen handelt, die durch fehlerhafte Beobachtung vielleicht einen entstellten Gang zeigen, sondern die Betrachtung stützt sich stets auf Gruppenmittel, die aus übereinstimmenden jährlichen Gängen mehrerer Stationen abgeleitet wurden.

Über Irland selbst liegt das Bewölkungsmaximum im Juli, scharf ausgesprochen gegenüber den Nachbarmonaten, von denen die Kurve sich zu dem über März bis Mai erstreckenden bewölkungsärmeren Himmel der Frühjahrszeit und andererseits zu der ausgesprochenen Aufheiterung im September und Oktober hinzieht. In Nordschottland nehmen Juli und August in gleichem Ausmaße an der Zunahme der Bewölkung teil. Dieses sommerliche Maximum finden wir auch im ganzen übrigen Teil Englands wieder, aber es ist nicht mehr das Hauptmaximum, sondern wird größtenteils recht merkbar von dem winterlichen Maximum im Dezember überragt. Nur an der Ostküste bilden die Stationen: Seaham, Durham, Raunton ein kleines Ausnahmegebiet, das ein ausgesprochenes Sommermaximum hat. Abgesehen von Seaham hat in dieser Gruppe der Juli die stärkste Bewölkung. Immerhin ist es auffallend, daß dieser für Irland und Nordschottland typische Gang an der Ostküste des mittleren England wieder zu finden ist.

In der skandinavischen Küstenregion des Atlantik ist der Januar der am stärksten bewölkte Monat. In Nordnorwegen gilt dies aber nur für die am weitesten vorgeschobenen Inseln. Ich nenne die Stationen: Andenes, Skomvaer, Nordoerne¹⁾. Ein Herbstmaximum macht sich daneben allerdings stark bemerkbar. In Südschweden tritt dieses Gebiet auf den eigentlichen Küstenstrich über, bis schließlich an der nach Südosten offenen Küste das Maximum auf den Dezember fällt, und damit der Anschluß an das bereits besprochene ausgedehnte Gebiet über dem zentralen Westeuropa erreicht wird. Der größte Teil von Norwegen hat die stärkste Bewölkung in den Monaten August und September, und an der Küste von Mittelnorwegen fällt diese teilweise auch auf den November. Erwähnung verdient hier ein Gebiet, das sich in schmalen Streifen in Südnorwegen an der schwedischen Grenze hinzieht und teilweise auf schwedisches Gebiet übertritt. Seine Ausdehnung nach Norden ist mangels einer genügenden Anzahl von Stationen mit längeren Reihen nicht festzustellen, und die Be-

¹⁾ In starker Abweichung zu Hamburg: *Nébulosité et soleil dans la Péninsule Scandinave*. Bihang I. till Meteorologiska Iakttagelser i Sverige. Vol. 50, 1903. Allerdings sind dort nur kürzere Reihen verwandt worden.

grenzungslinie ist daher auf der Karte gestrichelt angegeben. In diesem Gebiet fällt die stärkste Bewölkung auf den Oktober.

Die in Betracht kommenden Stationen sind in nachstehender Tabelle zu einem Gruppenmittel zusammengefaßt worden, trotzdem ihr Kurvenverlauf außer dem gemeinsamen Zug des Oktobermaximums nicht in allen Einzelheiten übereinstimmt. In den später zu besprechenden Gruppenmitteln sind die Stationen aus diesem Grunde auseinandergerissen, so daß das Oktobermaximum nicht mehr in dieser reinen Form zu Tage tritt.

Aus den Jahrgängen von 7 Stationen, die in dem auf Figur 4 mit „Oktober“ bezeichneten Gebiete liegen, berechnet sich nachstehender mittlerer Jahrgang, bei einem Jahresmittel von 6.2.

Mittlerer jährlicher Verlauf der Bewölkung der Stationsgruppe mit Oktobermaximum über Skandinavien.

Januar	0.0	Juli	—0.1
Februar	—0.3	August	+0.2
März	—0.1	September	—0.2
April	—0.2	Oktober	+0.8
Mai	—0.3	November	—0.3
Juni	—0.6*	Dezember	+0.5

Am meisten ähnelt dieser Verlauf der mittleren Jahreskurve für das Innere des südlichen Norwegen, die wir später noch bei den Einzeltypen zu besprechen haben, doch besteht zwischen beiden vor allem der Unterschied, daß hier das Oktobermaximum ganz rein als Hauptmaximum zu Tage tritt. Hamberg hat auf diese Tatsache nicht hingewiesen. Die Stationen, die an diesem Oktober-Maximum beteiligt sind, liegen in Höhen von 100—630 m, sind demnach keine eigentlichen Höhenstationen. Und doch haben wir es hier mit einer Art „Höhentypus“ zu tun, indem sich die eigentlichen Wintermonate durch eine geringere Bewölkung von der stärkeren Bewölkung der Herbstmonate abheben. Die Verteilungskarte der Bewölkung zeigt dies deutlich. Im Dezember liegt über dem Inneren von Skandinavien ein Gebiet mit weniger als 70%, und im Januar geht die Aufheiterung noch weiter, da dann eine geschlossene Isonephe von 60% das Innere von Südnorwegen umschließt.

Daß Hamberg bei seiner Darstellung des jährlichen Ganges in verschiedenen Höhenstufen nicht auf das Oktobermaximum stieß, lag daran, daß in seinen Gruppen die Stationen mit August bzw. mit Dezember-Maximum überwiegen, und dadurch das Oktober-Maximum unterdrückt wird.

Wie bereits hervorgehoben, liegt am Weißen Meer und allgemein an der Nordküste Rußlands ein Gebiet, das gleichfalls ein Oktober-Maximum aufweist. Wie zu erwarten war, haben die beiden Gebiete über Nordrußland und Skandinavien nichts miteinander zu tun. Für das nordrussische Gebiet berechnet sich aus 5 Stationen folgender mittlerer Jahrgang (Jahresmittel = 7.5):

Mittlerer jährlicher Verlauf der Bewölkung der Stationsgruppe mit Oktober-Maximum über Nordrußland.

Januar	+0.1	Juli	—0.3
Februar	—0.1	August	+0.1
März	—0.8*	September	+0.5
April	—0.6	Oktober	+0.8
Mai	—0.1	November	+0.7
Juni	—0.5	Dezember	+0.2

Gegenüber der skandinavischen Gruppe ist die Lage des Minimums wesentlich anders. In Südnorwegen fällt dieses auf den Juni, in Nordrußland auf den März. Hier ist auch das Oktober-Maximum nicht so stark ausgeprägt, da der November ihm mit seiner Bewölkungszahl fast gleichkommt.

Wir gehen nun zu Südeuropa über und betrachten auch hier wieder die Gebiete, in denen sich auf verhältnismäßig kurze Entfernungen Unterschiede im Eintrittsmonat des jährlichen Maximums bemerkbar machen.

Über der Pyrenäenhalbinsel zeigen zunächst große Teile, d. h. die Nordhälfte von Portugal, die spanischen Provinzen Galizien und die beiden Castilien, den normalen Gang mit dem Dezember-Maximum und dem sommerlichen Minimum, wobei die Amplitude an der Küste gegenüber dem Innern bedeutend

herabgemindert ist. Es ist hier leicht die Beziehung zu den Niederschlägen herzuleiten, da sich darin die bekannte jährliche Niederschlagsverteilung der Subtropen mit Regen im Winter und regenarmen Sommern ausdrückt. Aber nur ganz im Großen besteht dieser Zusammenhang, in den Einzelheiten ist die Übereinstimmung nicht mehr vorhanden. Abweichend vom normalen Bewölkungsgang sind auf der Iberischen Halbinsel die Gebiete mit einem Maximum in den Frühlingmonaten. Wir finden das Frühjahrsmaximum zunächst in dem nördlichen Küstenstreifen, bei der allerdings schon erwähnten besonders kleinen Amplitude (S. 14) als Hauptmaximum. Als sekundäres Maximum tritt es auch bereits in der südlichen Hälfte des vorhin geschilderten Gebietes mit dem Dezember-Maximum auf. Südlich davon und auch in einem breiten Landstriche der Ostküste wird es zum Hauptmaximum, zunächst im April, weiter südlich im März; die Station Faro an der Südküste von Portugal zeigt es sogar im Februar. Das Frühjahrsmaximum ist aber hier im äußersten Süden der iberischen Halbinsel gegenüber dem Dezember-Maximum nicht mehr so ausgeprägt, sondern dieses gewinnt, je weiter wir nach Süden vorgehen, die Oberhand. Tarifa, Gibraltar und die Stationen im äußersten Südwesten Portugals haben bereits ein Dezember-Maximum. Wir kommen damit in das Gebiet der eigentlichen subtropischen Winterregen, die auf der afrikanischen Seite mit einem noch ausgesprochenen jährlichen Gang auftreten.

Das an der Ostseite der Iberischen Halbinsel ziemlich bestimmt vorherrschende April-Maximum reicht nicht über das Meer hinaus. Wir vermögen dies an dem Bewölkungsgang der meteorologischen Stationen auf den Balearen zu kontrollieren. Hier ist das Frühjahrsmaximum nur noch ganz schwach angedeutet, indem der Abstieg von den in gleicher Höhe liegenden Bewölkungswerten der Monate November bis Januar im März unterbrochen wird. Im übrigen ist die Amplitude auf den Balearen auch merkbar größer als an der iberischen Ostküste.

Der Bewölkungsgang der Balearen leitet über zum Bewölkungsgang auf Sardinien, wo wir auch ein Maximum im Winter mit dem größten Wert im Dezember haben, neben dem sich der März auch noch durch verhältnismäßig große Bewölkung auszeichnet.

Das Dezember-Maximum treffen wir gleichfalls im größten Teile von Süd- und Mittelitalien an. Nur die mittlere Nordostküste zeigt ein schwächer angedeutetes Maximum im November, das beim weiteren Fortschreiten nach Norden schließlich in der Po-Ebene fast ausschließlich zum Hauptmaximum wird. Bei Betrachtung der Gruppenjahreskurven von Oberitalien wird sich noch Gelegenheit bieten darauf zurückzukommen. Südlich der Po-Ebene scheint im Nordwestteil des Apennin ein Gebietsstrich zu bestehen, wo das Maximum bereits im Oktober eintritt, wenigstens deuten die beiden Stationen Cuneo und Sestola darauf hin. Die Monate Dezember bis Februar haben hier ein ganz ausgesprochenes winterliches Minimum, das dem alpinen Wintertyp der Bewölkung nichts nachgibt. Das sommerliche Hauptminimum im Juli-August sinkt nur wenige Zehntel unter das Februar-Minimum.

Im Golf von Genua liegen die Verhältnisse auf einem verhältnismäßig kleinen Gebiet ziemlich außergewöhnlich. März-April haben hier die stärkste Bewölkung, der Oktober kommt an ihre Werte sehr nahe heran. Das Frühjahrsmaximum, das über der Iberischen Halbinsel über ausgedehnteren Flächen anzutreffen war, kommt hier ganz begrenzt zur Vorherrschaft. Auch hiermit werden wir uns später noch beschäftigen müssen.

Auf der Balkanhalbinsel ist interessanterweise das Frühjahrsmaximum auf der Südwestseite von Morea, also im Süden, anzutreffen. Die Küstenstationen Kyparissia, Kalamata und die Station im Innern, Tripolis, weisen ein Februar-Maximum auf. Folgende Tabelle gibt den mittleren Jahresgang dieser 3 Stationen:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr
Tripolis	+1.5	+1.8	+1.3	+0.4	-0.4	-1.2	-2.3	-2.2	-1.6	-0.2	+1.2	+1.5	3.7
Kalamata	+1.8	+2.1	+1.4	+1.2	+0.1	-1.5	-3.1	-2.9	-1.8	-0.1	+1.3	+2.0	3.8
Kyparissia	+1.6	+2.1	+1.3	+1.4	-0.1	-1.2	-3.0	-3.1	-2.0	-0.1	+1.5	+1.8	4.1
Mittel	+1.6	+2.0	+1.3	+1.0	-0.1	-1.3	-2.8*	-2.7	-1.8	-0.1	+1.3	+1.8	3.9

Nach dem Gruppenmittel ist das Februar-Maximum gegenüber dem Dezember-Maximum nicht sehr stark, aber seine reale Bedeutung ist unleugbar vorhanden. Übrigens tritt es auch in Nordgriechenland noch als sekundäres Maximum auf.

Ostwärts weitergehend, finden wir ein Februar-Maximum auf der Südseite der Krim wieder, wo die Station Jalta die stärkste Bewölkung im Februar aufweist und bei der Station Sewastopol der Februar wenigstens neben Januar und Dezember die stärkste Bewölkung hat.

Schließlich ist im größten Teil des Kaukasus das Frühlingsmaximum, das bald auf den Februar, bald auf den März fällt und teilweise sich auch in den April verschiebt, zu finden. Auf die Erklärungsmöglichkeit dieser Tatsachen wird bei Besprechung der Einzeltypen des Jahresganges eingegangen werden, vorher ist aber noch kurz das Auftreten des jährlichen Minimums zu betrachten.

b) Der Eintritt des Minimums.

Im allgemeinen hebt sich die Eintrittszeit des Minimums schärfer aus dem ganzen Verlauf der Jahreskurve der Bewölkung heraus als der eben betrachtete Eintritt der stärksten Bewölkung. Darin drückt sich die Tatsache aus, daß das Minimum mit viel größerer Regelmäßigkeit sich in einem bestimmten Monat einzustellen pflegt als das Maximum. Die zu schildernden Verhältnisse haben deshalb auch größere Allgemeingültigkeit als beim Maximum.

Die regionale Verteilung des Monats mit der geringsten Bewölkung geht aus der Figur 5 hervor. Sie bietet in mancher Hinsicht interessante Züge.

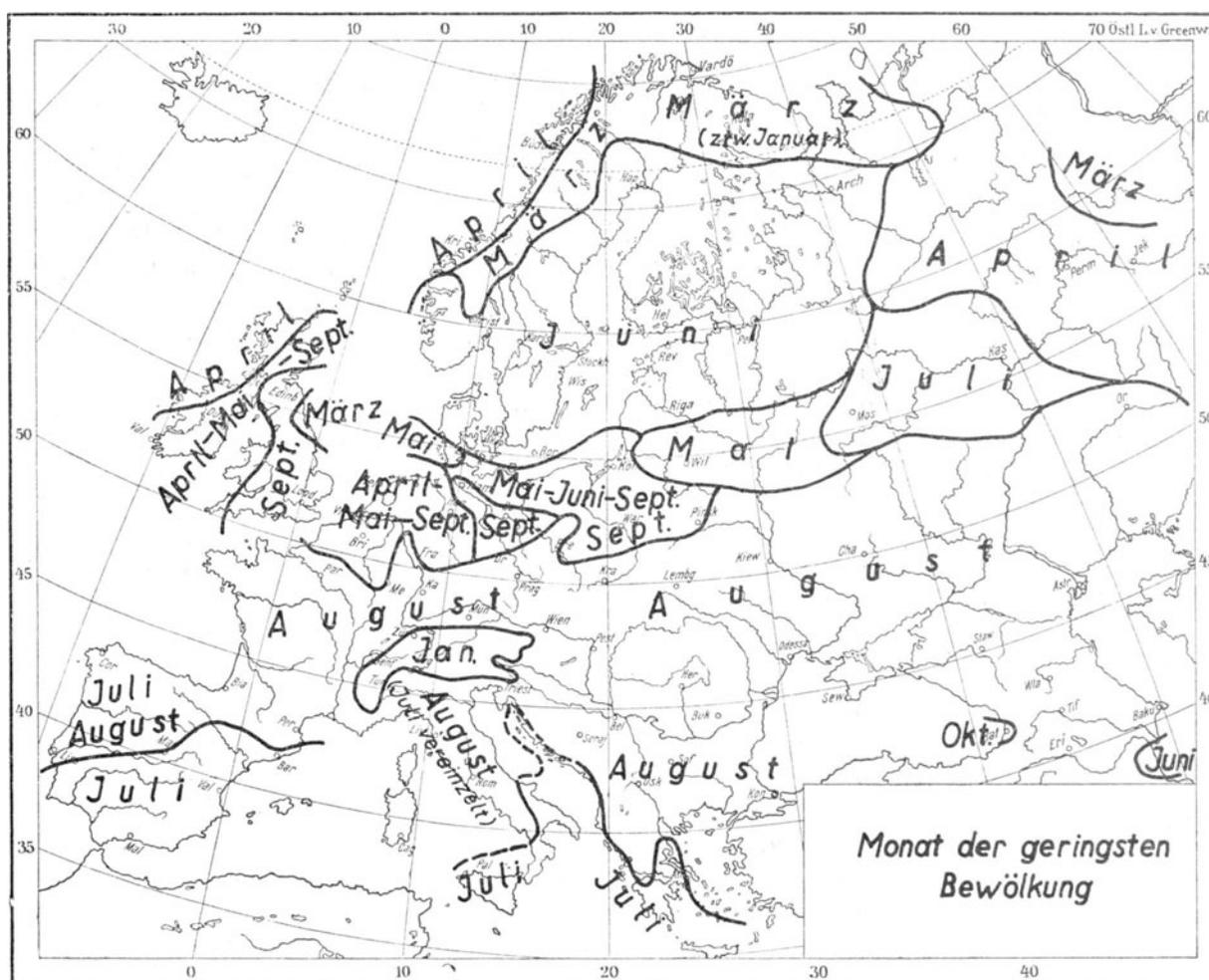


Fig. 5.

Zunächst treffen wir ganz analog der Karte, die den Monat der stärksten Bewölkung zeigte, auch hier wieder am Nordwestrand von Europa einen Gebietsstreifen, in dem die Eintrittsmonate der geringsten Bewölkung dicht nebeneinander wechseln. Dieses Gebiet erstreckt sich von England nach Nordosten zu über den norwegischen Teil der skandinavischen Halbinsel hinweg. Am äußersten Nordwestrand von Irland und Schottland ist in der bekanntlich sehr wenig schwankenden Jahreskurve der April der Monat mit der geringsten Bewölkung. Daran schließt sich eine Übergangszone, die den restlichen Teil von Irland umfaßt, nach der Westküste von England hinübergreift und auch Schottland bedeckt. In ihr sind die Verhältnisse nicht besonders klar ausgesprochen. Das Minimum fällt hier bald auf den April, bald auf den Mai. In Schottland tritt daneben schon der September in die Reihe der Monate mit der geringsten Bewölkung. Dieses Übergangsgebiet leitet zu Mittel- und Südeuropa über, wo der September der heiterste Monat ist.

An der norwegischen Küste setzt sich zunächst das maximale Gebiet des April fort. Nach dem Innern zu verfrüht sich aber, im Gegensatz zu den eben erörterten Verhältnissen über den Britischen Inseln, die Eintrittszeit des Jahresminimums, und wir haben über dem gebirgigen Innern von Norwegen den März als den Monat der geringsten Bewölkung. Das ist auch in Nordskandinavien, auf der Kola-Halbinsel und gleichfalls in den Gebieten östlich des Weißen Meeres der Fall.

Überblickt man, abgesehen von dem eben geschilderten Gebietsstreifen am Nordwestrande, das übrige Europa, dann fallen zunächst zwei größere Flächen auf, in denen die geringste Bewölkung einheitlich auf den gleichen Monat fällt. Dies ist zunächst das Gebiet der Ostsee, umfassend Schweden und Südnorwegen, östlich der Ostsee Finnland und die östlich sich anschließenden Gebiete, bis etwa zu 45° E. L. Gr., südlich des finnischen Meerbusens die Länder um den Rigaischen Meerbusen herum. In dem so umschriebenen Gebiet ist der Juni ganz entschieden der Monat der geringsten Bewölkung. Das andere große Gebiet breitet sich ungefähr südlich des 50° NBr. aus und reicht bis weit in die südeuropäischen Halbinseln hinein. Hier tritt die größte Heiterkeit des Himmels gewöhnlich im August ein.

Nur die Südspitzen der südeuropäischen Halbinseln bringen eine Verfrühung des Monats der geringsten Bewölkung, die hier auf den Juli fällt. Auf der Iberischen Halbinsel kann man feststellen, daß die Trennungslinie zwischen dem Juli- und dem Augustminimum ungefähr als Diagonale von der Südwest- nach der Nordostecke der Halbinsel verläuft. Dabei ist das Minimum in der Nordwesthälfte nicht so scharf ausgesprochen August-Minimum, sondern ist bereits mit Juli-Minimum vermischt. In Italien sind es nur Sizilien und die Provinzen Calabrien und Apulien, die ein ausgesprochenes Juli-Minimum haben. In charakteristischem Bogen biegt die Trennungslinie dann aber weit nach Norden aus, durchzieht das Adriatische Meer und schließt die ganze dalmatinische Küste in das Gebiet mit Juli-Minimum ein. Zu diesem gehören dann noch die Ionischen Inseln, Morea und der südöstliche Teil von Rumelien.

