CLIMATE SERVICE CENTER

Vergleichendes Lexikon

Wichtige Definitionen, Schwellenwerte, Kenndaten und Indices für Fragestellungen rund um das Thema „Klimawandel und seine Folgen“

Ensemble
Frosttrocknis
Winterdürre
Tropennacht
Dürre
Dauerregen
Klimafaktoren
Eistag
Sturzflut
Niederschlag
Indices
Hitzewelle
Sommertag
Albedo
Windstärke
Starkregenepisode
Extremwetterereignis
Klima
Trockentag
Evaporation
Temperaturanomalie
Grundwasserneubildung
Heizperiode
Wetter
Vegetationsperiode
Hitzetag
Wachstumszeit
Testreferenzjahr
Beaufort-Skala
Kälteperiode

CSC
Climate Service Center
Germany
Eine Einrichtung des Helmholtz-Zentrums Geesthacht

Vergleichendes Lexikon

Wichtige Definitionen, Schwellenwerte, Kenndaten und Indices für Fragestellungen rund um das Thema „Klimawandel und seine Folgen“

Autoren: Steffen Bender, Michaela Schaller

Version 1.0.2, August 2012
Kontakt: Steffen.Bender@hzg.de

Inhalt

Inhalt 2
Tabellenverzeichnis 4
Abbildungsverzeichnis 4
Vorwort 5
Abflussganglinie 7
Albedo 7
Basisabfluss 8
Beaufort-Skala 9
Dauerfrost 10
Dauerregen 10
Direktabfluss 10
Dürre 10
  Meteorologische Dürre 11
  Landwirtschaftliche oder Bodenfeuchte Dürre 12
  Hydrologische Dürre 12
  Grundwasser-Dürre 13
  Sozio-ökonomische Dürre 13
Dürre, Index 14
  Meteorologische Dürre-Indizes 14
  Hydrometeorologische Dürre-Indizes 16
  Agrarwirtschaftliche Dürre-Indizes 18
  Hydrologische Dürre-Indizes 19
  Dürre-Indizes aus Fernerkundungsdaten 20
  Kombinierte Dürre-Indizes 21
Eis-Albedo Rückkopplung 23
Eistag 24
Ensemble 24
Evaporation 25
Evapotranspiration 25
Extremereignis, Index 25
Extremniederschlag 26
Extremwetterereignis 26
Frostperiode 27
Frosttag 27
Frosttrocknis 28
Fujita-Tornado-Skala 28
Globalstrahlung 29
Grundwasserneubildung 30
  Verfahren nach JOSOPAIT & LILLICH 31
  Verfahren nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT 31
  Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH 32
  Verfahren nach MEßER 33
  Verfahren nach RENGER & WESSOLEK 33
  TUB-BGR-Verfahren 33
  Einschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell (BWHM) 34
  Verfahren nach BAGROV-GLUGLA 34
  Modellansatz GROWA 35
Heißer Tag 36
Heizgradtag 36
Heizperiode 37
Heiztag 37
Hitzetag 38
Hitzewelle (Hitzeperiode) 38
Hitzewelle, Index 39
Kälteperiode 39
Kälteperiode, Index 40