Ausnahmegebiete sind in der großen einheitlichen Fläche des August-Minimums nur das Alpengebiet, das in seinem Höhentypus, wie zu erwarten war, das Minimum im Januar hat. Ferner zwei kleine Gebiete, von denen das eine mit einem Oktober-Minimum in der Ostecke des Schwarzen Meeres, das andere mit einem Juni-Minimum durch die Station Lenkoran an dem Kaspi-See repräsentiert wird.

Zwischen den beiden Hauptgebieten, d. h. dem Gebiet mit dem Juni-Minimum östlich und westlich der Ostsee und dem noch ausgedehnteren Gebiet mit dem August-Minimum südlich des 50. Breitengrades, zieht sich ein sehr bemerkenswerter Gebietsstreifen hin, der sich seinerseits aus lauter kleineren Gebieten zusammensetzt, in denen das Minimum sich auf die verschiedensten Monate von März bis September verteilt. Die genauere Lage dieses Ausnahmegebietes muß aus der Figur selbst entnommen werden. Es beginnt eigentlich östlich des Uralgebirges, wo der März die geringste Bewölkung hat. Je weiter man von hier nach Westen zu vorschreitet, um so größer wird die Verspätung im Jahre, bis im westlichen Deutschland und auch im deutschen Küstengebiet der Ostsee wieder April und Mai sich durch die geringste Bewölkung auszeichnen. In den Niederlanden überwiegt mehr das September-Minimum, so daß hier die Verbindung mit dem September-Minimum-Gebiet in England zu bestehen scheint. In Belgien dürfte, soweit sich dies aus den hier nicht ganz sicheren Reihen beurteilen läßt, mehr ein April-Minimum zur Geltung kommen.

Die südliche Grenze dieses Ausnahmegebiets ist recht scharf. In Nordfrankreich haben nur Dünkirchen und Brest ein zweites Minimum im April bzw. im Mai. In Deutschland zieht die Grenze ziemlich genau zwischen Nord- und Süddeutschland hin. Das ganze Gebiet ist recht eindrucksvoll und zeugt sicher davon, daß in ihm meteorologische Vorgänge wechselweise zur Geltung kommen, die nordwärts und südwärts von ihm sich ungestört auswirken können. Es liegt nahe, einige Vermutungen bezüglich der Faktoren, die hierbei mitspielen, auszusprechen, da sie aber erst durch weitere Vorarbeiten gestützt werden müßten, begnüge ich mich hier damit, die Tatsache dieser Zone nachgewiesen zu haben, die ich in den folgenden Ausführungen als „Störungszone“ bezeichnen werde.

Die Typen des jährlichen Ganges der Bewölkung über Europa.

Nachdem in den vorhergehenden Kapiteln versucht worden ist, im Großen einen Überblick über den jährlichen Gang der Bewölkung durch Betrachtung der Größe der Jahresschwankung, sowie der Eintrittszeiten der Maxima und Minima zu geben, kann nun dazu übergegangen werden, den Verlauf der Kurven selbst zu betrachten. Schon eine flüchtige Durchsicht lehrt, daß Amplituden und Lage der Extreme noch nicht die Gesamtkurve repräsentieren, sondern daß daneben noch recht

bemerkenswerte Unterschiede auftreten. Es wäre natürlich zwecklos, sich bei der Betrachtung des Jahresverlaufes an jede einzelne Kurve der rund 1400 Stationen halten zu wollen, denn die erörterten Unsicherheiten bei der Bewölkungsschätzung und daneben auch lokale Eigentümlichkeiten, würden nur eine verwirrende, große Zahl von kleinen Unterschieden ergeben, die auf allgemeinere Bedeutung doch keinen Anspruch machen können. Es wurde deshalb das in solchen Fällen allgemein übliche Verfahren der Zusammenfassung mehrerer Stationen zu einem Gruppenmittel angewandt¹⁾. Maßgebend für die Zusammenfassung war natürlich möglichste Gleichartigkeit im jährlichen Gang. Indem ziemlich viel Gruppen geschaffen wurden, konnte auch weitgehend differenziert werden, doch wurden nur solche Stationen zusammengefaßt, die wirklich sehr weitgehend bis in Einzelheiten übereinstimmten. In der Fig. 6 sind die Gebiete kenntlich gemacht, deren Stationen zu einer Gruppe vereinigt wurden. Dabei fallen die politischen Grenzen, wie sie 1910 bestanden, mit den Gruppengrenzen zusammen. Dies ist absichtlich geschehen, obgleich gleiche Typen manchmal über die politischen Grenzen hinausgriffen. Um aber die Möglichkeit zu haben, etwaige Einflüsse der nicht immer gleich lautenden Beobachtungsanweisungen der verschiedenen Länder erkennen zu können, schien es doch zweckmäßig, die politischen Grenzen zu berücksichtigen, selbst auf die Gefahr hin, daß einige Gruppenmittel übereinstimmten. Allgemein sei nochmals betont, daß die Arbeit sich nur mit den Haupttypen des jährlichen Ganges beschäftigen will. Um nicht zu verwirren, wurde von weiterer Unterteilung, die sich in vielen Gebieten, wie z. B. den deutschen Mittelgebirgen, hätte durchführen lassen, absichtlich abgesehen.

Die Zahl der zu einer Gruppe vereinigten Stationen schwankt selbstverständlich beträchtlich je nach der Größe des Gebiets und der Dichte seiner Besetzung mit Stationen. Abgesehen vom Kaukasus, in dem die Verhältnisse so verwickelt liegen, daß man durch Bildung von Gruppenmitteln sehr viele charakteristische Unterschiede unterdrücken würde, sind mindestens 3 Stationen zu einem Mittel vereinigt worden. In gut besetzten Gebieten sind es mehr als 20, im Höchsthalle 30. Die Gruppenmittelwerte sind in der angefügten Tabelle 1 zusammengestellt. Sie haben neben der geographischen Bezeichnung eine Nummer, die der auf Figur 6 eingetragenen Numerierung der verschiedenen Gebiete entspricht. Im nachfolgenden Text bediene ich mich gleichfalls dieser Nummern.

Gleichzeitig mit der Beschreibung der verschiedenen Typen ist versucht worden, sie zu erklären, d. h. sie auf die meteorologischen Vorgänge zurückzuführen, die die Ursache für die Sonderheiten des jährlichen Ganges sein könnten. Im allgemeinen geht dies darauf hinaus, diesen mit dem Ablauf des Luftdrucks, der Feuchtigkeit, der Regen- und der Windverhältnisse zu erklären. Der jährliche Gang des Regens in Europa ist neuerdings von G. Hellmann²⁾ in einer vergleichenden Untersuchung behandelt worden. Von dem in dieser Arbeit gebrachten Material und seiner Diskussion ist häufig Gebrauch gemacht worden. Doch muß auch hier betont werden, daß die Beziehungen zwischen dem Jahresgange der Bewölkung und der monatlichen Regenmenge nur ganz gering sind. Sie bestehen nur insoweit, als die Tatsache des Regens der Ausdruck für gewisse meteorologische Vorgänge ist, die ihrerseits zur Bildung von Wolken Veranlassung geben. Doch besagt die absolute Regenmenge noch gar nichts über die Dauer des Regens und damit auch nichts über die Dauer der Bewölkung. Enger würden die Beziehungen sich gestalten, wenn die nötigen Unterlagen für die Regenwahrscheinlichkeit und die Regendauer gegeben wären. Hierüber müssen aber erst noch Sonderuntersuchungen angestellt werden, bevor man an die Betrachtung von ganz Europa herangehen kann.

Wenn wir uns neben den Niederschlägen ein Bild von den meteorologischen Vorgängen im Laufe eines Jahres machen wollen, so tun wir dies immer noch ziemlich unvollkommen durch eine Diskussion der Luftdruck- und Windverhältnisse, die sich auch häufig nur auf Monatskarten der betreffenden Elemente stützt. Die Vorstellungen, die wir uns hierüber zu machen pflegen, finden sich in der bekannten Klimatologie von Hann³⁾, in dem neuesten Werk von Köppen⁴⁾, „die Klimate der Erde,“ und in den verschiedenen Arbeiten von W. R. Eckardt⁵⁾, die er zuletzt in seinen „Grundzügen einer Physioklimatologie der Festländer“ zusammengefaßt hat. Diese Werke sind natürlich auch von mir viel herangezogen worden.

¹⁾ Die Berücksichtigung der Höhenlage, die von vielen Autoren auch für geringere Höhen durchgeführt wurde, habe ich nur für die eigentlichen Höhenstationen angewandt.

²⁾ G. Hellmann, Untersuchungen über die jährliche Periode der Niederschläge in Europa. Sitzungsberichte der Preussischen Akademie der Wissenschaften 1924, S. 122—152.

³⁾ Stuttgart 1908—1911.

⁴⁾ Berlin u. Leipzig 1923.

⁵⁾ Berlin 1922.

Daß es nicht möglich sein würde, eine vollkommene Erklärung des jährlichen Bewölkungsganges zu geben, damit wurde von vornherein gerechnet. Darüber hinaus hat sich aber herausgestellt, daß die Tatsachen, die uns bisher über den Verlauf der meteorologischen Vorgänge in den verschiedenen Teilen von Europa bekannt sind, doch noch viele Lücken aufweisen. Wie wir eingangs auseinandersetzen, ist die Bewölkung ein sehr scharfes Kriterium für gewisse Witterungsvorgänge, und diese müßten uns in der Häufigkeit ihres Auftretens und ihrer regionalen Erstreckung nach erst bekannt sein, bis wir den Jahresgang der Bewölkung wirklich erklären können.

Die nachfolgende Darstellung der Einzeltypen haben wir in vier Gruppen untergeteilt: 1) die Jahresgänge der Gebiete, in denen der maritime Einfluß überwiegt, 2) die Typen des östlichen Europas, 3) die Typen des Mittelmeergebiets, 4) der Höhentypus der Bewölkung. Die Grenzen zwischen den Typen 1—3 sind nicht scharf, was natürlich in der Natur der Sache liegt. Die Darstellung muß daher auch an manchen Stellen von einem Gebiet auf das andere übergreifen, wenn es gilt, eine Sonderheit der Jahreskurve in ihrer Ausdehnung festzustellen.

Zur Unterstützung der textlichen Darstellung sind die für die einzelnen Gruppen berechneten jährlichen Bewölkungsgänge zum Teil auch graphisch dargestellt. Diese Kurven sind für größere Gebietsteile zusammengefaßt und dem Text an den betreffenden Stellen beigelegt worden.

a) Die Typen mit maritimem Einfluß.

Die russische Eismeerküste liegt zwar strenggenommen innerhalb des Polargebietes, klimatisch pflegt man sie aber nicht zur Arktis zu rechnen. Das weite Vordringen der letzten Ausläufer des Golfstromes über Skandinavien hinaus verhindert, daß die nördlichsten Küsten Europas vom Polareis erreicht werden. Wir haben deshalb hier ein noch gemäßigtes Klima, nur die höher gelegenen Teile von Finnmarken und Lappland zeigen in ihrem Klima polare Züge. Die Jahreskurve der Bewölkung dieser nördlichsten Gegend von Europa zeichnet sich entsprechend ihrer hohen geographischen Breite durch die bereits erwähnte geringe Jahresschwankung aus, die zwei Grade der Bewölkungsskala nicht übersteigt (Fig. 7). An der Westküste vom nördlichen Norwegen, im Innern von Nordskandinavien, auf den Halbinseln Kola und Kanin, sowie an der Petschora-Mündung haben wir in den Wintermonaten eine verhältnismäßig geringe Bewölkung. Im nördlichsten Norwegen (1)¹⁾ liegt sie noch etwas unter dem Jahresdurchschnitt, in den übrigen genannten Gebieten bewegt sie sich um den Jahresmittelwert herum. Dies sind jedenfalls schon Anklänge an den polaren Winter. Daneben erfolgt im Monat März eine sehr bemerkenswerte Aufheiterung des Himmels (6, 1, 13), die den Jahreskurven einen ganz charakteristischen Zug verleiht. Im April steigt die Bewölkung dann schon wieder an und hält sich bis in den August hinein in der Nähe des Mittelwertes, um sich dann im September-Oktober stärker über ihn zu erheben und das Maximum zu erreichen.

Fassen wir aber die um das Weiße Meer herumliegenden Stationen (Mesen, Ust-Zylma, Kem, Archangelsk, Onega) zusammen,

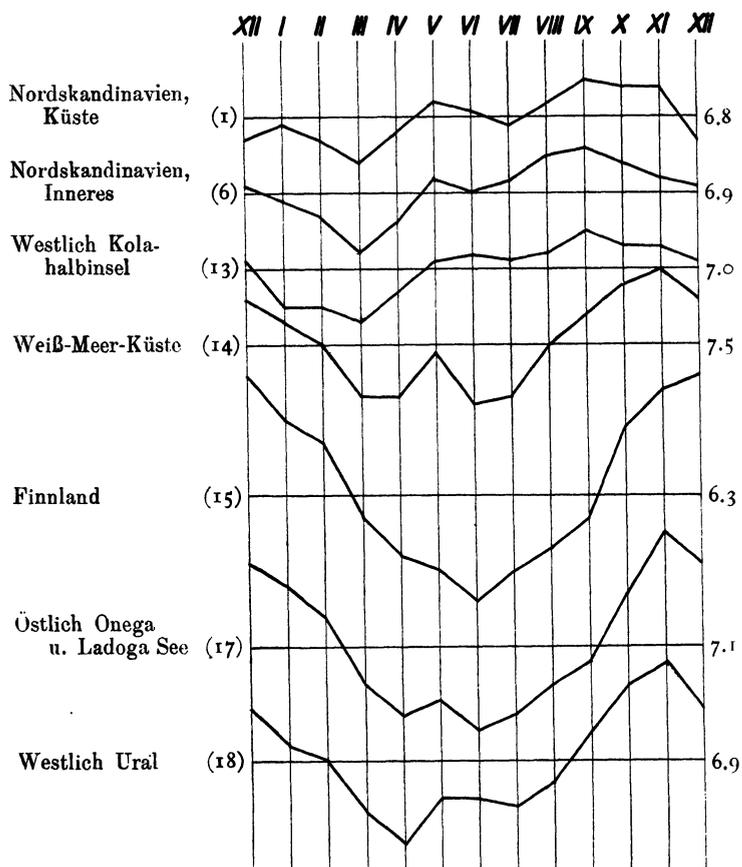


Fig. 7. Jährlicher Gang der Bewölkung an der Eismeerküste und über Nordrußland.
(1 cm = 1 Grad der Bewölkungsskala.)

Die Zahlen links der Kurven entsprechen der Numerierung der Gruppenmittel (s. Fig. 6), die Zahlen rechts der Kurven sind die Jahresmittel der Bewölkung.

¹⁾ Die eingeklammerten Zahlen bedeuten die betreffenden Nummern des Gruppenmittels (siehe Fig. 6 und Tab. 1).

so zeigt die Gruppenmittelkurve (14) ein wesentlich anderes Bild. Die winterliche Bewölkung liegt deutlich über dem Mittel. Das Frühjahrsminimum ist auch vorhanden, greift aber noch auf den April über. Der Mai hat darauf wieder verstärkte Bewölkung, die ungefähr dem Jahresmittel entspricht, während im Juni aber wieder eine so ausgesprochene Aufheiterung eintritt, daß in diesem Monat das Minimum der Jahreskurve erreicht wird. Der Juli nimmt an diesen sommerlichen Verhältnissen noch teil, worauf eine konstante Zunahme bis zum Maximum im Oktober einsetzt.

Die Station Pustosersk an der unteren Petschora hat einen dem eben beschriebenen sehr ähnlichen Jahresgang (14a). Hier ist nur das Frühjahrsminimum das Hauptminimum, ähnlich wie in Nordskandinavien und der Halbinsel Kola, doch daneben ist auch das sommerliche Minimum im Juni und Juli gut angedeutet. Das außergewöhnliche September-Maximum erscheint mir wegen der Kürze der verwandten Reihe (8 Jahre) noch nicht sehr gesichert. Leider ist es nicht möglich, die besonderen Eigentümlichkeiten dieser Kurven, wie das März-Minimum, das sekundäre Mai-Maximum, zu erklären, dazu bedürfte es erst eines genaueren Studiums der um diese Zeit in jenen Gegenden zur Geltung kommenden besonderen Wetterlagen. Mit Hilfe von nephischen Windrosen könnte man vielleicht schon Anhaltspunkte gewinnen, da ihre Anfertigung aber sehr viel Mühe erfordert, wurde sie im Rahmen dieser Arbeit vorläufig zurückgestellt.

Vom Weißen Meer nach Süden zu verändert sich der Jahresgang der Bewölkung sehr wesentlich und verhältnismäßig schroff. Für Finnland wurden zwei getrennte Kurven, eine für Gesamtfinnland (15) und eine für Nordfinnland (15a) berechnet. Beide ähneln sich sehr. Wir sehen einen außerordentlich einfachen jährlichen Gang mit einem winterlichen (Dezember-) Maximum und einem Juni-Minimum. Der Anstieg der Bewölkung im Mai, der am Weißen Meer und an der Petschora-Mündung so ausgeprägt ist, findet sich über Finnland höchstens nur in einer Verzögerung des Absinkens der Bewölkungskurve zum Juni-Minimum angedeutet. Diese Verzögerung ist aber nur so schwach, daß man sie erst dann erkennt, nachdem die Bewölkungszunahme in nördlichen Gegenden sicher

festgestellt ist und ein Ausklingen der ihr dort zu Grunde liegenden Ursache nach Süden hin vermutet werden darf.

Die Mai-Störung, die in stärkster Ausbildung an der Küste des Nordmeeres aufgefunden wurde, läßt sich nun weiter südwärts verfolgen. Wir finden sie noch sehr deutlich in dem Gebiet östlich des Onega- und Ladoga-Sees bis zum Ural hin (17 und 18). Auch jenseits des Ural erkennen wir sie noch in der allerdings sonst wesentlich anders gearteten Jahreskurve von Bogoslowsk. Die Werte dieser Station haben reelle Bedeutung, sie stützen sich auf eine 39jährige Beobachtungsperiode. Noch weiter südlich verschiebt sich die Störung auf den Juni und wird zweckmäßig bei Erörterung des kontinentalen Typus der Bewölkung besprochen (S. 30). Zunächst kehren wir zu dem maritimen Typus, den wir an der Nordmeerküste kennen lernten, zurück, und verfolgen ihn in seiner Umgestaltung weiter, die er an der Westküste Europas erfährt (siehe Fig. 8).

Auf den Norwegen vorgelagerten Inseln (2) und in einem schmalen Streifen der Westküste selbst (3 und 4) finden wir eine sich verhältnismäßig wenig über das Mittel erhebende Bewölkung im Winter, allerdings ist sie ganz ausgesprochen stärker als in den nördlicheren Gegenden. Mit dem

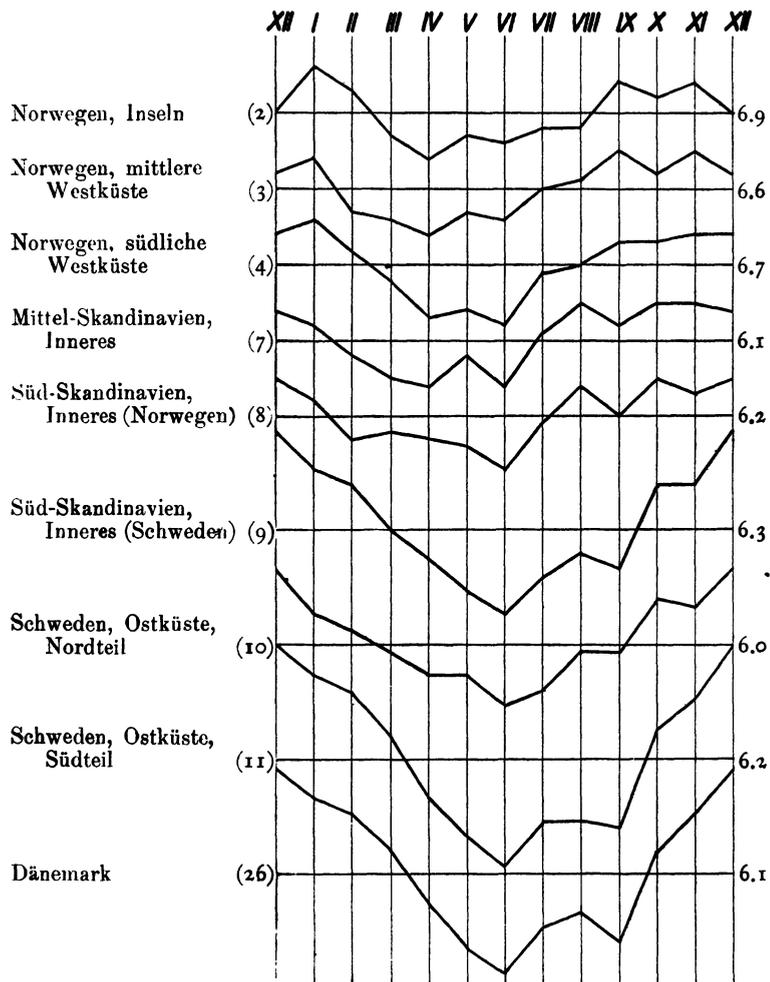


Fig. 8. Jährlicher Gang der Bewölkung über Skandinavien und Dänemark. 1 cm = 1 Grad der Bewölkungsskala.