Klima 40
Klimaelemente 41
Klimafaktoren 41
Klimanormalperiode 41
Megadürre 42
Niederschlag, Index 42
Regenperiode 43
Regentag 43
Saffir-Simpson-Hurrikan-Skala 44
Schneebedeckung 44
Schneemenge 45
Schneetag 45
Sommertag 45
Starkregen 46
  Definition nach Intensität und Niederschlagsmenge 46
  Definition nach statistischer Auswertung 47
  Definition nach Wiederkehrraten 47
Starkregenepisode 48
Sturmtag 49
Sturzflut 49
Temperaturanomalie 49
Temperatur, Index 50
Testreferenzjahr 51
Trockentag 51
Trockentag, Index 51
Trockenperiode 52
  Meteorologische Definition 52
  Hydrologische Definition 52
Trockenwetterabfluss 53
Tropennacht, tropische Nacht 53
Tropentag 53
Vegetationsperiode 54
  Verwendung von Temperaturschwellenwerten 54
  Verwendung von Teil- und Kernperioden 55
  Kombinierte Kriterienansätze 55
  Modellierung von Frühjahrsphasen 57
Verdunstung 58
  Potentielle Evapotranspiration 59
  Spezielle Verdunstungsbetrachtungen 61
  Aktuelle Evapotranspiration 61
  Evaporation, Boden 62
Wachstumszeit 64
Warmperiode, Index 64
Wasserbilanz, klimatische 64
Wetter 65
Wetterlage 65
Windstärke 65
Windstiller Tag 65
Winterdürre 66
Witterung 66
Annex 1: Verwendete Abkürzungen 67
Annex 2: Formeln 69
  Ermittlung der potentiellen Evapotranspiration 69
  Spezielle Verdunstungsbetrachtungen 74
  Ermittlung der aktuellen Evapotranspiration 76
  Ermittlung der Evaporation, Boden 77
Annex 3: Glossar 79

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Albedowerte verschiedener Oberflächen 8
Tab. 2: Beaufort-Skala....9
Tab. 3: Dürre-Intensitäten nach dem U.S. National Weather Center (METTE et al. 2011)....11
Tab. 4: Hydrologische Dürre, Klassifikation von WILHITE UND GLANZ (1985)....12
Tab. 5: Übersicht meteorologischer Dürre-Indizes....15
Tab. 6: Dürre-Klassifikation auf Basis der Dezil-Methode....15
Tab. 7: Dürre-Klassifikation auf SPI-Basis (LOUCKS et al. 2006)....16
Tab. 8: Hydrometeorologische Dürre-Indizes....16
Tab. 9: Klassifikation der aktuellen Wetterbedingungen nach PDSI (ALLEY 1984)....17
Tab. 10: Allgemeine Beschreibung für relative KDBI-Stufen (SERCC 2002, USDA 2002)....18
Tab. 11: Agrarwirtschaftliche Dürre-Indizes....18
Tab. 12: Hydrologische Dürre-Indizes....19
Tab. 13: Dürre-Klassifikation auf SWSI-Basis (SHAFER & DEZMAN 1982)....20
Tab. 14: Dürre-Klassifikation auf RDI-Basis (NDMC 2005)....20
Tab. 15: Dürre-Indizes aus Fernerkundungsdaten....20
Tab. 16: Kombinierte Dürre-Indizes....21
Tab. 17: FUJITA-Tornado-Skala (Stand 2012)....28
Tab. 18: Mittlere Verdunstungshöhen für verschiedene Bodengruppen und Nutzungen....32
Tab. 19: Heizgradtage in Deutschland (http://www.tga-fachplaner.de)....37
Tab. 20: Hitzewellen-Definitionen....38
Tab. 21: Niederschlag-Indizes....42
Tab. 22: SAFFIR-SIMPSON-Hurrikan Skala (Stand 2012) (http://www.nhc.noaa.gov)....44
Tab. 23: DWD-Klassifikation des Schneebedeckungsgrades....45
Tab. 24: Übersicht von Starkregen-Schwellenwerten für Deutschland (1 mm = 1 (l/m²))....46
Tab. 25: Ausgesuchte Indizes mit Temperaturbezug....50
Tab. 26: Übersicht der Randbedingungen für Trockenperioden....52
Tab. 27: Übersicht der Randbedingungen für Vegetationsperioden....55
Tab. 28: Richtwerte der mittleren täglichen Schneeverdunstung $E_{S,\ mittl.}$ für mittlere Klimaverhältnisse (Deutschland) (nach RACHNER 1999)....61
Tab. 29: Monatliche Pflanzenfaktoren für die Verdunstungsberechnung nach HAUDE in Deutschland....69
Tab. 30: MAKKINK-Faktoren nach DVWK (1996)....71
Tab. 31: Größenordnungen der biologischen Widerstände (nach BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).72
Tab. 32: Korrekturfaktoren zur Berechnung von ET_{Pot} nach PENMAN für Waldbestände (nach ERNSTBERGER 1987)....72
Tab. 33: Koeffizienten in der TURC-Formel....73
Tab. 34: PRIESTLEY-TAYLOR- Koeffizienten ($f_{Pr\text{-}Ta}$)(FLINT & CHILDS 1991)....75
Tab. 33: Standortfaktoren zur Berechnung der aktuellen Verdunstung bewachsener Flächen mit dem Verfahren nach RENGER & WESSOLEK....76