Februar setzt dann die frühlingsmäßige Aufheiterung ein, die hier im Mai fast garnicht mehr durch eine Zunahme unterbrochen wird, sondern die Bewölkung liegt teilweise, z. B. auf den Inseln, bis in den August hinein unter dem Jahresmittel. Die Kurven für das Innere von Mittelskandinavien (7) und auch für das Innere von Südnorwegen (8) gehören ebenfalls zu diesem Typ. In dem Grenzstreifen zwischen Norwegen und Schweden finden wir dann noch die schon erwähnten Stationen mit einem Oktober-Maximum, das wir bereits auf S. 17 behandelten und als einen Ausdruck für eine Art Höhentypus der Bewölkung ansprachen, obgleich die in Betracht kommenden Stationen gar nicht in besonders großen Höhen liegen.

Die nach Südosten gerichtete Küste von Südnorwegen (5) hat bemerkenswerterweise einen Bewölkungstypus, der zum rein kontinentalen Typus überleitet. Auf ein ganz ausgesprochenes winterliches Maximum folgt hier ein scharfes Abgleiten der Kurve bis zum Juni-Minimum, während der Aufstieg der Kurve im Herbst durch eine vorübergehende Aufheiterung im September unterbrochen wird. Im allgemeinen treffen die eben geschilderten Verhältnisse auch für Schweden und die Ostseeküste zu (9, 10 und 11), nur mit der Einschränkung, daß im Bottnischen Meerbusen die Amplitude geringer ist und dadurch natürlich die ganze Kurve abgeflachter erscheint.

Auch die Stationen im Kattegatt und Skagerak (12a), sowie das aus den gesamten dänischen Stationen (26) abgeleitete Gruppenmittel zeigen den verhältnismäßig einfachen und ausgesprochenen jährlichen Gang mit dem winterlichen Maximum (Dezember) und dem Juni-Minimum, nur fällt über Dänemark die Aufheiterung im September viel stärker aus dem Gesamtgange heraus als es bei den skandinavischen Gruppen der Fall ist. Der Rückgang der Bewölkung im September ist nämlich so beträchtlich, daß der Wert des Hauptminimums fast erreicht wird.

Wandern wir nun an der Küste, wo wir den maritimen Typus des Bewölkungsganges am ersten anzutreffen erwarten müssen, weiter nach Süden, so kommen wir in jenen westöstlich verlaufenden „Störungstreifen“, der sich in der Eintrittszeit des Monats der geringsten Bewölkung (Fig. 5) so scharf hervorhebt. Danach kann sich an der Nordküste von Deutschland das Jahresminimum im Mai, Juni oder September einstellen. Ich verweise hier auf die Gruppen 27 und 30, von denen die Gruppe östlich der Oder mit einer größeren Amplitude stärkere kontinentale Anklänge zeigt als die Gruppe für das Gebiet westlich der Oder (siehe Fig. 9).

Ein Gebiet im mittleren Norddeutschland (29), das sich im Südosten bis an die böhmische Grenze hinzieht, dann das Elbtal bis in die Hamburger Gegend umfaßt, nach Westen bis zum Thüringer Wald, nach Osten bis an die Oder reicht, hat ein ausgesprochenes Septemberminimum, über dessen Verbreitung später noch im Zusammenhang zu reden sein wird.

Im mittleren Nordwestdeutschland (31) in den Niederlanden (33), in Belgien (34), in Nordfrankreich (42) finden wir bei einer Jahresschwankung, die meist zwei Grade der Bewölkungsskala

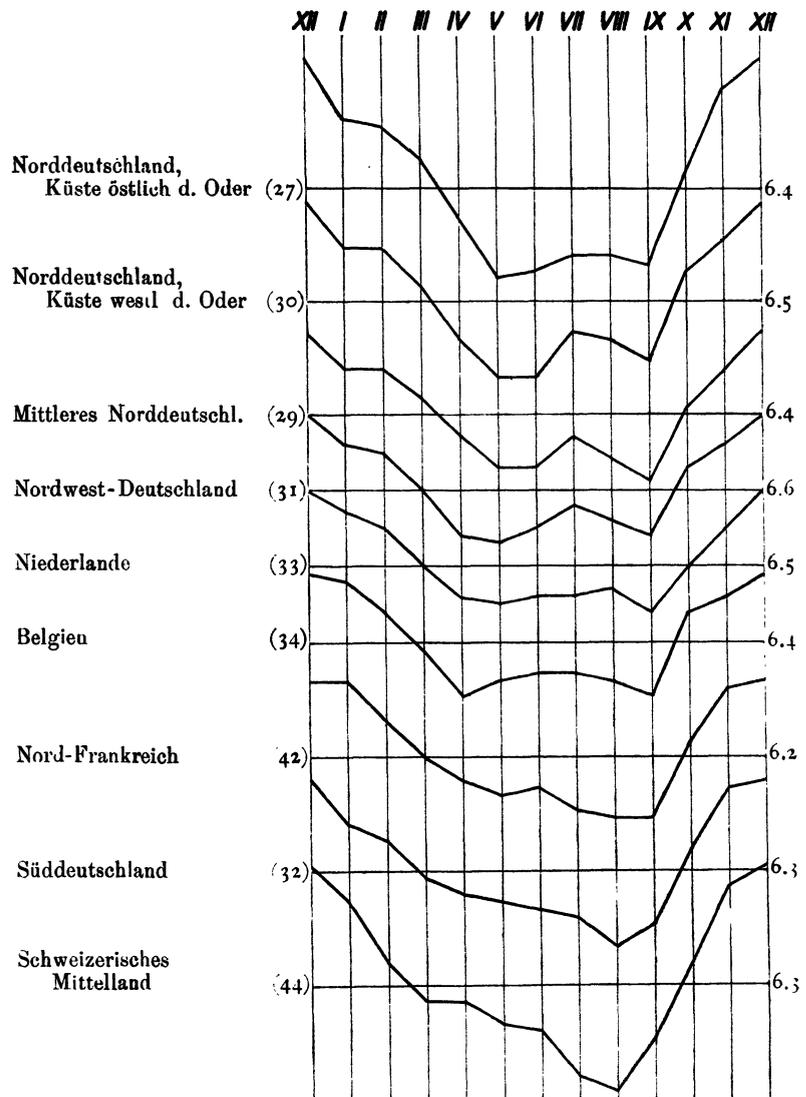


Fig. 9. Jährlicher Gang der Bewölkung im westlichen Mittel-Europa.
1 cm = 1 Grad der Bewölkungsskala.

nicht überschreitet, einen ausgesprochenen maritimen Typus, der neben dem verhältnismäßig ausgeprägten winterlichen Maximum ein stärkeres sommerliches Minimum nicht aufkommen läßt. Die erwähnten Kurven erwecken sämtlich den Eindruck, als ob sich in den einfachen jährlichen Gang eine zweite Welle hineinschiebt, die zu einem Maximum im Juli hinstrebt. Es liegt nahe, an einen Einfluß der sommerlichen Gewitterbildung zu denken, aber vollständig lassen sich dadurch doch nicht die Verhältnisse erklären. Vielmehr dürfte es sich um die Herausbildung einer monsunartigen Erscheinung handeln, die sich im Sommer in dem Küstengebiet bemerkbar macht. In Südeuropa haben wir, wie auf S. 33 noch des näheren dargelegt werden wird, diese Erscheinungen an den einzelnen Halbinseln, die für sich als kleine Kontinente wirken, noch deutlicher entwickelt, nur kommt es hier mit der früher einsetzenden stärkeren Bestrahlung des Innern der Halbinseln auch zu einer früheren Herausbildung der monsunartigen Strömung. Die Folge ist ein Frühjahrsmaximum der Niederschläge und auch der Bewölkung.

Die Jahressgänge der Gruppenmittel von Schlesien (28), Polen (23), Süddeutschland (32) und Schweizer Mittelland (44) zeigen diesen Einfluß nur noch schwach. In diesen Kurven ist nur noch eine Verzögerung in dem Abfall zum Augustminimum zu erkennen, aber andererseits streben die Kurven doch ganz bestimmt diesem Augustminimum zu und leiten damit auch schon zu dem kontinentalen Typus über.

Besonders rein, wie natürlich zu erwarten war, treffen wir den maritimen Typus über den Britischen Inseln an (siehe Fig. 10), wo wir früher schon eine besonders hohe Bewölkung mit einer sehr

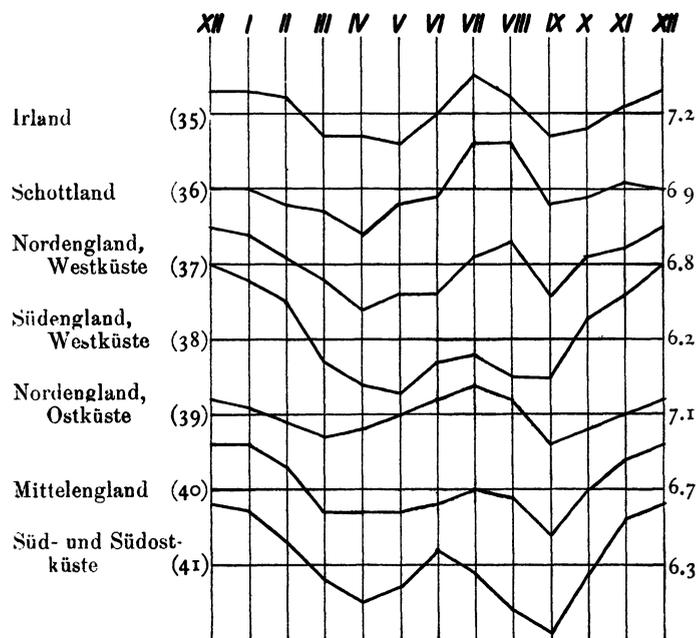


Fig. 10. Jährlicher Gang der Bewölkung über den Britischen Inseln.
1 cm = 1 Grad der Bewölkungsskala.

geringen Jahresschwankung feststellten (35-41). Der Winter zeichnet sich auch hier durch mehr oder minder starke Bewölkung aus. Im Frühjahr stellt sich dann Aufheiterung ein, die aber mit dem Vorrücken nach dem Sommer wieder unterbrochen wird. Wie die Betrachtung des Monats der größten Bewölkung ergab, ist diese Bewölkungszunahme in Irland, Schottland und an einigen Stationen der mittleren Ostküste so stark, daß sich dadurch ein Jahresmaximum im Juli bzw. im August herausbildet, eine sich sonst in Europa nicht wiederfindende Tatsache. In meine vorher geäußerte Ansicht, daß das sommerliche Maximum der Bewölkung als monsunartige Erscheinung aufzufassen ist, paßt dieses Hauptmaximum an der Küste sehr gut hinein, denn der mit dem Monsun verbundene Strom wasserdampfreicher Luft vom Meere nach dem Innern zu muß sich in Form starker Bewölkung zunächst in den Küstengebieten bemerkbar machen und dann in seiner Wirkung langsam nach dem

Innern zu abklingen. Das sommerliche Hauptmaximum Irlands und Schottlands macht sich dementsprechend über dem übrigen England noch bemerkbar, wo es als deutlich ausgesprochenes sekundäres Maximum in die Erscheinung tritt. Umsomehr fällt nach diesem sommerlichen Maximum der Bewölkung der Monat September aus dem Jahressgang heraus, indem über ganz Irland und England die Bewölkung so merkbar abnimmt, daß über Irland und Schottland die frühlingmäßigen Bewölkungsgrade erreicht werden und über dem übrigen England das Minimum der Bewölkung im Jahressgang sogar auf den September fällt. Wir hatten früher schon Gelegenheit, auf dieses September-Minimum bei Betrachtung der festländischen Gruppenmittel hinzuweisen, es erscheint deshalb angebracht, dieser Erscheinung der Himmelsaufheiterung im September noch einmal im Zusammenhange nachzugehen.

Das Verbreitungsgebiet des September-Minimums (Haupt- und sekundäres Minimum) der Bewölkung auf Grund der Gruppenmittel.

Es ist versucht worden, das Gebiet des September-Minimums, und zwar dieses Minimums in seiner Form als Hauptminimum oder auch als sekundäres Minimum, in der Figur 11 darzustellen. Dabei ist das Gebiet mit Absicht nur mit Schraffen bezeichnet, da die Schraffen von vornherein

andeuten, daß die Grenzen unsicher sind. Ausschlaggebend waren die Gruppenmittel, doch ist in den Grenzgebieten auch auf die einzelnen Reihen zurückgegriffen worden.

Der Monat September trägt den Charakter als heiterster Monat zunächst in dem südlichen Schottland, im eigentlichen England mit Ausschluß von Wales und Cornwall, sowie eines kleinen Gebietsstreifens in der Mitte der Ostküste. Die übrigen Teile der Britischen Inseln zeigen aber ein deutlich ausgeprägtes Sekundärminimum im September. Auf dem Festland finden wir das Hauptminimum im September zunächst an der Küste in den Niederlanden und dem nördlichen Belgien, ferner im zentralen Norddeutschland in einem dreieckigen Gebiet, das vom Thüringerwald und dem Erzgebirge nach Südwesten und Südosten begrenzt wird und im übrigen die Provinz Brandenburg und die Osthälfte der Provinz Hannover in sich schließt. Außerdem ist noch in Teilen von Polen und der Provinz Schlesien östlich der Oder der September der heiterste Monat.

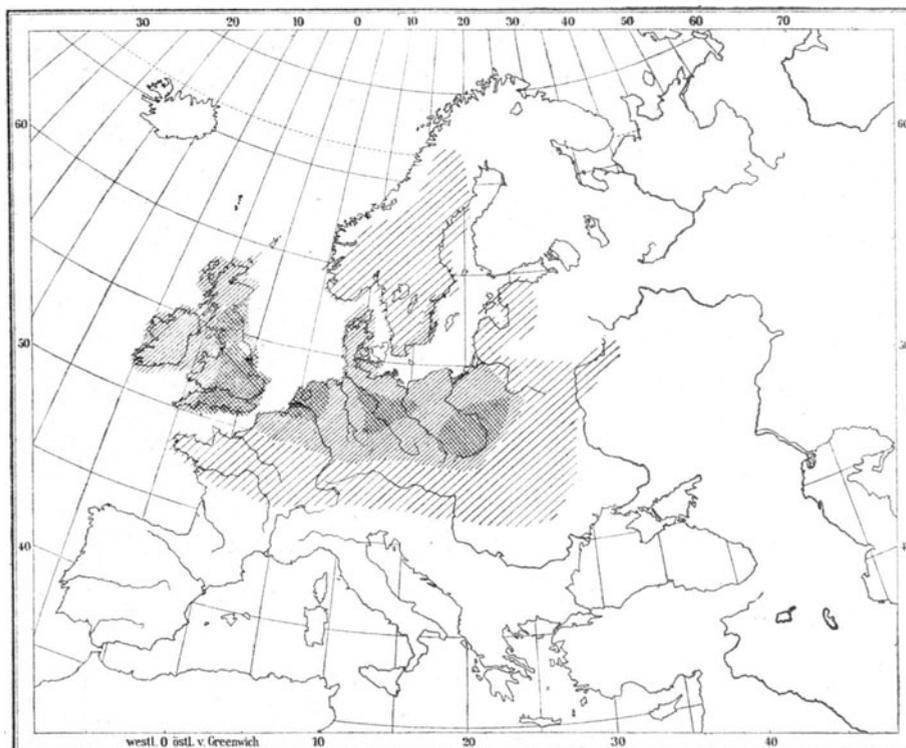


Fig. 11. Das Verbreitungsgebiet des September-Minimums im Jahresgang der Bewölkung.

Erläuterung der Schraffen:

Gekreuzt = Das September-Minimum ist das Hauptminimum.

Eng schraffiert = Die Differenz gegenüber dem Hauptminimum ist kleiner als 0.5 Grad der Bewölkungsskala.

Weit schraffiert = Die Differenz gegenüber dem Hauptminimum ist größer als 0.5 Grad der Bewölkungsskala, oder es ist eine deutliche Verzögerung im Anstieg zu bemerken.

Ein sekundäres Minimum finden wir außerhalb dieses Gebietes auf dem Festland nordwärts bis hoch nach Skandinavien hinein; nur die Westküste nimmt nicht daran teil. Besonders ausgeprägt ist es aber an der schwedischen Ostküste nordwärts etwa bis Nyköping. Mit der Annäherung an die beiden, vorhin beschriebenen Gebiete des September-Hauptminimums tritt das sekundäre Minimum im September immer deutlicher hervor, z. B. in ganz Dänemark. In den deutschen Ostseeprovinzen wird der September selbst neben anderen Monaten, wie Mai und Juni, zum heitersten Monat. Es ist schon mehrfach ausgesprochen worden, daß wir uns hier in dem bekannten Störungstreifen befinden, in dem durch Übereinanderlagerung verschiedener, noch nicht genau bekannter Einflüsse der jährliche Bewölkungsgang außerordentlich kompliziert ist.

Die Ostgrenze des Gebiets mit September-Minimum ist sehr wenig scharf. In den Ländern um den Rigaischen Meerbusen findet es sich nur ganz schwach angedeutet, zeitweise nur durch eine Verzögerung des Anstiegs zum Oktober hin. Ostwärts von Polen ist es noch bis zum Dnjepr, aber auch nur sehr schwach erkennbar, anzutreffen.

Die südliche Einflußgrenze ist im Osten bis nach Nordungarn vorgeschoben, wo der September sehr nahe an den tiefsten Wert des Juli herankommt. Nach Hegyfoky soll im östlichen Teil des Landes, in den Bergen von Marmaros, das Minimum als Hauptminimum auf den September fallen, in dem vom gleichen Verfasser mitgeteilten Gruppenmittel VI (Ost-Karpathen) haben August und September denselben tiefen Wert von 5.4. Dem Verfasser selbst standen keine Stationen aus dieser Gegend zur Verfügung. In Österreich fällt an einigen Stationen von Böhmen, Österreichisch-Schlesien, Galizien und Bukowina, Nieder- und Oberösterreich das Hauptminimum auf den September, im allgemeinen Gruppenmittel äußert es sich aber nur als eine Verzögerung des Anstiegs.

In Süddeutschland ist in den nördlichen Teilen die Aufheiterung im September noch verhältnismäßig gut ausgesprochen, im Süden aber nur noch ganz schwach angedeutet. E. Alt gibt in seiner schon erwähnten Untersuchung der Bewölkungsverhältnisse von Süddeutschland ein Kärtchen der Verteilung der verschiedenen Typen der Jahresgänge, auf das hiermit verwiesen sei.

In Frankreich ist wegen des bekannten Stationenmangels die Südgrenze nur schwer zu ziehen. Im vorliegenden Material sind nur einige Stationen aus der Nordhälfte Frankreichs, die ein September-Minimum aufweisen; bei Nancy ist es sogar außerordentlich scharf ausgeprägt. Danach muß man dem September in Nordfrankreich noch eine verhältnismäßig geringe Bewölkung zuschreiben.

Dieses so umschriebene Gebiet des September-Minimums liegt also im zentralen Westeuropa. Es weist, wenn man die einzelnen Teile als zusammenhängend betrachtet, einen Streifen maximaler Aufheiterung auf, der sich von England ostwärts über Norddeutschland bis nach Polen hinein erstreckt, während in geringerer Stärke sich die Aufheiterung im Norden bis nach Nordskandinavien, im Süden bis an den Fuß der Alpen und bis nach Nordungarn verfolgen läßt.