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Komponenten einer Abfluss-Ganglinie....7
Abb. 2: Komponenten der Globalstrahlung (http://www.newport.com), verändert....30
Abb. 3: Schema der Grundwasserneubildung (Quelle: www.lfu.bayern.de)....30
Abb. 4: Komponenten des Wasserhaushalts von Wäldern (ZIMMERMANN et al. 2008)....59
Abb. 5: Schematische Darstellung des Wasserkreislaufs mit Zahlen der mittleren Wasserbilanz für Deutschland von 1961 - 1990 (nach BfG 2008); (http://www.bgr.bund.de)....64

Vorwort

Für viele Fachbegriffe, wie zum Beispiel Extremereignisse oder Dürre, gibt es in der Literatur keine eindeutigen bzw. unterschiedlichen Definitionen. Doch welche Definition ist die richtige? Mit zunehmendem Informationsbedarf zu den vielfältigen Fragen im Umgang mit dem Klimawandel wächst der Bedarf nach eindeutigen Definitionen der interdisziplinär genutzten Fachbegriffe.

Die vergleichende Zusammenstellung wichtiger Definitionen, Schwellenwerte, Kenndaten und Indices für Fragestellungen rund um das Thema Klimawandel und seine Folgen wurde vom Climate Service Center (CSC) – angeregt durch in der Praxis geäußerten Bedarf – erstellt, um Abhilfe zu schaffen. Es richtet sich an Sachbearbeiter und Projektverantwortliche aus Verwaltung, Industrie und Wissenschaft, die sich in der Praxis mit klimarelevanten Fragestellungen beschäftigen. Darüber hinaus bietet es auch klima-interessierten Laien die Möglichkeit, ihr Wissen in Bezug auf unterschiedliche Definitions- und Methodikansätze zu verbessern.

Die vorliegende Sammlung vergleicht für ausgesuchte Begriffe aus dem Bereich Meteorologie, (Agrar-)Klimatologie und Hydro(geo)logie die Vielfalt möglicher Definitionen und Kenndaten. Darüber hinaus wird für ausgesuchte Parameter gezeigt, wie diese zu ermitteln sind und welche Einschränkungen die jeweiligen Verfahren besitzen können.

Dank existierender Suchmaschinen können heutzutage Begrifflichkeiten schnell online nachgeschlagen werden. Glossare mit meteorologischen Begriffen werden etwa vom Deutschen Wetterdienst (DWD), der World Meteorological Organization (WMO) oder vom „CLIVAR (Climate Variability and Predictability) programme“ angeboten. Eine unfangreiche Enzyklopädie bietet auch das Wiki „Klimawandel“ (http://klimawiki.org), das auf die Nutzung im Bildungsbereich ausgerichtet ist und sich primär anderen Zielen widmet als die vorliegende Arbeit. Wenn man sich jedoch die Mühe macht, sich nicht mit der ersten Definition oder mit einem einzigen Ergebnis zufrieden zu geben, wird man sehr schnell feststellen, dass es für viele Begriffe nicht nur eine „gültige Definition“ gibt. Für den Begriff „Dürre“ gibt es beispielsweise je nach sektoraler Sichtweise und vorhandenen Beobachtungsdaten unterschiedliche Definitionsansätze, woraus sich sehr schnell eine große Anzahl von Definitionen ergibt. Im englischsprachigen Raum existieren z.B. mehr als 150 verschiedene Definitionen von „Dürre“, die alle ihre Gültigkeit besitzen, jedoch eine räumliche, zeitliche und sektorale Begrenzung aufweisen. Wird diese Begrenzung nicht angegeben, entstehen schnell Konflikte, insbesondere dann, wenn die Definitionen zu unterschiedlichen Ergebnissen führen, bzw. sich unterschiedliche Grenz- und Schwellenwerte gegenüberstehen. Mit welcher Definition muss dann gearbeitet werden? Wie vergleicht man Studien, die auf unterschiedlichen Annahmen beruhen? Der vorliegende Bericht gibt zwar keine Wertung für die einzelnen Definitionen an, er zeigt aber die jeweiligen Unterschiede und Hintergründe auf. Mit diesem Wissen ist es dann möglich, die relevanten Definitionen zu identifizieren oder aber weitere Fragen zu stellen, um die am besten auf die Fragestellung zugeschnittene Definitionsvariante zu ermitteln.