Wenn man versucht das September-Minimum der Bewölkung in einen ursächlichen Zusammenhang mit anderen meteorologischen Erscheinungen zu bringen, so wird man sofort darauf hingeführt, eine Verbindung mit dem bekannten „Wärmerückfall“ im September, den wir als „Altweibersommer“ zu bezeichnen pflegen, zu suchen. A. Lehmann¹⁾ hat in seiner Dissertation diese Zeitperiode näher untersucht, allerdings ohne auf die Bewölkungsverhältnisse einzugehen. Unter den für den Wärmerückfall in Betracht kommenden Ursachen führt Lehmann als Hauptursache die vermehrte Einstrahlung an, die im Mittel einige Tage die Ausstrahlung überwiegt. Der Kern des Wärmerückfalls liegt mit einer Rückfallintensität von 2,0° für die 55. Pentade über Ungarn. Die Nulllinie umschließt zum größten Teil das Deutsche Reich und reicht nordwärts bis Südschweden. Im Süden sind Adria und nördlicher Balkan eingeschlossen.

Daß sich dieses Wärmerückfallgebiet nicht mit dem des Bewölkungsminimums im September deckt, braucht nicht zu überraschen. Zunächst bezieht sich die Lehmannsche Darstellung auf eine Pentade, unsere auf Monatsmittel. Ferner bildet Lehmann die Differenz zur vorhergehenden Pentade, während wir die September-Bewölkung in Beziehung zum Jahresmittel setzten.

Wenn Lehmann als Hauptursache die vermehrte Einstrahlung bezeichnet, so ist dies natürlich keine ursächliche Erklärung, sondern er tut das, was bei der Erklärung meteorologischer Probleme leider noch häufig geschehen muß, er erklärt eine Tatsache eigentlich nur durch eine Begleiterscheinung. Die vermehrte Insolation ist aber nur bei geringerer Himmelsbedeckung möglich, und die Begründung der geringeren Bewölkung bleibt immer noch zu suchen.

Neigt man dagegen zu der Ansicht, daß wir in Europa bei der Gestaltung der sommerlichen Wärmekurve die Mitwirkung monsunartiger Strömungen im großen gelten lassen müssen, wie es in präziser Form wohl zuerst Almstedt²⁾ ausgesprochen hat, dann bietet die Erklärung des sommerlichen Maximums der Bewölkung keine Schwierigkeiten, und auch der Wärmerückfall im Herbst kann bequem in dies Schema eingefügt werden. Mit dem Aufhören der Monsunströmung müßte sich eine kurze Periode einschieben, in der unbestimmt gerichtete Luftströmungen geringer Stärke mit Witterung antizyklonalen Charakters herrschen, bis dann schließlich die Ausstrahlung so stark wird, daß sie die Einstrahlung überwiegt.

b) Die Typen des östlichen Europas.

Wenn wir jetzt nach der Betrachtung des maritimen Typs des jährlichen Bewölkungsganges zu einer Behandlung des Jahresganges über den eigentlichen kontinentalen Teilen von Europa übergehen, so sind wir uns natürlich bewußt, daß wir zwischen beiden Typen nur eine ziemlich willkürlich

¹⁾ A. Lehmann, Altweibersommer, die Wärmerückfälle des Herbstes in Mitteleuropa. Diss. Berlin 1911.

²⁾ K. Almstedt, Die Kälterückfälle im Mai und Juni. Diss. Göttingen 1913.

gezogene Grenze annehmen können, da die Übergänge fließend sind. Nur an wenigen Stellen liegen beide Typen scharf getrennt nebeneinander. Meist schiebt sich eine Zone, die wir als Übergangszone ansprechen müssen, dazwischen — eine Selbstverständlichkeit bei einem Lande, das so sehr geöffnete Küsten hat wie Europa.

Küstenklima und Landklima unterscheiden sich, was den jährlichen Gang der meteorologischen Elemente anbetrifft, bekanntlich dadurch, daß die Amplitude des Landklimas größer ist als die des Seeklimas. Dies ist natürlich auch im Jahrgang der Bewölkung der Fall. Aber diese größere Amplitude ist doch nicht das einzige Charakteristische, vielmehr ist die große Regelmäßigkeit im Verlauf der Jahreskurve mit dem fast ununterbrochenen Abstieg vom winterlichen Maximum zum tiefen sommerlichen Minimum und dem gleichfalls sehr stetigen Anstieg von diesem zum Wintermaximum ein sehr wesentlicher Zug des jährlichen Bewölkungsganges im kontinentalen Klima.

Wenn im vorhergehenden zeitweise von dem „kontinentalen“ Typ des Bewölkungsganges gesprochen worden ist und in den folgenden Ausführungen der Kürze wegen auch noch dieser Ausdruck beibehalten wird, obgleich er absichtlich in der Überschrift zu diesem Abschnitt vermieden wurde, so ist vorher zu betonen, daß die Bezeichnung „kontinental“ nicht in dem Sinne des Gegensatzes zwischen dem Innern einer großen Festlandsmasse und ihren Küstengebieten aufzufassen ist. Der „kontinentale“ Typ nach dem allgemeinen Sprachgebrauch müßte mit noch größerer Entfernung von der Küste, also nach der großen eurasischen Festlandsmasse hin, weiter zunehmen. In unserem Falle müßte die Amplitude der Bewölkung noch größer werden. Dies ist aber nicht der Fall, vielmehr treffen wir jenseits des Urals einen wesentlich veränderten Bewölkungsgang an, der in den absoluten Werten und auch im Ausmaß der Schwankung gänzlich von dem des europäischen Rußlands verschieden ist.

Es ist bekannt, daß die Unterschiede in der Bewölkung des Winters zwischen dem asiatischen und dem europäischen Rußland besonders groß sind. Nach den Monatskarten der Bewölkung lag im Winter über dem europäischen Rußland eine verhältnismäßig starke Wolkenbedeckung. Die Zufuhr der vom Ozean stammenden Feuchtigkeit reicht dann aus, um dieses große Gebiet mit einer Wolkendecke zu überziehen, die an Menge der über den Küstengegenden liegenden nichts nachgibt. Daß mit dem weiteren Fortschreiten nach Osten sich die Verhältnisse grundlegend ändern, geht schon daraus hervor, daß die Isonphen bereits westlich des Urals nach Norden umbiegen. Die Karten von Schönrock¹⁾, die allerdings nur für die Jahreszeiten vorliegen und sich auch nur auf ein verhältnismäßig geringes Material stützen, zeigen die geringe winterliche Bewölkung über Zentral-Rußland sehr deutlich. Abgesehen davon ist im Innern Asiens der Jahresgang durchaus nicht regelmäßig, was ich eben als besonderes Charakteristikum für das europäische Rußland hervorhob. In dieser Beziehung sei auf die Kurve für Barnaul bei Schönrock verwiesen. Von einem März-Minimum steigt diese Kurve zu einem sekundären Mai-Maximum an, um von da zu einem September Minimum allmählich abzusinken und dann schroff zu einem Hauptmaximum im Oktober anzusteigen. Ebenso sei hingewiesen auf die Ausführungen von v. Ficker²⁾, der neuerdings die ganz eigenartigen meteorologischen Verhältnisse der Gebiete Zentralasiens, die sich vom Kaspisee und Südrural ostwärts bis zur Mongolei erstrecken, im Zusammenhang geschildert hat. In dem sozusagen am kontinentalsten gelegenen Gebiet stellt er ein Bewölkungsmaximum im Sommer (5.2) und ein Bewölkungsminimum im Februar (2.6) fest, während die westlicher gelegenen Gegenden, d. h. Westturkestan und Transkasprien ein winterliches Maximum und ein ganz ausgesprochenes sommerliches Minimum haben. Wir werden später noch sehen, daß sich diese Tatsachen gut an die Verhältnisse im europäischen Mittelmeer anschließen. v. Ficker stellt angesichts des sommerlichen Maximums der Mongolei, das auf den Sommermonsun Ost- und Südasiens zurückgeführt wird, fest, daß es nicht zugänglich ist, von einem kontinentalen Typus zu sprechen, wenn das ebenfalls kontinentale Westturkestan einen fast wolkenlosen Sommer hat. Der Begriff „kontinental“ ist jedenfalls in dem sonst für die Temperatur gewöhnlich angewandten Sinne bei der Bewölkung nicht zu verwenden.

Zenkers Begriff der Kontinentalität, der sich ganz auf die thermischen Verhältnisse stützt, ist für unsern Fall nicht brauchbar. Auch die von Swoboda nach den von R. Spitaler³⁾ angegebenen Methoden entworfene Karte der „Kontinentalität und Ozeanität“ läßt keine Rückschlüsse auf die Bewölkung zu.

¹⁾ Schönrock a. a. O.

²⁾ H. v. Ficker, Untersuchungen über Temperaturverteilung, Bewölkung und Niederschlag in einigen Gebieten des mittleren Asiens. Geografiska Annaler 1923. S. 388.

³⁾ R. Spitaler, Klimatische Kontinentalität und Ozeanität. Petermanns Geogr. Mitteilungen 1922, S. 113, 2 Karten.

Wenn man also von einem kontinentalen Typus des jährlichen Bewölkungsganges im europäischen Rußland reden will, so hat er seine Bedeutung nur innerhalb Europas, und kann hier nur den Gegensatz bezeichnen, in dem die östlichen Teile zu dem früher als maritimen Typus bezeichneten Jahresgang stehen.

Gehen wir zunächst von der Größe der Jahresschwankung aus, so können wir feststellen, daß die Gebiete, die wir zum kontinentalen Typus rechnen wollen, eine Jahresschwankung haben, die mindestens nahe an 30% heranreicht und in einigen Gebieten sogar 50% beträgt. Beim Festlegen der betreffenden Gebiete ist außer der Jahresschwankung die bereits erwähnte Regelmäßigkeit der Kurve mit ihrem verhältnismäßig stetigen Verlauf des ab- und aufsteigenden Astes maßgebend.

Den Jahresgang der Bewölkung im äußersten Norden Rußlands mit der geringen Jahresschwankung habe ich bereits geschildert. Es wurde auch auf den großen Unterschied zwischen dem Bewölkungsgang der russischen Weißmeerküste und dem von Finnland hingewiesen. In den beiden Kurven, Nord- und Gesamtfinnland, steht einem gut ausgeprägten winterlichen Maximum im Dezember ein Minimum im Juni gegenüber. Die Kurve steht auch in schroffem Gegensatz zu dem Jahresgang am Westufer der Ostsee.

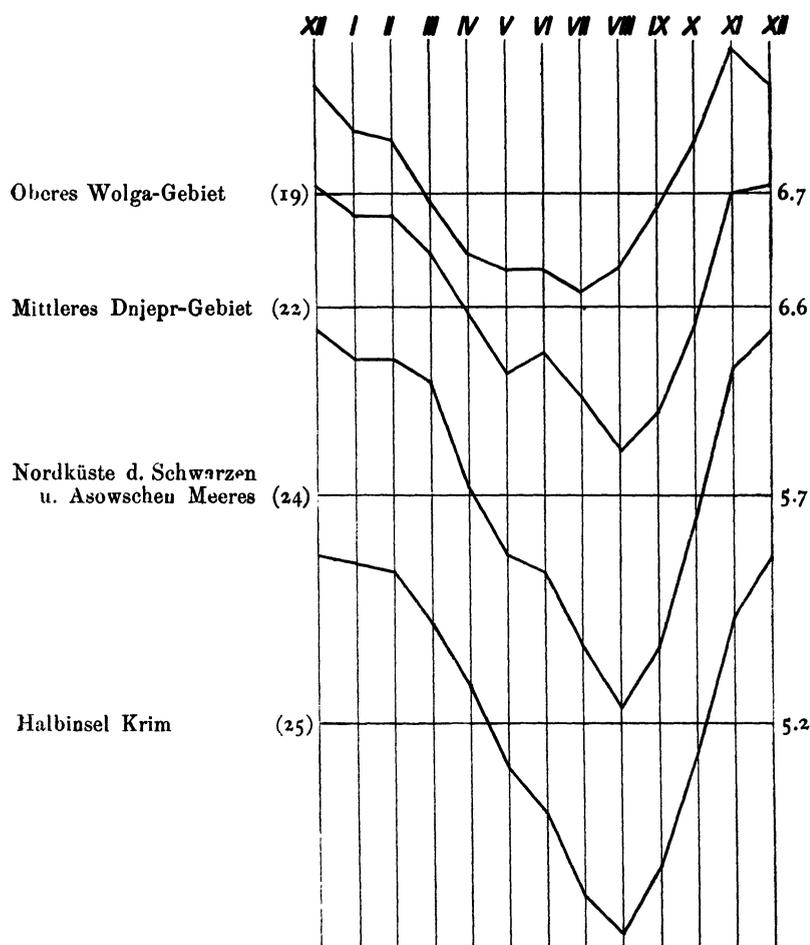


Fig. 12. Jährlicher Gang der Bewölkung über Südrußland.
1 cm = 1 Grad der Bewölkungsskala.

Streifen mit einer Schwankung, die unter 30% bleibt, zwischen dem Gebiet erhöhter Schwankung über der Ostsee und dem Gebiet stärkster Schwankung über Südrußland vorhanden. Die für das Gebiet um den Onega-See und südlich vom Ladoga-See gezeichnete Kurve (17) zeigt dies deutlich. Die verringerte Jahresschwankung ist aber nicht das einzige Auffallende, sondern in das sommerliche Minimum schiebt sich eine Störung hinein, die dieses nicht mehr klar hervortreten läßt, und dem ganzen Jahresverlauf den Eindruck einer Sommerstörung aufdrückt. In der erwähnten Kurve ist der Abstieg durch ein sekundäres Mai-Maximum unterbrochen, in den für südlich davon liegende Landstriche geltenden Kurven 19 und 20 nimmt auch der Juni an dieser verstärkten Bewölkung noch

Die alten russischen Ostseeprovinzen, Kur- und Livland, nehmen offenbar an dem gleichen Witterungsregime teil wie Finnland. Die verhältnismäßig hohe Jahresschwankung ist bereits hervorgehoben. Die einfache Jahreskurve ist charakteristisch: Dezember-Maximum, Juni-Minimum, daneben ein eben noch gerade angedeutetes September-Minimum. Die Begleiterscheinung einer auffallenden Regenarmut im Frühsommer wurde schon erwähnt. Eckardt¹⁾ macht darauf aufmerksam, daß Finnland in dieser Jahreszeit unter der überwiegenden Herrschaft östlicher Winde und zwar bis in den Mai hinein steht.

Die glatten Kurven des „Finnland-“ sowie des „Kur- und Livland-Typus“ könnte man als Überleitung zum kontinentalen Typ auffassen, doch schiebt sich weiter ostwärts der schon mehrfach erwähnte „Störungsgürtel“ dazwischen, der die klaren Verhältnisse, wie wir sie in Finnland und den russischen Ostseeprovinzen angetroffen haben, erheblich stört. Die Jahresschwankung nimmt zunächst ab. Nach der Jahresschwankungskarte (Karte 14 der Untersuchung „Die Verteilung der Bewölkung über Europa“) ist ein deutlich ausgeprägter

¹⁾ W. R. Eckardt, Grundzüge einer Physioklimatologie der Festländer. S. 23.

teil. In dieser erhöhten sommerlichen Bewölkung macht sich offenbar noch der Einfluß des Atlantik bemerkbar. Er läßt sich in einem breiten Gebietsstreifen, der sich von Polen aus nach Nordosten zum Ural hinzieht, noch nachweisen. Weiter südlich hört dieser Einfluß jedenfalls auf (s. Fig. 12). Die Gruppen des mittleren Wolgagebietes (21) und des mittleren Dnjepr-Gebietes (22) zeigen verstärkte Schwankung mit einem sehr ausgesprochenen August-Minimum. An der eigentlichen Küste des Schwarzen Meeres (24) und auf der Krimhalbinsel (25) werden diese Tatsachen noch ausgeprägter. Hier liegt ein schmaler Streifen ganz besonders starker Jahresschwankung; sie beträgt hier mehr als 50%. (Das Maximum in Europa liegt über der Agäis mit mehr als 60%). Die starke sommerliche Aufheiterung in Südrußland ist darauf zurückzuführen, daß der Vorstoß des Azorenhochs nach Norden hier vorwiegend Zufuhr trockener Luft aus dem Innern Asiens bewirkt. Über dem östlichen Mittelmeergebiet wirkt sich dies noch mehr aus, wie wir später noch sehen werden.

In den Ländern, die sich westlich von Südrußland bis zu dem schon behandelten Gebiet mit maritimem Einfluß hinziehen, haben wir im allgemeinen auch den einfachen jährlichen Bewölkungsverlauf, den wir in Südrußland vorfanden (s. Fig. 13). Es handelt sich hier um die Länder der früheren Österreich-ungarischen Monarchie mit Ausnahme des eigentlichen Alpengebietes. Die Amplitude ist zwar geringer als über Südrußland, im übrigen liegt das Minimum dort im August, das Maximum im Dezember. Die sommerlichen Störungen, die z. B. für die Gruppenmittel über deutschem Gebiet zu einem sekundären Maximum im Juni Veranlassung geben, finden sich nur noch schwach durch eine Unterbrechung oder auch nur Verzögerung des Abstiegs angedeutet. Die Gruppe „Niederösterreich“ zeigt diese Störung vielleicht noch am stärksten, indem hier ein schwaches, aber doch deutlich aus dem Abstieg herausfallendes Maximum im Mai vorhanden ist. In Ungarn finden wir eine ähnliche schwache Störung am stärksten noch in der Nordhälfte angedeutet. Auch in Hegyfokys Kurve des jährlichen Bewölkungsganges in Ungarn zeigt sich in den Monaten April, Mai und Juni nur eine Verzögerung des Abstiegs. Die verhältnismäßig starke Bewölkung des April in der Gegend zwischen Drau und Donau, sowie zwischen Adria und Donau leitet über zu dem sekundären Frühlingsmaximum, das wir noch bei der Betrachtung der Bewölkungsverhältnisse von Istrien in ausgeprägterer Form kennen lernen werden. In dem für Serbien ermittelten Jahresgang ist es in unwahrscheinlich starker, über Bosnien-Herzegowina in nur schwacher Ausbildung zu sehen.

Die im allgemeinen einfache Form der Bewölkungskurve finden wir auch in den tiefer gelegenen Gebieten von Rumänien und Bulgarien. Die im Januar deutlich vorhandene Bewölkungsabnahme gegenüber dem Dezember und dem Februar beschränkt sich nicht auf Rumänien und Bulgarien und ist noch später zu betrachten.

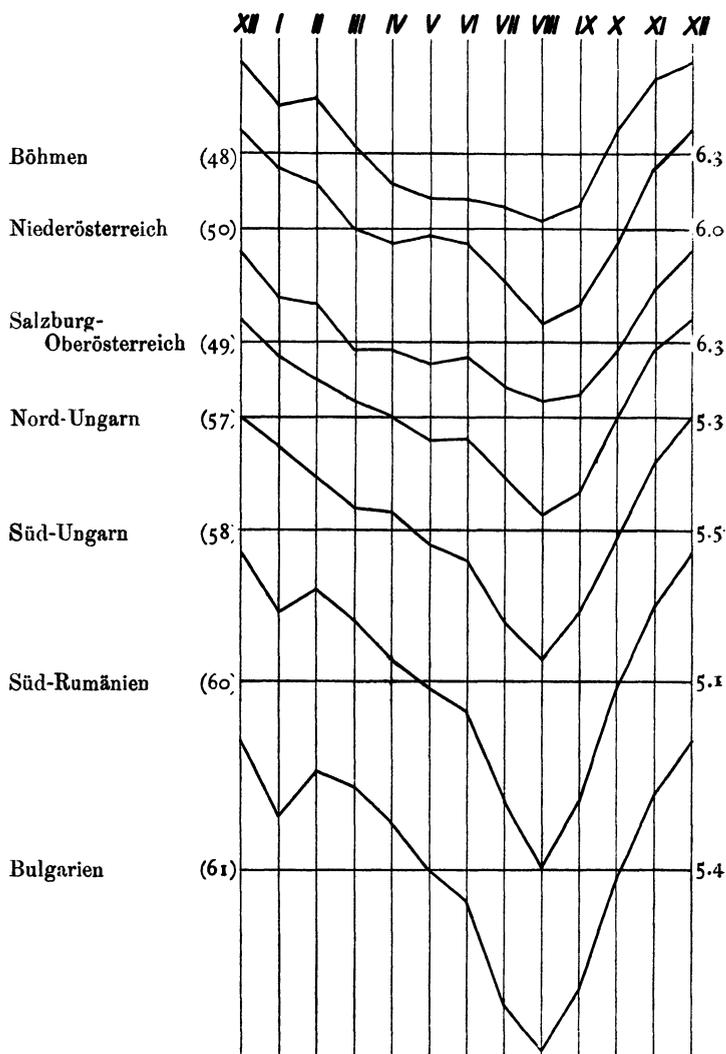


Fig. 13. Jährlicher Gang der Bewölkung über Österreich-Ungarn, Rumänien, Bulgarien.
1 cm = 1 Grad der Bewölkungsskala.

c) Die Typen des Mittelmeergebiets.