Der regionale und fachübergreifende Bezug

Generell gilt, dass Definitionen, Kenndaten oder Indices, die klimarelevante Parameter beinhalten, zumeist nur in einer bestimmten Klimazone Gültigkeit besitzen. Ihre Übertragbarkeit auf andere Zonen ist stark limitiert, da dort andere Bedingungen herrschen. Die Verwendung statistischer Herangehensweisen, mit der Wahl von *Perzentilen* als obere und untere Schwellenwerte bietet eine größere Flexibilität, da sich die Grenzen den regionalen

Datensätzen anpassen. Somit ist ihr Einsatz in verschiedenen Klimazonen möglich. Als Nachteil ist jedoch zu sehen, dass durch den Ortsbezug ein Vergleich zwischen einzelnen Regionen nur eingeschränkt möglich ist. Somit erhalten Entscheidungsträger auch keine festgeschriebenen Schwellenwerte, mit denen sie ohne größeren Aufwand arbeiten können. Zudem müssen die Eingangsdaten zunächst so lange fortlaufend aktualisiert werden, bis eine robuste Datengrundlage entstanden ist, mit der sinnvoll gearbeitet werden kann.

Neben der regionalen Übertragbarkeit ist die fachbezogene Übertragbarkeit häufig ebenfalls schwierig, da die Definitionen oft aufgrund meteorologischer, hydrologischer, sozio-ökonomischer oder anderer, etwa sektorbezogener Kriterien erfolgen. Dazu kommen noch unterschiedliche räumliche und zeitliche Betrachtungsebenen. Dies wird insbesondere dann problematisch, wenn in integrativen fachübergreifenden Projekten die unterschiedlichen Definitionen und Schwellenwerte parallel verwandt werden und zu Entscheidungskonflikten führen.

Aber auch innerhalb einzelner Fachdisziplinen können Vorgehensweisen zur Bestimmung von Kenndaten variieren. So werden häufig der Einfachheit halber empirische Berechnungsverfahren angewendet, die streng genommen nicht überall gültig sind. Im Laufe der Zeit gehen die Einschränkungen aufgrund schlechter Dokumentation zunehmend verloren, sodass oft ungenaue Lösungsansätze für spezifische Fragestellungen angewendet werden, was daraus abgeleiteten Entscheidungen nicht förderlich ist. Häufig spielt die Zugänglichkeit von Eingangsparametern die zentrale Rolle für die Wahl der Methodik, oft ungeachtet der allgemeinen Gültigkeit. Die zeitliche und räumliche Anwendbarkeit oder die Genauigkeit aufgrund der gemachten Annahmen bleiben oft unbeachtet bzw. undokumentiert. Deshalb werden bei den vorgestellten Methoden sowohl Vor- als auch Nachteile und die bekannten Grenzen der Verfahren angegeben.