Nachdem Th. Fischer wohl als erster gezeigt hatte, welch dankbares Studienobjekt das Mittelmeergebiet gerade in klimatologischer Hinsicht bietet, sind dessen Luftdruck- und Windverhältnisse in mehreren Arbeiten behandelt worden. 30jährige Mittel verwertete Hann in seiner bekannten Arbeit über die „Verteilung des Luftdruckes in Mittel- und Südeuropa“¹⁾. Eine wichtige Ergänzung hierzu bildet die Bearbeitung der Schiffsbeobachtungen der deutschen Dampfer durch die deutsche Seewarte. Die Ergebnisse erschienen 1905 unter dem Titel: Wind, Strom, Luft- und Wassertemperatur auf den wichtigsten Dampferwegen des Mittelmeeres²⁾. Das neuere aus den ägyptischen Wetterkarten stammende Material verwertete dann Krugler³⁾ zu einer Bearbeitung der Windverhältnisse im östlichen Mittelmeergebiet. Lyons⁴⁾ behandelte 1917 Luftdruckverteilung und Zirkulation über Nordafrika, wobei das Mittelmeergebiet natürlich in die Darstellung mit einbezogen wurde. Den Zusammenhang zwischen Luftdruck, Wind und Niederschlag über den Mittelmeerländern stellte W. R. Eckardt⁵⁾ dar. In seinen Grundzügen einer Physioklimatologie der Festländer wird gerade das Mittelmeergebiet eingehend behandelt. Schließlich hat L. Weickmann⁶⁾, ausgehend von einer Bearbeitung der Kriegsbeobachtungen des türkischen Wetterdienstes, nochmals „Luftdruck und Winde im östlichen Mittelmeergebiet“ bearbeitet. In dieser Arbeit ist die Luftdruckverteilung für die Periode 1878—1913 für das ganze Mittelmeergebiet kartographisch für die einzelnen Monate festgelegt worden, wobei besonderes Gewicht auf die richtige Darstellung der bisher stets noch unsicher gebliebenen Luftdruckverteilung über Vorderasien gelegt wurde. Daß daneben für vier Monate auch Strömungskarten gezeichnet wurden, war für die Kenntnis der Luftmassenverlagerungen sehr wichtig.

Die genannten, teilweise recht eingehenden Untersuchungen vermitteln uns eine besonders gute Kenntnis von den Luftbewegungen über dem Mittelmeergebiet, die eine gute Unterlage für die Diskussion des jährlichen Bewölkungsganges bietet.

Das europäische Mittelmeerklima zeichnet sich besonders dadurch aus, daß hier das sogenannte Etesienklima mit heiterem, trockenem Sommer und der winterlichen Regenzeit, sich nicht wie in den beiden Amerika und in Afrika auf die Westseite der Kontinente beschränkt, sondern entsprechend der Öffnung der Küste sich weit in die Festlandsmassen hinein erstreckt. Wir finden es an allen Mittelmeerküsten und noch weit nach Vorderasien hinein. Wie sich über diesem Gebiet die Luftdruckverteilung und die Verlagerung der Luftmassen im Laufe eines Jahres abrollt, können wir hier nicht wiedergeben. Wir würden in Gefahr geraten, das zu wiederholen, was W. R. Eckardt und L. Weickmann in ihren bereits genannten Abhandlungen geschildert haben. Wir beschränken uns deshalb darauf, das zu sagen, was zum Verständnis der Eigentümlichkeiten des Jahresganges der Bewölkung nötig ist.

Entsprechend der winterlichen Zyklontätigkeit, die über einem verhältnismäßig warmen Meere, das durch hineinragende, kleinen Kontinenten entsprechende Halbinseln, in einzelne Becken aufgelöst wird, immer von neuem kräftigen Antrieb bekommt, liegt das Maximum der Bewölkung hauptsächlich in den Wintermonaten d. h. im Dezember. Daneben verdienen die Gebiete mit Frühjahrsmaximum, besonders im Westen gelegen, noch Beachtung. Daß die heitersten Monate auf den Sommer — Juli und August — fallen, entspricht der grundlegenden Änderung, die jene Gebiete bezüglich der Luftdruckverteilung erfahren. Die nordwärts gerichtete Verlagerung des subtropischen Hochdruckgürtels bewirkt über diesen Landstrichen eine weit nach Norden ausgreifende Verlängerung des Passats, der das Mittelmeergebiet mit einer verhältnismäßig beständigen, aber trockenen Luftströmung überflutet, die fast jede Zyklontätigkeit unterbindet. L. Weickmann hat durch seine Strömungskarten gezeigt, daß es sich dabei im allgemeinen um drei große, west-östlich verlaufende Hauptströme handelt, die dem Azorenhoch entstammen und dem arabisch-asiatischen Tiefdruckgebiet zuströmen. Der erste, nördlich der Alpen entstehend, durchquert den nördlichen Balkan im Donautal und zieht an der Nordküste Kleinasiens entlang zum Kaspisee. Der zweite entstammt Südfrankreich, durchquert die Poebene, biegt über der Adria nach Südosten, wendet an der Südspitze Griechenlands nach Osten,

¹⁾ Wien 1887.

²⁾ Hamburg 1905.

³⁾ H. Krugler, Die Windverhältnisse im östlichen Mittelmeer und seinen Randgebieten. Diss. Berlin 1912.

⁴⁾ H. G. Lyons, The distribution of pressure and of air circulation over northern Africa. Quarterly Journ. R. Met. Soc. 1917, 116—150

⁵⁾ W. R. Eckardt, Verschiedene Aufsätze. Ann. d. Hydr., 1916 und 1917.

⁶⁾ L. Weickmann, Luftdruck und Winde im östlichen Mittelmeergebiet. Zum Klima der Türkei, 1. Heft. München 1922.

um der Südküste Kleinasien folgend schließlich auf das Festland überzutreten, wo er sich bis zum Nordufer des Persischen Golfes verfolgen läßt. Der dritte Strom geht von Nordspanien aus und zieht der Längsachse des Mittelmeers entlang bis zum Nilland und Palästina. Unter der Herrschaft dieser Strömung kommt der sprichwörtlich gewordene blaue Himmel des Mittelmeergebiets zustande, der in seiner Reinheit den Tropenhimmel übertrifft.

Das Maximum der Aufheiterung ist nach meinen Bewölkungskarten im Juli und August vorhanden, wo wir ein kleineres Gebiet über Andalusien und ein größeres Gebiet über der Ägäis und dem Ionischen Meer, mit Einschluß des äußersten Küstensaumes von Morea, finden, in denen die mittlere Bewölkung unter 10% sinkt. Die Ursache für das östliche Gebiet liegt darin, daß im Juli und August die regenfeindlichen Etesien am vollkommensten ausgebildet sind. Das wolkenlose Gebiet über Andalusien dürfte auch den orographischen Verhältnissen teilweise seine Entstehung zu verdanken haben, da hier nördlich und südlich vorgelagerte Gebirge auf die an und für sich in dieser Jahreszeit geringe Luftfeuchtigkeit als Kondensatoren einwirken werden.

Zwischen das winterliche Maximum und das sommerliche Minimum schiebt sich nunmehr der übrige Verlauf der Jahreskurve, der, sowohl was Amplitude als auch die Einzelzüge anbetrifft, manche Eigentümlichkeiten zeigt, die eingehendere Besprechung verdienen.

In seiner Schilderung des Jahresgangs der Luftdruck- und Windverhältnisse über dem östlichen Mittelmeer hat Weickmann¹⁾ festgestellt, daß der gesamte Aufbau der Zirkulation der Atmosphäre dort vom September zum Oktober eine durchgreifende Änderung erfährt. Der oben geschilderte sommerliche Luftdrucktyp mit passatartiger Luftverlagerung findet dann sein Ende, und die winterlichen Verhältnisse werden gleich mit einer ruckartigen Entwicklung angebahnt. Diese Feststellung machte ich unabhängig von Weickmann mit Hilfe der Bewölkungsmittel, und zwar mit Hilfe der Differenzen, die ich von Monat zu Monat bildete, und die mir erlaubten, die Veränderungen im Jahresgange regional bequem zu überblicken. Auch in diesem Fall sieht man, wie die Bewölkung sich dazu eignet, einen summarischen Überblick über den Verlauf der atmosphärischen Vorgänge zu vermitteln.

Die schon besprochene Karte der Änderung der Bewölkung vom September zum Oktober (S. 10) zeigt ein Gebiet stärkster Änderung mit mehr als 20% über der Ägäis. Daneben dehnt sich das Gebiet, in dem die Änderung mindestens 15% beträgt, über die Poebene, den Osten Italiens, die Balkanhalbinsel und über den Nordrand des Schwarzen Meeres aus. Hier zeigt sich deutlich, daß im Südosten Europas ein gewaltiger Umschwung vor sich gegangen ist, wobei es mit Hilfe der Bewölkungsdaten möglich war, die Grenzen dieses Gebietes genauer festzulegen, als dies Luftdruck- und Windangaben ermöglichen.

Darüber hinaus vermögen wir diese Umwälzung auch noch mehr dadurch zu präzisieren, daß uns die gleichfalls gezeichnete Änderungskarte August-September erlaubt, festzustellen, daß die große Umwälzung zwischen September und Oktober nur für das östliche Mittelmeerbecken gilt, daß daneben aber zwischen August und September eine noch bedeutendere Umwälzung vor sich gegangen ist, die sich nur in der westlichen Hälfte, d. h. besonders über der Iberischen Halbinsel und südwestlich der Apenninen-Halbinsel bemerkbar macht. Das Gebiet maximaler Änderung von gleichfalls mehr als 20% ist ausgedehnter als bei der Änderung September-Oktober. Jedenfalls sehen wir auf Grund der Bewölkung, daß der Umschwung der sommerlichen Witterung zur winterlichen Witterung ruckweise zuerst zwischen August und September in der Westhälfte, dann gleichfalls ruckweise vom September zum Oktober in der Osthälfte des Mittelmeergebietes stattfindet.

Friedmann²⁾ hat eine Linie festzulegen versucht, die die beiden Eintrittsmonate des Minimums d. h. den Juli und August von einander scheidet. Über der Iberischen Halbinsel läßt er sie südlich vom Kantabrischen Gebirge und den Pyrenäen verlaufen und sich dann zur Rhonemündung wenden. Nach meinem erweiterten Material muß ich sie etwas anders festlegen, was auch allgemeinere Gültigkeit haben dürfte. Das Juli-Minimum tritt danach auf der Iberischen Halbinsel südlich einer Linie auf, die hart südlich von Lissabon an der Westküste beginnt, zwischen Madrid und Escorial hindurchgeht, Soria umschließt und am Nordrande des Ebrobeckens entlang bis zur Mittelmeerküste verläuft. Sie durchquert also, wie schon S. 20 festgestellt wurde, die Halbinsel in der von Südwesten nach Nordosten verlaufenden Diagonale. Was nordwärts dieser Linie liegt, hat vorwiegend August-Minimum und nur vereinzelt Juli-Minimum oder mindestens für Juli und August gleich tiefe Werte.

¹⁾ L. Weickmann a. a. O. S. 53.

²⁾ Friedmann a. a. O. S. 13.

Ganz Südfrankreich dürfte dem August-Minimum zuzurechnen sein, da eigentlich nur die Reihe von Marseille ein ausgesprochenes Juli-Minimum zeigt. Ob es aufrecht erhalten werden kann, erscheint mir zweifelhaft.

Auch die Trennungslinie über Italien ist Friedmann gegenüber jetzt genauer festzulegen. Der größte Teil Italiens hat entschieden August-Minimum, nur Sizilien, Calabrien und Apulien haben ausgesprochen die geringste Bewölkung im Juli.

Vom Nordrande Apuliens verläuft dann die Grenze zwischen Juli- und August-Minimum über das Adriatische Meer zur dalmatinischen Küste, die nach meinem Material, im Gegensatz zu Friedmann, noch Juli-Minimum hat. Hierbei handelt es sich nur um den äußersten Küstenstreifen,

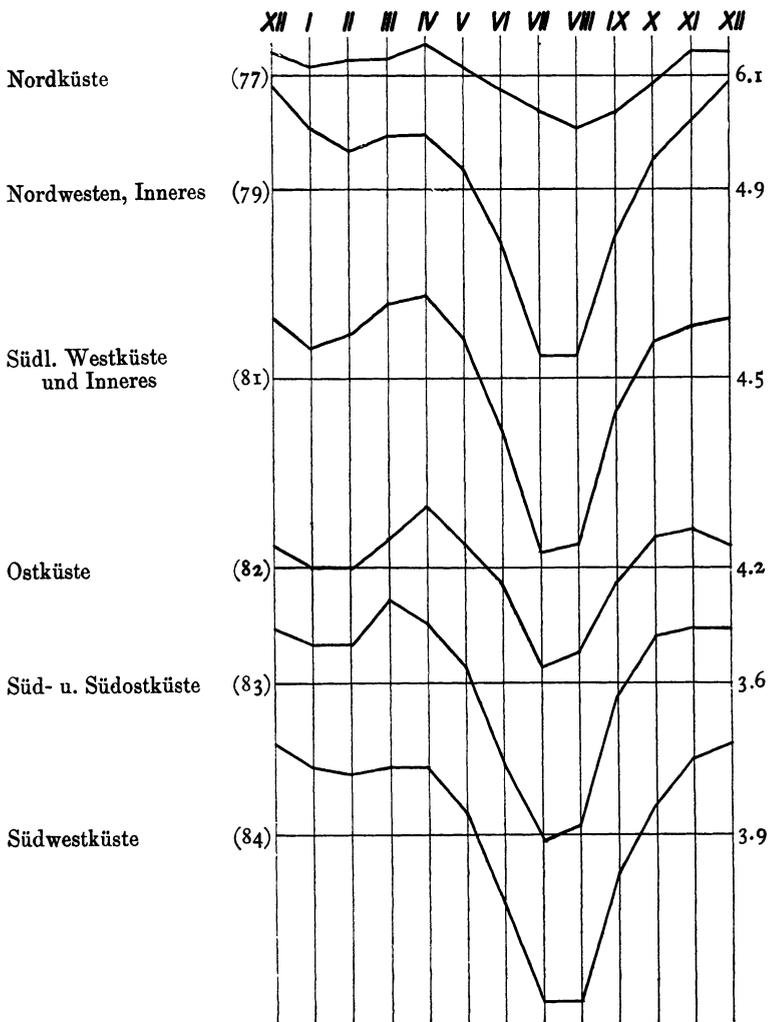


Fig. 14. Jährlicher Gang der Bewölkung über der Iberischen Halbinsel.
1 cm = 1 Grad der Bewölkungsskala.

doch ist diese Tatsache durch mehrere Stationen gestützt. Daß Morea und auch Teile von Nordgriechenland noch am Juli-Minimum teilnehmen, geht aus der Karte des heitersten Monats auf S. 19 bereits hervor. Gegenüber den verhältnismäßig einfachen Verhältnissen im Auftreten des Minimums der Bewölkung bildet das Maximum einen starken Gegensatz. Besonders auffallend ist das Frühjahrsmaximum über dem südlichen und östlichen Teile der Iberischen Halbinsel als Hauptmaximum und über einem großen, sich nach dem Innern zu anschließenden Gebiete als sekundäres Maximum. Hier, wie auch sonst im Mittelmeergebiet, haben wir einen parallelen Gang der Niederschläge und der Bewölkung in ihrem Jahresverlaufe. Die Ursachen des Frühjahrsmaximums der Niederschläge und des damit zusammenhängenden Bewölkungsmaximums sind uns bekannt. Im Winter wirken die zwischen den einzelnen, verhältnismäßig warmen Meeresbecken sich einschiebenden Festlandteile wie selbständige Kontinente und geben Veranlassung zur Herausbildung eigener Hochdruckgebiete. Die winterliche Bewölkung wird dann infolge des Hochdruckwetters herabgesetzt. Im Frühjahr kehren sich unter dem Einfluß der in diesen Breiten recht starken Einstrahlung die Verhältnisse schnell um. Über dem Lande werden die Bedingungen zu kräftiger Luftauflockerung geschaffen und damit die Bewölkungs- und Niederschlagsbildung begünstigt. Diese Herausbildung von sozusagen monsunartigen Luftströmungen ist von den drei südeuropäischen Halbinseln ganz entschieden am stärksten auf der Iberischen Halbinsel vorhanden, und so sehen wir deshalb auch hier den Gürtel des Frühjahrsmaximums der Bewölkung am stärksten ausgebildet. Wie es sich im Einzelnen gestaltet, darüber geben die Gruppen- und auch die Einzelmittel Auskunft.

Nicht nachweisbar ist das Frühjahrsmaximum eigentlich nur an der Nordhälfte der Westküste, etwa südlich bis zum 40.° N. Br. Eine Ausnahme bildet Guarda. Sonst finden wir es, wenn im nordwestlichen Innern auch nur als sekundäres Maximum, auf der ganzen Halbinsel. Die Stärke seines Auftretens ist recht verschieden; (s. Fig. 14). Am Golf von Biscaya (77) hebt es sich aus dem überhaupt wenig ausgeprägten Jahresverlauf nur schwach hervor. Auffallend ist demgegenüber das Verhalten der Stationsgruppe am Südhang der Pyrenäen (78). Aus drei, allerdings nicht sehr langen Stationsreihen (Orduna 19, Pamplona 30, Barbastro 11 Jahre) ergibt sich ein sehr deutliches

April-Maximum, das sogar etwas über dem Dezemberwert liegt. Am schönsten ist es natürlich an der südlichen Hälfte der Iberischen Halbinsel und an der Ostküste ausgebreitet (81 und 82). Die Verfrühung auf den März nach Süden begründet sich dadurch, daß hier die Monsunströmung sich am ehesten bemerkbar machen muß¹⁾. Daß im äußersten Süden der Dezember einen, wenn auch nur geringen Mehrbetrag an Bewölkung gegenüber dem Frühjahrsmaximum aufweist, beruht darauf, daß in diesen küstennahen Gebieten, die vorhin geschilderten Luftdruckverhältnisse, die im Innern der Wolkenbildung im Winter abträglich sind, nicht mehr in diesem Sinne wirken können.

Die Balearen-Gruppe kann, da hier die Bedingungen für eine gesteigerte Luftauflockerung im Frühjahr und auch für eine stärkere Aufheiterung im Winter fehlen, das Frühjahrsmaximum nicht haben. Das berechnete Gruppenmittel (85) zeigt infolgedessen auch einen fast ununterbrochenen Abfall vom winterlichen Maximum zum sommerlichen Minimum.

Über der Apenninen-Halbinsel kann der nördliche Teil mit seiner geschlossenen Landmasse ähnliche Bedingungen für eine Begünstigung der Luftauflockerung im Frühjahr und damit für stärkere Niederschläge bieten, wie die Iberische Halbinsel. In der Tat finden wir fast in ganz Norditalien reichlichen Niederschlag im Frühjahr, teilweise sogar die größten Monatsmengen. Die Verteilung des mittleren Luftdrucks läßt im Mai ein Minimum über der Poebene erkennen, ein Zeichen, daß dann regenbringende Depressionen hier entstehen oder vorüberziehen. Der jährliche Bewölkungsgang reagiert nicht so ausgesprochen auf die Niederschlagsbildung (s. Fig. 15). Nur im Golf von Genua (72) finden wir ein nicht sehr ausgesprochenes Frühjahrsmaximum, daß sich nur wenig über die winterliche Bewölkung erhebt. Das Gruppenmittel für die Poebene (70) zeigt ein Maximum im November, vom Januar an einen deutlichen Abfall zum Februar und dann in den Frühjahrsmonaten ungefähr gleichbleibende Verhältnisse bis zum Mai, worauf mit dem Juni die sommerliche Aufheiterung einsetzt. Die Frühjahrsniederschläge machen sich also im Mittel der gesamten Poebene nur dadurch bemerkbar, daß sie das Absinken der Bewölkungskurve in sehr deutlicher Weise während des Frühjahrs unterbrechen. Nur die Stationsgruppe im östlichen Ausgang der Poebene (Udine, Conegliano, Oderzo, Treviso) steht in lebhaftem Gegensatz zu dem Bewölkungsverlauf der Poebene (69). Sie ähnelt trotz der geringen Höhenlage der Stationen vollkommen dem Höhentyp der Bewölkung, den wir in den höher gelegenen Alpenstationen antreffen, und den wir im nächsten Abschnitt besprechen werden. Die genannten Stationen zeigen ein sehr deutliches Frühjahrsmaximum, das zum Hauptmaximum wird, während der Januar eine etwas unter dem Jahresmittel liegende Bewölkung aufweist.

Ähnlich liegen die Verhältnisse in dem räumlich davon getrennt liegenden Nordwestapennin, dem Gebiet zwischen Golf von Genua und der Poebene. Für dieses Gebiet wurde aus 4 Stationen — näheres siehe S. 40 — ein Gruppenmittel abgeleitet, das einen dem Höhentypus verwandten Jahresgang hat — in diesem Falle aber mit ausgesprochenem Februarminimum, einem sekundären Mai- und einem Hauptmaximum im Oktober (71).

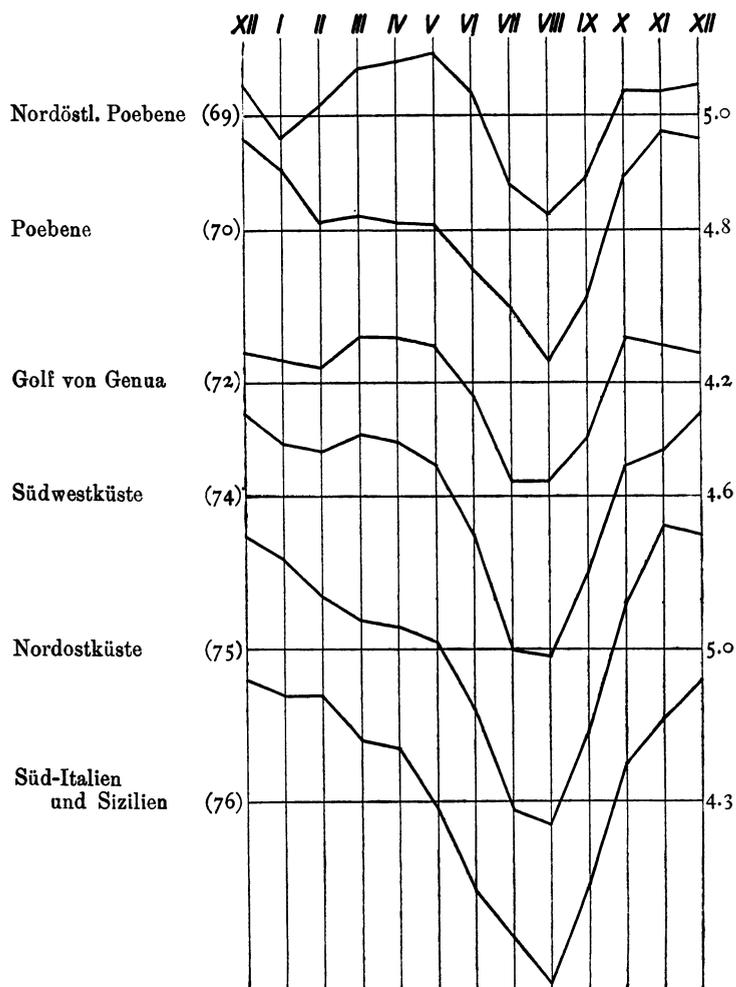


Fig. 15. Jährlicher Gang der Bewölkung über der Apenninen-Halbinsel. 1 cm = 1 Grad der Bewölkungsskala.

¹⁾ Das Februar-Maximum von Faro (nur 16jährige Reihe) erscheint nicht ganz gesichert.

Während die Frühjahrsregen der Poebene sich nicht allzusehr im Jahresgang der Bewölkung bemerkbar machen, sehen wir an den Stationen der Südwestküste bis herab zum Golf von Salerno ein etwas stärker in die Erscheinung tretendes Frühjahrsmaximum der Bewölkung. Auch hier handelt es sich zwar nur um kleine Unterschiede, und auch die Einzelstationen geben ein wechselndes Bild. Die Jahreskurve für die ganze Gruppe (74) läßt aber einen kleinen charakteristischen Mehrbetrag im März erkennen. Die adriatische Seite zeigt demgegenüber ein wesentlich anderes Bild. Von der starken Bewölkung im November und Dezember sinkt die Kurve nur mit etwas wechselndem Tempo zum Minimum im Juli-August ab (75). In Süditalien und Sizilien ist es ähnlich, nur daß hier der Abfall zu den Frühlingsmonaten nicht so stark ist (76).

Die Betrachtung des jährlichen Ganges der Bewölkung über der Balkanhalbinsel leidet, wie überhaupt die ganze klimatologische Erforschung dieses südöstlichsten Teils von Europa, darunter, daß große Teile von dem ehemals türkischen Reich eingenommen werden, das sich noch kein eigentliches Stationsnetz geschaffen hatte. Ein weiterer Staat, Montenegro, verfügt nur über eine kurze Reihe.

Der Gegensatz zwischen den mehr antizyklonalen Luftdruckverhältnissen des eigentlichen Winters und den mehr zyklonalen des Frühjahrs macht sich besonders im Norden der Balkanhalbinsel bemerkbar. Weickmann hat das Auftreten der Druckstörungen nach ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung über das Jahr behandelt und auch die „Zugstraßen“ zu bestimmen versucht, auf denen sie sich bewegen. Da sie die maßgebenden Faktoren für die Bewölkung sind, wollen wir kurz darauf eingehen.

Der Rumpf der Halbinsel wird von der Nordspitze der Adria aus in östlicher Richtung von der Zugstraße Vc durchzogen. April bis Juni sind die Monate, in denen hier die Depressionen am häufigsten sind. Besonders maßgebend ist aber die Zugstraße Vd, die zunächst die Adria entlang geht, über Nord-Griechenland ostwärts abbiegt und sich an der kleinasiatischen Küste in zwei Äste spaltet, von denen der eine an der Nordküste weiterzieht, der andere südwärts von Kleinasien dem Innern des Kontinents zustrebt. Diese Zugstraße ist verantwortlich für die unbeständige winterliche Witterung.

Die weit in das Frühjahr hinein sich ziehenden Druckstörungen auf der den Norden der Balkanhalbinsel durchquerenden Straße bewirken, daß Zentral- und Südthrazien, sowie Rumänien, ein großer Teil Bulgariens und schließlich auch Serbien das Maximum des Niederschlags im Frühling und Frühsommer haben. In der Bewölkung macht sich dies im allgemeinen, wie wir es auch schon in Italien sahen, durch eine Verzögerung des Abstiegs vom winterlichen Maximum zum sommerlichen Minimum bemerkbar (s. Fig. 16).

Gehen wir von Istrien aus in einem Schnitt von Westen nach Osten quer durch den Balkan, so finden wir an der Küste bei geringer Amplitude zunächst ein wenig ausgeprägtes winterliches Maximum, daran anschließend aber bis in den Mai hinein verhältnismäßig starke Bewölkung (55). Nach dem Innern zu, in Bosnien-Herzegowina und Serbien, werden die Verhältnisse „kontinentaler“. Die Amplitude nimmt zu. Das Dezember-Maximum wird ausgeprägter, doch verzögert sich die Bewölkungsabnahme bis zum April hin (62, 54). In Bulgarien (61) und Südromänien (60) ist diese Verzögerung nicht mehr so ausgesprochen. Dafür müssen wir auf die zwar nur geringe, aber doch

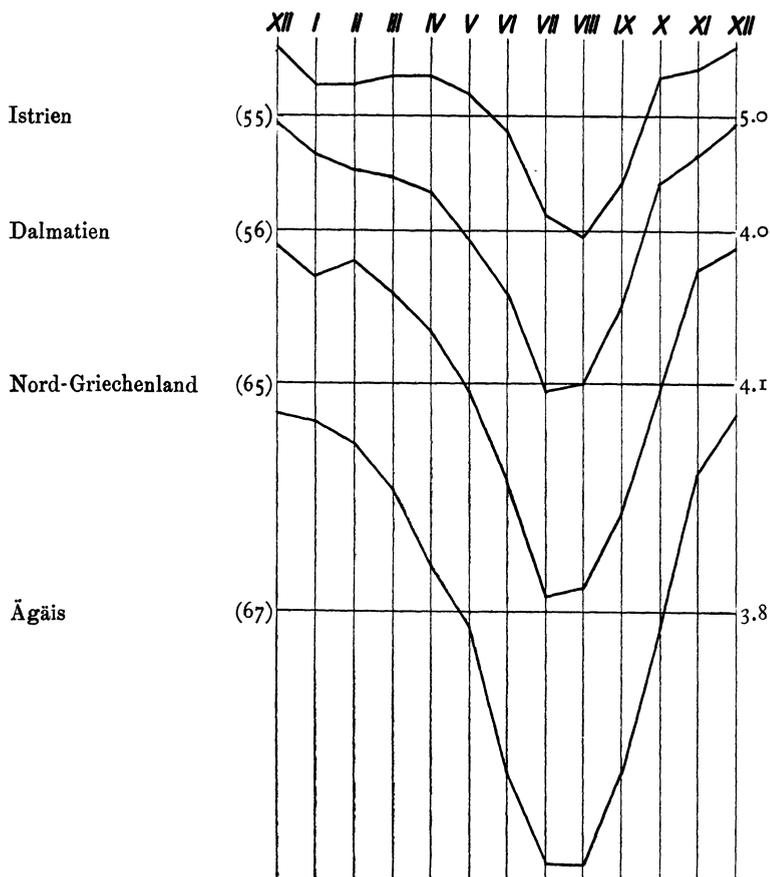


Fig. 16. Jährlicher Gang der Bewölkung über der Balkanhalbinsel. (Rumänien und Bulgarien s. Fig. 13.)
1 cm = 1 Grad der Bewölkungsskala.

charakteristische Abnahme der Bewölkung im Januar, die sich vom Dezember und Februar deutlich abhebt, aufmerksam machen. Wir finden diese Abnahme selbst in den griechischen Gruppenmitteln wieder (64 und 65), offenbar ist sie ein Ausdruck für die Ausbildung antizyklonaler Verhältnisse im Januar. Im übrigen bieten die Jahreskurven der Balkanhalbinsel nichts Besonderes, die „Etesien“ schaffen hier in ihrem Herrschaftsbereich im allgemeinen eine recht einfache Kurve.

Weiter ostwärts wandernd, ist im Gebiet des Schwarzen Meeres der Südrand der Krimhalbinsel besonders hervorzuheben, der, durch das Jailagebirge gegen Überflutung durch kalte Luftmassen geschützt, sich eines ausgesprochenen subtropischen Klimas erfreut, das auf einem engbegrenzten Landstriche echter Mittelmeervegetation zu gedeihen gestattet. In der Niederschlagsverteilung tritt das Maximum im Winter auf, im Gegensatz zu den übrigen südrussischen Stationen, die Sommerregen haben. Die Station Jalta ist in meinem Material der einzige Repräsentant für diese Verhältnisse. Die Jahreskurve zeigt hier ein ausgesprochenes Februarmaximum bei gleichfalls bemerkenswert hohen Dezember- und Januarwerten.

Den eigentlichen „Gürtel“ mit Frühjahrs- und Frühsommerregen, der natürlich keinen Gürtel, sondern eine Reihe nicht zusammenhängender Gebiete darstellt, finden wir in einem Teil des Kaukasusgebiets ganz besonders gut ausgesprochen. Dieses ist meteorologisch äußerst interessant, gibt uns aber noch manche Rätsel auf.

Jährlicher Gang der Bewölkung im Kaukasus.*)

	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oktbr.	Novbr.	Dezbr.	Jahr	II.
Noworosijsk (37 J.)	+1.5	+1.3	+1.0	+0.7	+0.2	-0.3	-1.7	-2.3	-1.7	-0.6	+0.9	+1.5	5.7	37 m
Stawropol (39 »)	+1.5	+1.6	+1.3	+0.5	-0.4	-0.7	-1.7	-2.3	-1.5	-0.4	+0.8	+1.7	5.7	575 »
Pjatigorsk (18 »)	+0.7	+1.0	+1.0	+0.7	-0.1	-0.7	-1.4	-1.9	-1.3	-0.4	+0.8	+1.3	6.3	498 »
Wladikawkas (37 »)	+0.1	+0.8	+0.6	+0.6	+0.4	-0.1	-0.5	-1.2	-0.9	-0.6	+0.1	+0.5	6.4	679 »
Ssuchum (30 »)	+0.7	+0.7	+0.9	+0.9	+0.6	-0.5	-0.9	-1.5	-1.3	-1.0	+0.4	+0.9	5.7	37 »
Kutais (33 »)	+0.4	+0.2	+0.3	+0.7	+0.3	-0.3	0.0	-0.5	-0.9	-1.1	+0.1	+0.7	5.4	156 »
Batum (27 »)	+0.2	+0.6	+0.6	+0.7	+0.3	-0.6	-0.1	-0.1	-0.6	-1.1	+0.6	+0.3	5.5	3 »
Gori (23 »)	+0.8	+0.8	+0.4	+0.8	+0.5	-0.3	-1.0	-1.4	-1.0	-0.7	+0.4	+0.9	5.0	600 »
Tiflis (39 »)	+0.7	+0.8	+0.8	+0.8	+0.3	-0.7	-1.0	-1.3	-0.8	-0.2	+0.3	+0.7	5.4	404 »
Derbent (9 »)	+1.5	+1.6	+1.8	+0.5	-0.6	-1.3	-1.9	-1.7	-1.2	-0.2	+1.1	+0.6	5.0	5 »
Elisabetpol (30 »)	+0.7	+0.9	+0.5	+1.3	+0.4	-1.0	-1.2	-1.9	-0.7	-0.1	+0.5	+0.8	5.3	434 »
Baku (33 »)	+1.4	+1.5	+1.4	+0.7	-0.8	-2.1	-2.1	-2.4	-1.0	+0.3	+1.2	+1.4	5.3	21 »
Lenkoran (27 »)	+0.8	+1.0	+1.1	+0.9	-0.2	-2.1	-1.9	-1.9	-0.2	-0.1	+1.3	+1.1	6.0	19 »

*) Die Höhenstationen Gudaur, Kars und Eriwan siehe Tabelle 2 am Schluß der Arbeit.

Auf der Karte der Jahresschwankung macht es sich bereits dadurch bemerkbar, daß hier die in Südrußland, besonders über der Krim und den Landstrichen am Asowschen Meer, zu den höchsten Werten über Europa angewachsene Jahresschwankung mit der Annäherung an den Kaukasus plötzlich beträchtlich sinkt und teilweise Werte erreicht, die unter 2 Grad der Bewölkungsskala herabgehen. Eine besonders ausgeprägte Scheide ist zwischen Pjatigorsk und Wladikawkas zu erkennen, von denen das erstgenannte eine Amplitude von 3.2, das letztere eine solche von 1.7 aufweist. Die Ursache dieser Erscheinung sieht man deutlich in einer Bewölkungszunahme, die ein nicht sehr ausgedehnter Landstrich erfährt, der von dem östlichsten Teil des Schwarzen Meeres sich ostwärts über den Kaukasus erstreckt. Im Juli und August ist die stärkere Bewölkung am auffallendsten vorhanden.

Bei der Erklärung dieser erhöhten sommerlichen Bewölkungsbildung ist zu berücksichtigen, daß im Sommer der Luftdruck über dem östlichen Mittelmeergebiet verhältnismäßig niedrig und daß das asiatische Minimum dann besonders ausgebildet ist. Infolge der Lage des Hochdruckrückens können die Etesien sich hier noch nicht entfalten, vielmehr werden sich häufiger Druckstörungen entwickeln, die zu Regen- und auch Gewitterbildung Veranlassung geben. Wahrscheinlich sind es Druckstörungen, die auf der Zugstraße Vc entlang ziehen, deren sommerliche Frequenz nach den Angaben von Weickmann¹⁾ sehr nahe an die Häufigkeitszahl des Frühlings heranreicht. Daneben werden aber auch die orographischen Verhältnisse eine wesentliche Rolle spielen, denn die verstärkte Bewölkung findet sich nur über der Kutais-Niederung und dem oberen Teil des Tiflistales, also über einer Gegend, wo bei westlicher Luftströmung die Verdichtung des Wasserdampfes entschieden begünstigt werden muß. Daß der Gürtel erhöhter sommerlicher Bewölkung von der Schwarzmeerküste

¹⁾ Weickmann, a. a. O. S. 101.

über die Hauptkette des Kaukasus hinüber auf die Nordseite übergreift, wie die Beobachtungen von Wladikawkas zeigen, ist eine Tatsache, die ich hier nur feststellen möchte, ohne sie erklären zu können. Elisabetpol neigt schon mehr zu dem kontinentalen Bewölkungsgang, den wir am Ufer des Kaspischen Sees antreffen und von dem Baku und Lenkoran typische Vertreter sind. Die hier schon nahe an 40% heranreichende Jahresschwankung vergrößert sich auf der transkaspischen Seite des Sees noch mehr. In Krasnowodsk beträgt sie 4.4, in Fort Alexandrowsk 4.6.

Die südwärts der kaukasischen Senke liegenden Stationen, Eriwan in 1042 und Kars in 1876 m Höhe, sind nur schwer mit den viel tiefer gelegenen Stationen in Beziehung zu bringen. Jedenfalls zeigt aber ihr Jahresgang, daß die Amplitude nach Süden zu recht beträchtlich zunimmt.

Da die Abweichungen zwischen den einzelnen Kurven sehr groß sind, ist es auch unterlassen, Gruppenmittel zu bilden, zumal das Stationsnetz sicher nicht ausreicht alle Unterschiede zu erfassen. Die Darstellung muß sich also an die einzelnen Kurven halten.

Eine erhöhte Frühlingsbewölkung finden wir eigentlich im ganzen Kaukasusgebiet, selbst die Stationen am Kaspischee, Derbent, Baku und Lenkoran, haben eine im Winter und Frühjahr sich fast gleichbleibende Bewölkung. Eriwan nimmt mit einem stärkeren Abfall im März und April eine Sonderstellung ein, während Kars Maimaximum hat. Besonders bemerkenswert ist ein sekundäres, sommerliches Maximum, das sich als eine zweite, den einfachen Jahresgang überlagernde Welle besonders in der Kurve von Batum zeigt, wo Juli und August eine entschieden verstärkte Bewölkung zeigen. In Kutais nimmt nur der Juli an dieser Erhöhung teil. Die eigentlichen Kaspiseestationen, Baku, Lenkoran, Fort Alexandrowsk und Krasnowodsk, zeigen auch eine schwache Unterbrechung des sommerlichen Minimums im Juli, das vielleicht auf erhöhte Gewittertätigkeit zurückzuführen ist.

Diese äußerst komplizierten Verhältnisse im Kaukasusgebiet lassen eine eingehende klimatologische Darstellung, die alle Elemente berücksichtigt, sehr dankbar erscheinen.

d) Der Höhentypus der Bewölkung.

Im Vorhergehenden sind absichtlich noch die Gebiete ausgelassen worden, die sich stark aus der Umgebung hervorheben, und deren jährlicher Bewölkungsgang durch diese Höhenlage einen besonderen Verlauf bekommt. Der Einfluß der Erhebung über dem Meeresspiegel bei den übrigen Stationen, die sich in einer allmählichen Massenerhebung äußert und sich bei geeigneter Gruppierung der Station auch in den Jahreskurven feststellen läßt, ist in den bereits besprochenen Typen schon zum Ausdruck gekommen und kann hier unerörtert bleiben.

Es ist streng genommen nicht möglich, über einem so ausgedehnten Gebiet wie Europa mit verschiedenen Klimaten, von einem Höhentypus der Bewölkung zu sprechen. Denn das, was die eigentlichen Höhenstationen in dieser Hinsicht bieten, ist nichts einheitliches, sondern wie wir noch sehen werden, je nach dem Klimagebiet durchaus verschieden.

Nach Maßgabe des vorhandenen Stationsmaterials werden folgende Gruppen besprochen: 1) Südnorwegen, 2) Schottland, 3) Norddeutschland, 4) Alpen, 5) Karpathen, 6) Süd-Frankreich, 7) Pyrenäen, 8) Apennin, 9) Balkanhalbinsel, 10) Kaukasus. Siehe hierzu Tab. 2 und Fig. 17.

In Südnorwegen und Mittelschweden sind eigentliche Gipfelstationen nicht vorhanden. Die zur Verfügung stehenden Stationen wurden zu drei Gruppen zusammengefaßt, 200—400, 400—600 und höher als 600 m (s. Tabelle 2). Die höchste Station ist Jerkin mit 953 m. Besondere Unterschiede gegenüber den Küstenstationen des mittleren und südlichen Norwegens sind nicht vorhanden. Bemerkenswert ist für die höchstgelegenen Stationen nur das ziemlich ausgesprochene Maximum im August, das sich in der Höhenlage von 400—600 m noch als sekundäres Maximum bemerkbar macht.