Auswahl der Begriffe und Quellangaben

Die Auswahl der Begriffe für die erste Ausgabe erfolgte in zwei Schritten. In einem ersten Schritte wurden Begriffe gewählt, die in klimarelevanten Projekten häufig genutzt werden, deren Definitionen jedoch von Projekt zu Projekt variieren können. In einem zweiten Schritt wurde die Sammlung dann um die Begriffe ergänzt, für die es zwar keine konkurrierenden Definitionen gibt, die aber benötigt werden, um die Erläuterungen verstehen zu können. Die bisherige Auswahl soll fortlaufend aktualisiert und ergänzt werden. Da der Bericht als lebendes Dokument konzipiert ist, freuen wir uns über weitere Hinweise auf Definitionen oder Begriffe, die in dieser Sammlung noch fehlen und berücksichtigt werden sollten.

Bei der Auswahl der Quellangaben stellt sich immer die Frage, was sind seriöse, was sind unseriöse Quellen? Was in der Wissenschaft eine fundamentale Frage darstellt, verwischt mit zunehmender Distanz zum Wissenschaftssektor, bis die Quellen ohne Gewichtung als gleichwertig angesehen werden. Deshalb werden auch in dieser Begriffsammlung Quellen zitiert, die zwar keinen wissenschaftlich seriösen Hintergrund besitzen, im Internet aber schnell Begriffserklärungen liefern. In vielen Fällen finden sich gleichlautende Begriffserklärungen unter vielen verschiedenen Quellen, wobei die Urquelle nicht erkennbar ist. In diesen Fällen wurde das Zitat einer Literaturquelle zugeordnet, die eventuell die Urquelle sein könnte.

Dank

Vielen Dank an Paul Bowyer, Irene Fischer-Bruns, Nils Hempelmann, Barbara Hennemuth, Elke Keup-Thiel, Juliane Petersen, Sandra Pingel und Diana Rechid für ihre Hilfe bei der Recherche von Definitionen, Schwellenwerten, Kenndaten und Indices sowie für den internen Review. Die zahlreichen Anmerkungen haben substantiell zur Verbesserung des Inhaltes beigetragen

Abflussganglinie

Die Abflussganglinie ist eine Darstellung von beobachteten oder berechneten Abfluss- oder Durchflussmengen, also Wasservolumen, für einen Messort. Sie lässt sich in drei Bereiche unterteilen; den Trockenwetterabfluss, den direkten Abfluss und den Basisabfluss.

Als direkter Abfluss werden die Wassermengen bezeichnet, die mit geringer Verzögerung ein abfließendes Gewässer (*Vorfluter*) erreichen. Der Direktabfluss kann nochmals in Oberflächen- und Zwischenabfluss (Interflow) unterteilt werden (http://www.hydroskript.de). In der Abflussganglinie zeichnet sich der Direktabfluss durch einen schnellen Anstieg der Fließgeschwindigkeit und somit eine schnelle Erhöhung der Transportkraft aus.

Als Basisabfluss (Base Flow) werden die Teile des Wassers bezeichnet, die den *Vorfluter* erst mit erheblicher Zeitverzögerung erreichen. Er setzt sich aus Grundwasser und dem verzögerten Zwischenabfluss zusammen.

Der Trockenwetterabfluss ist der Abflussanteil, der ausschließlich aus Grundwasser besteht. Es beschreibt also den Abfluss, der nach einer längeren Zeitspanne ohne den Einfluss von abflusswirksamem Niederschlagswasser auftritt. In der Siedlungswasserwirtschaft beschreibt der Trockenwetterabfluss das Abwasser, welches sich nur aus Schmutz- und Fremdwasser zusammensetzt und keine Anteile Regenwasser enthält (http://www.geodz.com).