Der Ben-Nevis in Schottland, als ausgesprochene Gipfelstation, zeigt auch nicht die winterliche Aufheiterung, die man im allgemeinen beim jährlichen Bewölkungsgang einer Gipfelstation zu erwarten pflegt. Dezember und Januar liegen über dem Jahresmittel, Februar und März kommen diesem nahe, und erst in den folgenden Monaten liegt die Kurve unter dem Jahresmittel bis zum Juni, der das absolute Minimum darstellt. Juli und August haben dann aber in scharfem Gegensatz zu den Frühjahrswerten ein sommerliches Maximum, während der September auch hier in der Höhe an der schon besprochenen Aufheiterung über Mitteleuropa teilnimmt. Der Jahresgang auf dem Ben-Nevis gleicht im allgemeinen der Gruppenkurve, die wir für die Stationen an der Westküste Englands zeichneten.

Von den Stationen der deutschen Mittelgebirge greifen wir nur als Repräsentanten Brocken und Schneekoppe heraus, die beide sich bekanntlich scharf von einander unterscheiden. Während auf der Schneekoppe sich in der geringen Bewölkung des Novembers bis Januar ein winterliches Minimum zeigt, ist die Bewölkung auf dem Brocken vom November bis März wesentlich über dem Jahresmittel und nähert sich diesem nur im Januar. Die Übergangsmonate vom Frühling zum Sommer haben dagegen geringe Bewölkung, so daß sich die Kurve den für die Ebene geltenden Kurven in großen Zügen anschließt. Die Schneekoppe hat schon Anklänge an das sommerliche Bewölkungsmaximum, das wir auf jenen Höhenstationen finden, die in das in die Höhe gerückte Kondensationsniveau hineinragen. Die übrigen Höhenstationen Deutschlands im Thüringerwald, Taunus, Erzgebirge und Schwarzwald zeigen Übergänge ohne neue Züge.

Den jährlichen Bewölkungsgang, für den sich die Bezeichnung „Höhentypus“ herausgebildet hat, finden wir in den Alpen. Neue Tatsachen sind hierbei nicht zu bringen, es ist alles genügend bekannt. Die Stationen sind zu einzelnen Gruppen zusammengefaßt worden, aber es ist doch besser, sich an die Einzelstationen zu halten, da in den Gruppen Gipfel- und Tallagen schematisch nach der Höhe gemittelt werden mußten. Die Verlagerung des Wolkenniveaus spiegelt sich in den Kurven klar wieder. Ein winterliches Hauptminimum ist deutlich ausgesprochen. Der Anstieg der Kurve im Sommerhalbjahr wird unterbrochen durch ein sekundäres Minimum im August, das an den Tieflandstationen das Hauptminimum sowohl nordwärts als auch südwärts der Alpen ist. Das sekundäre Maximum im Oktober, das in den Gruppenmitteln zum Ausdruck kommt, ist in der Hauptsache durch die hochgelegenen Talstationen verstärkt. Von den eigentlichen Gipfelstationen haben es Zugspitze und Untersberg gar nicht¹⁾.

Unterschiede zwischen den Osterreichischen und den Schweizer Alpen sind nicht vorhanden. Die Amplitude zeigt zunächst die bekannte Abnahme mit der Höhe, in größeren Höhen aber wieder eine Zunahme. Auf der Südseite der Alpenkette im Tessin und auf italienischer Seite finden wir eine Verfrühung des Hauptmaximums. Es tritt dort entschieden im Mai, an den Tessiner Stationen sogar im April auf.

Der französische Teil der Alpen ist nur durch den nicht sehr hohen Mont Ventoux (1900 m) vertreten. Gegenüber dem Bewölkungsgang über dem Rhonetal ist die Bewölkung im Winter etwas geringer, liegt aber trotzdem in allen Monaten noch über dem Mittelwert. Das Frühjahrsmaximum

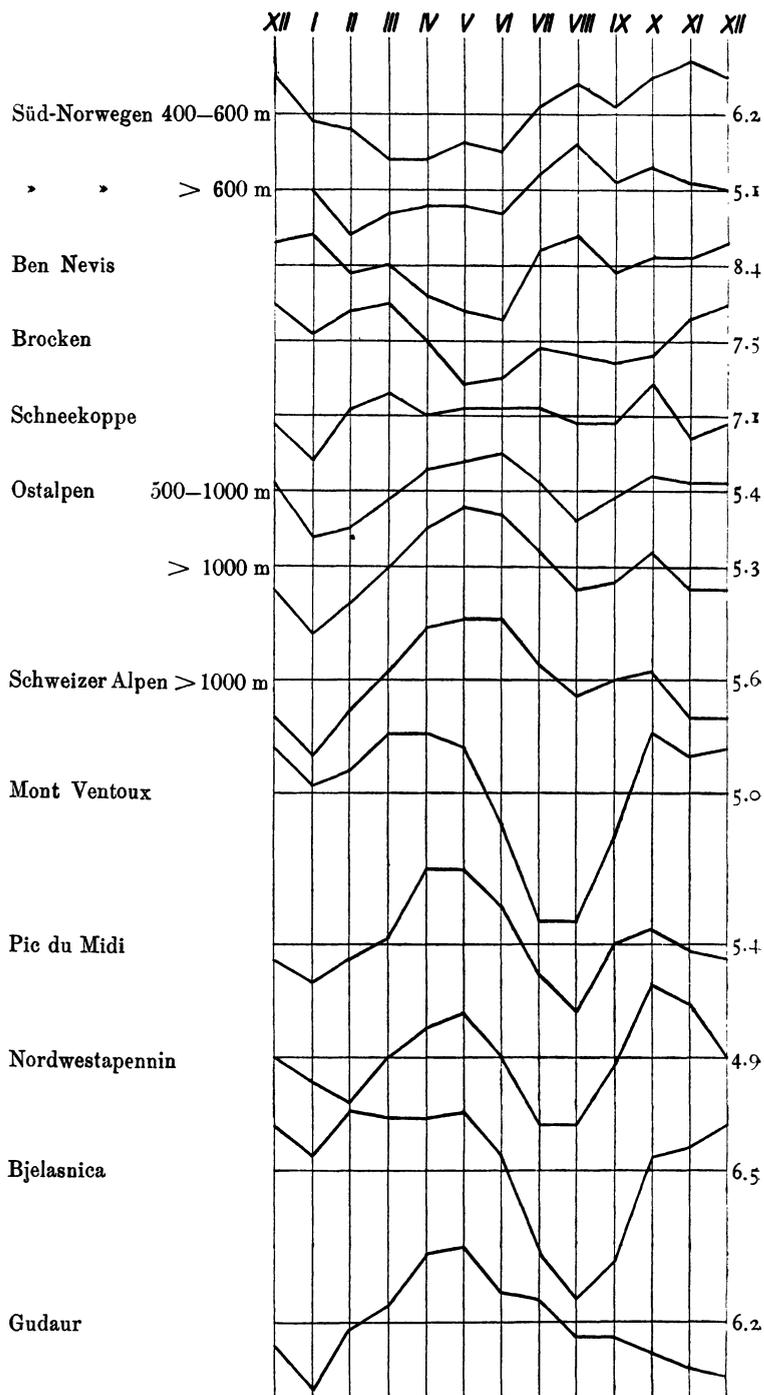


Fig. 17. Jährlicher Gang der Bewölkung an den Höhenstationen Europas. 1 cm = 1 Grad der Bewölkungsskala.

¹⁾ s. a. H. Pernter jr., Die Bewölkungsverhältnisse in den Ostalpen. Meteorolog. Zeitschrift., 1913, S. 436–441.

tritt dadurch schärfer hervor, und ihm folgt ein scharfer Bewölkungsrückgang zu einem sommerlichen Minimum im Juli und August, das dem Minimum an den Stationen der Ebene an Tiefe durchaus nichts nachgibt. Die Amplitude in der Höhe ist auch ungefähr gleich dem der Ebene, soweit sich dies aus dem spärlichen Beobachtungsmaterial von Frankreich beurteilen läßt. Der Unterschied zu den übrigen Alpenstationen liegt in der starken sommerlichen Aufheiterung, und diese verdankt der Mont Ventoux bereits seiner Lage im eigentlichen Mittelmeerklima mit dem ausgesprochenen Bewölkungsminimum in den Sommermonaten.

Der weiter nordwärts gelegene Puy de Dome (1467 m) hat, selbst wenn man den Höhenunterschied in Betracht zieht, das sommerliche Maximum bei weitem nicht so ausgesprochen; er unterliegt schon mehr atlantischen Einflüssen. Die Januarbewölkung liegt wenig unter dem Mittel, das Frühjahrsmaximum erreicht seinen höchsten Wert im April.

Diesen Typus, den man als den „gemischten“ Höhentypus bezeichnen könnte, da er ein sekundäres winterliches und ein sommerliches Hauptminimum zeigt, findet man vor allem in den Pyrenäen, aus denen Reihen für den Pic du Midi (2859 m) und den Mt. Louis (1586 m) vorliegen. Beide haben trotz des immerhin schon beträchtlichen Höhenunterschiedes einen bemerkenswert übereinstimmenden Gang. Das sommerliche Minimum im August überschreitet das Minimum im Januar nur wenig. Das Frühjahrsmaximum wird zwischen ihnen sehr ausgeprägt. Ein sekundäres Oktober-Maximum ist wie bei allen Jahresgängen, die im Winter Aufheiterung zeigen, vorhanden.

Dieses Oktober-Maximum wird an einigen hochgelegenen Stationen des Nordwestapennin — eigentliche Gipfelstationen gibt es hier nicht — zum Hauptmaximum. Diese Stationen (71) (Bra 308, Fossano 393, Cuneo 555 und Sestola 1092 m) zeigen dem Po-Gebiet und auch dem Golf von Genua gegenüber schon in verhältnismäßig geringen Höhen eine starke winterliche Aufheiterung, die im Januar fast den Wert des sommerlichen Minimums erreicht. Die im übrigen Apennin gelegenen Höhenstationen stehen in scharfem Gegensatz dazu. Sie haben ein ausgesprochenes Dezember-Maximum und ein tiefes sommerliches Minimum. Im Frühjahr wird der Abfall der Kurve etwas verzögert, doch dies ist nichts charakteristisches, denn die italienischen Stationen der Südwestküste zeigen, wie wir schon sahen, diese Erscheinung auch. Die Höhenlage drückt sich also hier durchaus nicht in einem besonderen Bewölkungsgang aus.

Auf der Balkanhalbinsel zeigen die von Hegyfokly abgeleiteten Gruppenmittel für die einzelnen Teile der Karpathen keinen Einfluß der Höhe, soweit es sich um das frühere ungarische Gebiet handelt. In meinem Material hat nur die Station Körösmezö (652 m) negative Abweichungen im Winter. Im Sommer nimmt aber auch diese Station, ähnlich den tiefer gelegenen Stationen, an der Aufheiterung teil. Dasselbe gilt für die rumänischen Stationen Sinaja (860 m) und Campulung (596 m) auf dem Südabhänge der Karpathen (60a). Der Bewölkungswert des Januar liegt hier ebenfalls unter dem Jahresmittel, und das Augustminimum ist stark ausgeprägt.

An den bulgarischen Höhenstationen (Gruppenmittel 61a) — Petrohan (1400 m), Tschepelare (1105 m), Samokov (950 m) und Rila Monastir (1175 m) — ist die winterliche Bewölkungsabnahme geringer. Die Werte des Januar nähern sich zwar dem Mittelwert, liegen aber doch noch darüber. Das Frühjahrsmaximum ist meist so gut ausgeprägt, daß es teilweise dem Hauptmaximum, das im Dezember liegt, gleichkommt. Auf Rila Monastir wird es sogar zum Hauptmaximum.

Auf der höchstgelegenen Gipfelstation des Balkan, dem Bjelasnica (2063 m), sollte man eigentlich einen ausgeprägten, den Alpenstationen ähnlichen Höhengang erwarten. Dies ist aber durchaus nicht der Fall, sondern Winter und Frühling haben hier eine fast gleich hohe Bewölkung, die ein winterliches Maximum in der Jahreskurve hervorbringt, während das Augustminimum einen Wert erreicht, der im allgemeinen dem der tiefergelegenen Stationen entspricht. Die Ursache ist, wie dies auch schon mehrfach ausgesprochen wurde, darin zu suchen, daß der Bjelasnica in der Nähe und auch in der Bahn der Depressionen Oberitaliens liegt.

Bei den Höhenstationen des Kaukasus, die wir schließlich noch zu betrachten haben, fällt die südlich von Wladikawkas gelegene Paßstation Gudaur (2204 m) besonders auf¹⁾. Ihr Jahresgang der Bewölkung zeigt gegenüber den schon betrachteten Höhenstationen wieder einen ganz neuen Typ. Der Gang ist recht einfach. Herbst und Winter zeigen geringe Bewölkung. Am stärksten unter dem Mittel liegt der Wert des Januar, von dem die Kurve zu einem Maximum im März-April ansteigt. Ein

¹⁾ Die Werte von Gudaur sind beim Zeichnen der Isonephenkarte noch nicht berücksichtigt worden.

sommerliches Minimum ist in dieser Höhe nicht mehr vorhanden. In den armenischen Gebirgen ist nach den Beobachtungen von Kars (1876 m) und Eriwan (1042 m) von einer starken winterlichen Bewölkungsabnahme nichts zu spüren. In Kars ist das winterliche Maximum, das in Eriwan sehr ausgeprägt ist, etwas abgeschwächt, aber die Bewölkung liegt doch auch hier noch merkbar über dem Jahresmittel. Im Sommer nehmen beide Stationen an der starken Aufheiterung, die im August am stärksten ist, teil.

Aus dieser vergleichenden Betrachtung des jährlichen Bewölkungsganges an den Höhenstationen Europas dürfte deutlich hervorgehen, daß man von einem eigentlichen Höhentypus der Bewölkung nur recht bedingt sprechen kann. Die mehr oder minder große Höhe gibt durchaus nicht den Ausschlag, sondern bestimmend ist der jährliche Gang derjenigen Vorgänge in der Atmosphäre, die überhaupt die Ursache der Wolkenbildung sind.

Zusammenfassung.

Nach einer kurzen Betrachtung der Faktoren, die die Himmelsbedeckung bedingen, und einer Schilderung der Bewölkungsverteilung über Europa in den einzelnen Monaten und im Jahr wird die Jahreskurve zunächst im Großen nach der Jahresschwankung und den Eintrittszeiten der monatlichen Extremwerte besprochen.

Die Jahresschwankung nimmt im allgemeinen von Nordwesten nach Südosten zu. Die geringsten Werte — weniger als 10% — werden über Irland, sowie im Küsten- und Inselgebiet des mittleren Norwegen angetroffen. Die höchsten Werte — mehr als 60% — liegen über dem Ägäischen Meere. Aus der regelmäßigen Zunahme fallen die Gebiete mit verhältnismäßig großer Schwankung über der mittleren und südlichen Ostsee, über dem Mittelland der Schweiz und über der Iberischen Halbinsel heraus. Ebenso unterbrechen Gebiete mit geringerer Schwankung über den Alpen, an der Ostküste Spaniens, an der italienischen Riviera und im Kaukasus das regelmäßige Bild.

Das Maximum der Bewölkung fällt normalerweise im größten Teil Europas auf den Dezember. Nur über Nordrußland tritt eine Verfrühung auf den November und an der Eismeerküste sogar auf den Oktober ein. Ein Sommermaximum ist über Irland, Nordengland und über Teilen von Norwegen vorhanden. Dem Gebiet der Frühlingsregen über den südeuropäischen Halbinseln entspricht ein Frühjahrsmaximum der Bewölkung. Die Hochgebirge in Zentraleuropa haben April- bis Juni-Maximum.

Das Minimum der Bewölkung tritt an der Nordwestküste — d. h. über dem größten Teil der Britischen Inseln und Norwegens — ferner auch über Nord- und Nordost-Rußland im Frühling ein. Südnorwegen, Schweden, Finnland und Nordwest-Rußland haben dagegen einheitliches Juni-Minimum. Zwischen 50° und 55° N.Br. beginnt über Südengland eine sogenannte „Störungszone“, die sich ostwärts durch die Niederlande, Belgien und Norddeutschland hinzieht und sich weiterhin durch Rußland bis zum Ural verfolgen läßt. In dieser Zone ist die Eintrittszeit des Minimums nicht einheitlich, sondern sie schwankt vom April bis zum September. Südwärts der „Störungszone“ ist meist der August, an den Südspitzen der südeuropäischen Halbinseln der Juli der heiterste Monat. Das Alpengebiet nimmt mit einem Januarminimum wiederum eine Sonderstellung ein.

Nach dem Verlauf der Jahreskurven, die zu Gruppenmitteln zusammengefaßt wurden, sind — allerdings ohne scharfe Trennungslinien — folgende Typen unterschieden worden:

1) Die Typen mit maritimem Einfluß. Sie werden gekennzeichnet durch einen unregelmäßigen Jahresverlauf mit geringer Amplitude, die meist weniger als 25% beträgt. Bemerkenswert sind die Gebiete mit Haupt- oder Sekundär-Minimum im September. Ihre Verbreitung wird genauer festgelegt.

2) Die Typen des östlichen Europas mit größerer Amplitude — teilweise über 50% — aber großer Regelmäßigkeit im Jahresgang. Eine sommerliche Bewölkungszunahme ist hier nur noch selten angedeutet.

3) Die Typen des Mittelmeergebiets mit stark schwankenden, teilweise extremen Amplituden. Der einfache Verlauf der Jahreskurve wird über der Iberischen Halbinsel und über Teilen der Apenninen- und Balkan-Halbinsel durch ein Frühjahrsmaximum gestört. Im Kaukasus zeigt sich kein einheitliches Bild des jährlichen Bewölkungsganges.

4) Der Höhentypus der Bewölkung. Ein über dem ganzen Gebiet einheitlicher Höhentypus ist nicht vorhanden. Sowohl Amplituden als auch Eintrittszeiten der Extreme hängen auf den Höhen ganz von dem jährlichen Verlauf jener Vorgänge in dem betreffenden Klimagebiet ab, die die Kondensation bedingen.

Der Hauptzweck der vorliegenden Arbeit war, Ordnung in die Mannigfaltigkeit der Typen des jährlichen Bewölkungsganges über Europa zu bringen. Unter Berücksichtigung der zugestandenen Vereinfachungen dürfte dies auch gelungen sein. Nicht durchführbar war dagegen das Bestreben, die kausalen Zusammenhänge aufzudecken. Der Grund hierfür liegt darin, daß wir über den mittleren Ablauf der Witterung in bestimmten Teilen Europas nur recht mangelhaft Bescheid wissen. Erst nach Durchführung entsprechender Vorarbeiten wird es möglich sein, alle Auffälligkeiten im Jahresgang der Bewölkung zu deuten.

Tab. 1. Der jährliche Bewölkungsgang über Europa nach Gruppenmitteln.
Die Nummern beziehen sich auf die Bezeichnung der Karte (S. 22). Die eingeklammerten Zahlen geben die Anzahl der Stationen an, die zur Bildung des Mittels verwandt wurden.

		Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oktbr.	Novbr.	Dezbr.	Jahr
Skandinavien														
1.	(5)	-0.1	-0.3	-0.6	-0.2	+0.2	+0.1	-0.1	+0.2	+0.5	+0.4	+0.4	-0.3	6.8
2.	(4)	+0.6	+0.3	-0.3	-0.6	-0.3	-0.4	-0.2	+0.4	+0.2	+0.4	+0.4	±0.0	6.9
3.	(6)	+0.4	-0.3	-0.4	-0.6	-0.3	-0.4	±0.0	+0.1	+0.5	+0.2	+0.5	+0.2	6.6
4.	(9)	+0.6	+0.2	-0.2	-0.7	-0.6	-0.8	-0.1	±0.0	+0.3	+0.3	+0.4	+0.4	6.7
5.	(7)	+1.0	+0.5	+0.2	-0.1	-0.7	-1.4	-0.9	-0.3	-0.4	+0.6	+0.6	+1.0	6.1
6.	(5)	-0.1	-0.3	-0.8	-0.4	+0.2	±0.0	+0.1	+0.5	+0.6	+0.4	+0.2	+0.1	6.9
7.	(6)	+0.2	-0.2	-0.5	-0.6	-0.2	-0.8	+0.1	+0.5	+0.2	+0.5	+0.5	+0.4	6.1
8.	(15)	+0.2	-0.3	-0.2	-0.3	-0.4	-0.7	-0.1	+0.4	±0.0	+0.5	+0.3	+0.5	6.2
9.	(15)	+0.8	+0.6	±0.0	-0.4	-0.8	-1.1	-0.6	-0.3	-0.5	+0.6	+0.6	+1.3	6.3
10.	(5)	+0.4	+0.2	-0.1	-0.4	-0.4	-0.8	-0.6	-0.1	-0.1	+0.6	+0.5	+1.0	6.0
10a ¹⁾	(5)	+0.6	+0.2	-0.3	-0.4	-0.5	-1.0	-0.9	-0.3	-0.1	+0.6	+0.6	+1.3	5.4
11.	(7)	+1.1	+0.9	+0.3	-0.5	-1.0	-1.4	-0.8	-0.8	-0.9	+0.4	+0.8	+1.5	6.2
11a ¹⁾	(7)	+1.4	+1.0	+0.2	-0.7	-1.1	-1.5	-1.1	-1.0	-0.7	+0.6	+1.2	+1.7	5.9
12.	(5)	+0.9	+0.7	+0.2	-0.5	-1.1	-1.3	-0.7	-0.5	-0.6	+0.6	+0.9	+1.3	6.3
12a ¹⁾	(4)	+1.2	+0.7	+0.2	-0.4	-1.1	-1.4	-0.7	-0.6	-0.5	+0.4	+1.0	+1.3	5.8
Rußland mit Finnland														
13.	(4)	-0.5	-0.5	-0.7	-0.3	+0.1	+0.2	+0.1	+0.2	+0.5	+0.3	+0.3	+0.1	7.0
14.	(5)	+0.3	±0.0	-0.7	-0.7	-0.1	-0.8	-0.7	±0.0	+0.4	+0.8	+1.0	+0.6	7.5
15.	(21)	+1.0	+0.7	-0.3	-0.8	-1.0	-1.4	-1.0	-0.7	-0.3	+0.9	+1.4	+1.6	6.3
15a	(5)	+0.6	+0.5	-0.4	-0.8	-1.0	-1.3	-1.1	-0.4	±0.0	+1.1	+1.3	+1.3	6.1
16.	(7)	+1.3	+0.7	±0.0	-0.7	-1.2	-1.6	-1.1	-0.8	-0.5	+0.6	+1.6	+1.7	6.6
17.	(9)	+0.8	+0.4	-0.5	-0.9	-0.7	-1.1	-0.9	-0.5	-0.2	+0.7	+1.5	+1.1	7.1
18.	(13)	+0.2	±0.0	-0.7	-1.1	-0.5	-0.5	-0.6	-0.3	+0.4	+1.0	+1.3	+0.7	6.9
19.	(7)	+0.8	+0.7	-0.1	-0.8	-1.0	-1.0	-1.3	-1.0	-0.2	+0.7	+1.9	+1.4	6.7
20.	(5)	+1.1	+0.8	+0.1	-0.8	-1.2	-0.7	-0.9	-0.8	-0.7	+0.3	+1.4	+1.3	6.7
21.	(5)	+0.9	+0.7	+0.4	-0.3	-0.9	-0.8	-1.3	-1.6	-0.9	+0.1	+1.8	+1.6	5.9
22.	(7)	+1.2	+1.2	+0.7	-0.1	-0.9	-0.6	-1.2	-1.9	-1.4	-0.2	+1.5	+1.6	6.6
23.	(6)	+0.8	+0.7	+0.3	-0.3	-0.7	-0.7	-0.7	-0.9	-1.1	±0.0	+1.2	+1.4	6.6
24.	(6)	+1.8	+1.8	+1.5	+0.1	-0.8	-1.0	-2.0	-2.8	-2.0	-0.3	+1.7	+2.2	5.7
25.	(5)	+2.1	+2.0	+1.3	+0.5	-0.6	-1.2	-2.3	-2.8	-1.9	-0.4	+1.4	+2.2	5.2
Dänemark														
26.	(25)	+1.0	+0.8	+0.3	-0.4	-1.0	-1.3	-0.7	-0.5	-0.9	+0.3	+0.8	+1.4	6.1
Deutschland														
27.	(8)	+0.9	+0.8	+0.4	-0.4	-1.2	-1.1	-0.9	-0.9	-1.0	+0.2	+1.3	+1.7	6.4
28.	(9)	+0.5	+0.6	+0.3	-0.2	-0.5	-0.5	-0.5	-0.8	-0.7	+0.2	+0.7	+1.1	6.4
29.	(14)	+0.6	+0.6	+0.2	-0.3	-0.7	-0.7	-0.3	-0.6	-0.9	+0.1	+0.6	+1.1	6.4
30.	(11)	+0.7	+0.7	+0.2	-0.5	-1.0	-1.0	-0.4	-0.5	-0.8	+0.4	+0.8	+1.3	6.5
31.	(11)	+0.6	+0.5	±0.0	-0.6	-0.7	-0.5	-0.2	-0.4	-0.6	+0.3	+0.6	+1.0	6.6
32.	(30)	+0.6	+0.4	-0.1	-0.3	-0.4	-0.5	-0.6	-1.0	-0.7	+0.3	+1.1	+1.2	6.3
Niederlande														
33.	(12)	+0.7	+0.5	±0.0	-0.4	-0.5	-0.4	-0.4	-0.3	-0.6	±0.0	+0.5	+1.0	6.5
Belgien														
34.	(14)	+0.8	+0.4	-0.1	-0.7	-0.5	-0.4	-0.4	-0.5	-0.7	+0.4	+0.6	+0.9	6.4
Britische Inseln														
35.	(7)	+0.3	+0.2	-0.3	-0.3	-0.4	±0.0	+0.5	+0.2	-0.3	-0.2	+0.1	+0.3	7.2
36.	(6)	±0.0	-0.2	-0.3	-0.6	-0.2	-0.1	+0.6	+0.6	-0.2	-0.1	+0.1	±0.0	6.9
37.	(5)	+0.4	+0.1	-0.2	-0.6	-0.4	-0.4	+0.1	+0.3	-0.4	+0.1	+0.2	+0.5	6.8
38.	(3)	+0.8	+0.5	-0.3	-0.6	-0.7	-0.3	-0.2	-0.5	-0.5	+0.3	+0.6	+1.0	6.2
39.	(3)	+0.1	-0.1	-0.3	-0.2	±0.0	+0.2	+0.4	+0.2	-0.4	-0.2	±0.0	+0.2	7.1
40.	(6)	+0.6	+0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	±0.0	-0.1	-0.6	±0.0	+0.4	+0.6	6.7
41.	(6)	+0.7	+0.3	-0.2	-0.5	-0.3	+0.2	-0.1	-0.6	-0.9	-0.1	+0.6	+0.8	6.3

¹⁾ 10a, 11a und 12a sind Leuchtfeuerstationen nach Hamberg.

Fortsetzung der Tabelle 1.

Die Nummern beziehen sich auf die Bezeichnung der Karte (S. 22). Die eingeklammerten Zahlen geben die Anzahl der Stationen an, die zur Bildung des Mittels verwandt wurden.

		Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oktbr.	Novbr.	Dezbr.	Jahr
Frankreich¹⁾														
	42.	(9)	+1.0	+0.5	±0.0	-0.3	-0.5	-0.4	-0.7	-0.8	+0.2	+0.9	+1.0	6.2
	43.	(7)	+0.6	+0.3	+0.2	+0.4	+0.2	-0.2	-1.0	-1.2	+0.1	+0.8	+0.7	5.5
Schweiz														
	44.	(14)	+1.1	+0.3	-0.2	-0.2	-0.5	-0.6	-1.2	-1.4	+0.3	+1.3	+1.6	6.3
	45.	(9)	-1.0	-0.4	+0.1	+0.7	+0.8	+0.8	+0.2	-0.2	±0.0	+0.1	-0.5	5.6
	46.	(3)	-0.9	-0.6	±0.0	+0.9	+0.7	+0.4	-0.4	-0.7	+0.1	+0.6	+0.1	5.0
Österreich²⁾														
	47.	(11)	-0.6	-0.5	-0.1	+0.3	+0.4	+0.5	+0.1	-0.4	-0.1	+0.2	+0.1	5.4
	47a	(8)	-0.9	-0.5	±0.0	+0.6	+0.8	+0.7	+0.2	-0.3	-0.2	+0.2	-0.3	5.3
	48.	(18)	+0.6	+0.7	+0.1	-0.4	-0.6	-0.7	-0.9	-0.7	+0.3	+1.0	+1.2	6.3
	49.	(6)	+0.6	+0.5	-0.1	-0.1	-0.3	-0.2	-0.6	-0.8	-0.7	-0.1	+0.7	6.3
	50.	(10)	+0.8	+0.6	±0.0	-0.2	-0.1	-0.2	-0.7	-1.3	-1.0	-0.2	+0.8	6.0
	51.	(12)	+0.6	+0.5	+0.3	-0.2	-0.4	-0.5	-0.7	-1.0	-0.8	+0.1	+0.8	6.1
	52.	(8)	+0.8	+0.7	+0.4	±0.0	-0.5	-0.4	-0.8	-1.2	-1.1	+0.2	+0.8	6.3
	53.	(6)	+0.4	+0.1	-0.1	±0.0	-0.1	-0.2	-1.0	-1.3	-0.6	+0.5	+1.1	5.7
	54.	(9)	+1.0	+0.8	+0.4	+0.4	+0.1	-0.4	-1.7	-2.0	-1.1	+0.3	+1.0	5.3
	55.	(5)	+0.4	+0.4	+0.5	+0.5	+0.3	-0.2	-1.3	-1.6	-0.9	+0.5	+0.6	5.0
	56.	(5)	+1.0	+0.8	+0.7	+0.5	-0.1	-0.8	-2.1	-2.0	-1.0	+0.6	+1.0	4.0
	56a	(3)	+1.0	+1.6	+1.1	+1.0	+0.2	-1.0	-2.8	-2.7	-1.4	+0.3	+1.0	4.0
Ungarn														
	57.	(13)	+0.8	+0.5	+0.2	±0.0	-0.3	-0.3	-0.8	-1.3	-1.0	±0.0	+0.9	5.6
	58.	(16)	+1.1	+0.7	+0.3	+0.2	-0.2	-0.4	-1.2	-1.7	-1.1	-0.1	+0.9	5.5
	58a	(10)	+0.9	+0.5	+0.3	±0.0	-0.2	±0.0	-0.8	-1.3	-1.1	-0.3	+0.6	5.6
Rumänien														
	59.	(9)	+0.9	+1.2	+0.9	+0.1	-0.2	-0.3	-0.9	-1.8	-1.4	-0.4	+0.7	5.7
	60.	(14)	+0.9	+1.2	+0.8	+0.3	-0.1	-0.4	-1.6	-2.5	-1.6	-0.1	+1.0	5.1
	60a	(2)	-0.3	+0.5	+0.6	+0.4	+0.8	+0.6	±0.0	-1.6	-1.3	-0.4	+0.1	5.7
Bulgarien														
	61.	(17)	+0.7	+1.3	+1.1	+0.6	±0.0	-0.4	-1.8	-2.4	-1.6	-0.2	+1.0	5.4
	61a	(4)	+0.1	+0.9	+0.8	+0.8	+0.3	+0.1	-1.2	-2.0	-1.3	-1.2	+0.7	5.6
Serbien														
	62.	(13)	+1.1	+0.6	+0.4	+0.6	±0.0	-0.3	-1.6	-2.3	-1.0	-0.5	+0.8	5.6
Türkei und Montenegro														
	63 ³⁾	(6)	+0.9	+0.7	+0.6	+0.7	+0.3	-0.4	-1.9	-1.9	-1.4	+0.2	+1.0	4.8
Griechenland														
	64.	(2)	+0.9	+1.3	+1.0	+0.9	+0.2	-0.7	-2.5	-2.7	-1.5	±0.0	+1.6	4.6
	65.	(7)	+1.4	+1.6	+1.2	+0.7	-0.1	-1.3	-2.8	-2.7	-1.7	±0.0	+1.5	4.1
	66.	(7)	+1.5	+1.8	+1.2	+1.0	+0.1	-1.4	-2.8	-2.4	-1.8	±0.0	+1.3	3.9
	67.	(5)	+2.5	+2.2	+1.6	+0.6	-0.2	-2.1	-3.3	-3.3	-2.1	-0.2	+1.8	3.8
Italien														
	68.	(3)	-1.2	-0.9	+0.1	+0.6	+1.1	+0.9	+0.4	-0.1	±0.0	+0.2	-0.6	5.1
	68a	(4)	-0.9	-0.6	+0.2	+0.6	+1.0	+0.7	-0.2	-0.5	-0.2	+0.4	±0.0	6.8
	69.	(4)	-0.3	+0.1	+0.6	+0.7	+0.8	+0.3	-0.9	-1.3	-0.8	+0.3	+0.3	5.0
	70.	(20)	+0.8	+0.1	+0.2	+0.1	+0.1	-0.5	-1.0	-1.7	-0.9	+0.7	+1.3	4.8
	71.	(4)	-0.3	-0.6	±0.0	+0.4	+0.6	±0.0	-0.9	-0.9	-0.1	+1.0	+0.7	4.9
	72.	(5)	+0.3	+0.2	+0.6	+0.6	+0.5	-0.2	-1.3	-1.3	-0.7	+0.6	+0.5	4.2
	73.	(7)	+0.9	+0.7	+0.6	+0.7	+0.3	-0.6	-2.1	-2.2	-1.1	+0.5	+1.1	5.1
	74.	(13)	+0.7	+0.6	+0.8	+0.7	+0.4	-0.5	-2.0	-2.1	-1.0	+0.4	+0.6	4.6
	75.	(8)	+1.2	+0.7	+0.4	+0.3	+0.1	-0.8	-2.1	-2.3	-1.1	+0.6	+1.6	5.0
	76.	(22)	+1.4	+1.4	+0.8	+0.7	-0.1	-1.2	-2.6	-2.4	-1.1	+0.5	+1.1	4.3
	76a	(2)	+1.2	+1.2	+1.1	+0.6	+0.1	-1.1	-2.7	-2.8	-0.8	+0.6	+1.0	4.6
Spanien und Portugal														
	77.	(5)	+0.1	+0.2	+0.2	+0.4	+0.1	-0.2	-0.5	-0.7	-0.5	-0.1	+0.3	6.1
	78.	(3)	+0.5	+0.2	+0.2	+0.9	+0.3	-0.4	-1.3	-1.5	-0.5	+0.1	+0.4	5.1
	79.	(13)	+0.8	+0.5	+0.7	+0.7	+0.3	-0.7	-2.2	-2.2	-0.6	+0.4	+0.9	4.9
	80.	(4)	+0.5	+0.5	+0.5	+0.4	-0.2	-0.4	-1.4	-1.6	-0.4	+0.3	+0.8	5.0
	81.	(4)	+0.4	+0.6	+1.0	+1.1	+0.5	-0.7	-2.3	-2.2	-0.5	+0.5	+0.7	4.5
	82.	(5)	±0.0	±0.0	+0.4	+0.8	+0.3	-0.2	-1.3	-1.1	-0.2	+0.4	+0.5	4.2
	83.	(9)	+0.5	+0.5	+1.1	+0.8	+0.2	-1.1	-2.1	-1.9	-0.2	+0.6	+0.7	3.6
	84.	(2)	+0.9	+0.8	+0.9	+0.9	+0.3	-0.9	-2.2	-2.2	-0.5	+0.4	+1.0	3.9
	85.	(2)	+1.0	+0.7	+0.7	+0.2	-0.2	-1.2	-1.8	-1.7	-0.2	+0.6	+1.0	3.3

¹⁾ Frankreichs jährlicher Bewölkungsgang hat sicher mehr als 2 Typen, das veröffentlichte Material ist aber für weitere Unterteilungen unzureichend.

²⁾ Nur Reihen mit mehr als 20 Jahren.

³⁾ Zu wenig Stationen, Mittel unsicher.

Tab. 2. Der Jahresgang der Bewölkung an den Höhenstationen in Europa.
(Gruppen- und Einzelmittel).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Süd-Norwegen und Mittel-Schweden													
200—400 m	+0.2	-0.1	±0.0	-0.3	-0.3	-0.5	-0.3	-0.2	-0.3	+0.8	+0.5	+0.6	6.3
400—600 »	-0.1	-0.2	-0.6	-0.6	-0.4	-0.5	+0.1	+0.4	+0.1	+0.5	+0.7	+0.5	6.2
> 600 »	±0.0	-0.6	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	+0.2	+0.6	+0.1	+0.3	+0.1	±0.0	5.1
Ben Nevis (1343 m) 20 J.	+0.4	-0.1	±0.0	-0.4	-0.6	-0.7	+0.2	+0.4	-0.1	+0.1	+0.1	+0.3	8.4
Brocken (1140 ») 25 »	+0.1	+0.4	+0.5	±0.0	-0.6	-0.5	-0.1	-0.2	-0.3	-0.2	+0.3	+0.5	7.5
Schneekoppe (1602 ») 30 »	-0.6	+0.1	+0.3	±0.0	+0.1	+0.1	+0.1	-0.1	-0.1	+0.4	-0.3	-0.1	7.1
Schweizer Alpen > 1000 »	-1.0	-0.4	+0.1	+0.7	+0.8	+0.8	+0.2	-0.2	±0.0	+0.1	-0.5	-0.5	5.6
Ostalpen 500—1000 »	-0.6	-0.5	-0.1	+0.3	+0.4	+0.5	+0.1	-0.4	-0.1	+0.2	+0.1	+0.1	5.4
» > 1000 »	-0.9	-0.5	±0.0	+0.5	+0.8	+0.7	+0.2	-0.3	-0.2	+0.2	-0.3	-0.3	5.3
Zugspitze (2962 ») 20 J.	-1.0	-0.7	+0.1	+0.6	+0.7	+1.1	+0.8	+0.5	-0.5	-0.9	-0.9	-0.3	6.7
Sonnblick (3106 ») 30 »	-1.3	-0.7	-0.3	+0.6	+1.1	+1.3	+0.7	+0.3	-0.3	-0.3	-0.7	-0.8	6.6
Obir (2044 ») 30 »	-0.8	-0.4	+0.3	+0.9	+1.1	+0.7	+0.7	-0.7	-0.3	+0.4	-0.3	-0.1	5.4
St. Bernhard (2476 ») 30 »	-1.1	-0.5	+0.2	+1.1	+0.9	+0.7	±0.0	-0.6	+0.2	+0.3	-0.6	-0.6	5.2
Picco San Bernardo (2160 ») 20 »	-1.1	-0.3	+0.4	+0.6	+0.8	+0.5	-0.3	-0.6	-0.1	+0.4	-0.1	-0.4	4.5
Mont Ventoux (1900 ») 22 »	+0.1	+0.3	+0.8	+0.8	+0.6	-0.4	-1.7	-1.7	-0.6	+0.8	+0.5	+0.6	5.0
Puy-de-Dome (1467 ») 33 »	-0.3	±0.0	+0.2	+0.6	+0.3	+0.2	-0.3	-0.8	-0.4	-0.1	+0.1	±0.0	6.7
Pic du Midi (2859 ») 29 »	-0.5	-0.2	+0.1	+1.0	+1.0	+0.5	-0.4	-0.9	±0.0	+0.2	-0.1	-0.2	5.4
Mont Louis (1586 ») 26 »	-0.5	-0.4	+0.1	+0.8	+1.1	+0.6	-0.3	-0.7	-0.3	+0.1	-0.1	-0.2	4.8
Nordwestapennin 300—1100 m	-0.3	-0.6	±0.0	+0.4	+0.6	±0.0	-0.9	-0.9	-0.1	+1.0	+0.7	±0.0	4.9
Mittelapennin > 600 »	+0.9	+0.7	+0.6	+0.7	+0.3	-0.6	-2.1	-2.2	-1.1	+0.5	+1.1	+1.3	5.1
Bjelasnica (2067 m) 16 J.	+0.2	+0.8	+0.7	+0.7	+0.8	+0.2	-1.1	-1.7	-1.2	+0.1	+0.3	+0.6	6.5
Petrohan (1400 ») 11 »	±0.0	+1.1	+0.9	+0.5	+0.1	-0.1	-1.5	-2.4	-1.1	+0.2	+1.0	+1.3	5.9
Rila Monastir (1175 ») 13 »	+0.1	+0.8	+0.7	+1.0	+0.5	+0.2	-1.2	-1.9	-1.3	-0.4	+0.4	+0.6	5.4
Gudaaur (2204 ») 25 »	-0.9	-0.1	+0.2	+0.9	+1.0	+0.4	+0.3	-0.2	-0.2	-0.4	-0.6	-0.3	6.2
Kars (1876 ») 20 »	+0.6	+1.0	+0.7	+1.0	+1.1	-0.7	-1.3	-1.7	-1.7	-0.7	+0.4	+1.0	4.7
Eriwan (1042 ») 22 »	+1.6	+2.1	+1.1	+1.2	+0.5	-1.4	-1.8	-2.4	-2.3	-1.1	+0.7	+2.4	4.5