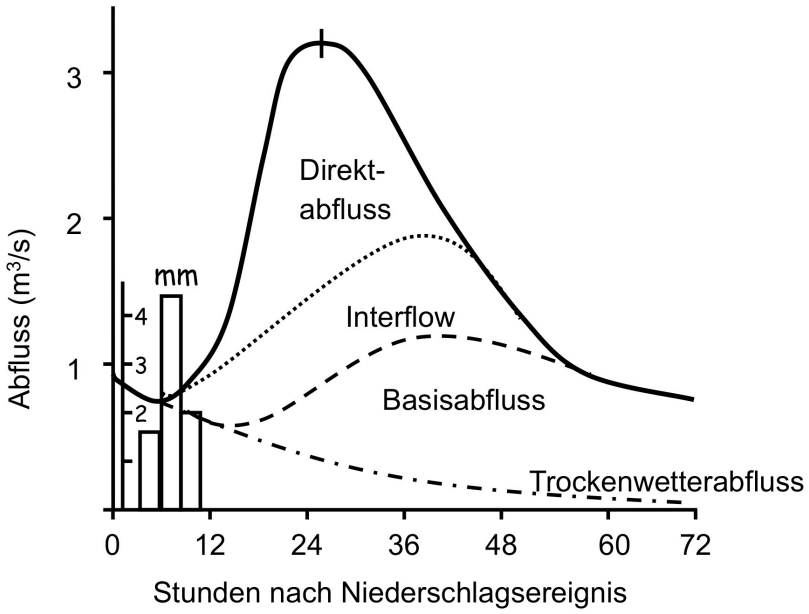

Abb. 1: Komponenten einer Abfluss-Ganglinie

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.geodz.com
http://www.hydroskript.de

Albedo

Die Albedo ist ein Maß für das Rückstrahlvermögen des Lichts von reflektierenden Oberflächen, also ein Maß für die Helligkeit eines Körpers (http://wiki.bildungsserver.de). Sie wird durch das Verhältnis aus reflektierter zu einfallender Lichtmenge beschrieben und nimmt

Werte zwischen 0 (0% = vollständige Absorption) und 1 (100% = vollständige Reflexion) ein. Diese stark vereinfachte Definition wird von STRUGNELL & LUCHT (2001) durch die Betrachtung der Strahlungsart bzw. von PINTY et al. (2005) durch Berücksichtigung der Flussdichte (Energie pro Zeit und Flächeneinheit) und Bestrahlungsstärke (d.h. die gesamte Leistung eingehender elektromagnetischer Energie, die auf eine Oberfläche trifft) erweitert. Generell steht die reflektierte Strahlung für die Erwärmung eines Körpers nicht zur Verfügung. Eine geringe Albedo, also eine hohe Absorption des einfallenden Lichts, ist meist ein Hinweis auf die Erwärmung einer Oberfläche und angrenzender Luftschichten. Die Albedo hängt von den Eigenschaften der bestrahlten Fläche ab. Für verschiedene Spektralbereiche des Lichts kann sie unterschiedlich groß sein.

Tab. 1: Albedowerte verschiedener Oberflächen

Oberfläche	Albedo [%]	Oberfläche	Albedo [%]
Ackerboden, dunkel [3)]	7 – 10	Sandboden (trocken, hell) [3)]	25 – 45
Asphalt [3)]	5 – 20	Savanne [2)]	20 – 25
Buschland [4)]	20 – 21	Schneedecke, alt [3)]	40 – 70
Felder, unbestellt [2)]	26	Schneedecke, neu [3)]	75 – 90
Getreidefeld[3)]	10 – 25	Stadtgebiet [3)]	10 – 30
Grünland, mittel bis hoch [4)]	15 – 18	Waldgebiet [4)]	15 – 18
Himmel, bedeckt [1)]	50 – 80	Wasserflächen [1)]	3 – 10
Laubwald [4)]	17 – 18	Wiese[3)]	15 – 25
Laubmischwald [4)]	16	Wüste [4)]	36
Rasen [2)]	18 – 23		

[1)] http://www.top-wetter.de, [2)]http://wiki.bildungsserver.de, [3)] SUKOPP, H. & WITTIG, R. (1998), [4)] COAKLEY (2002)

Planetare Albedo

Als planetare Albedo bezeichnet man die Albedo des Gesamtsystems Erde/Atmosphäre. Sie beträgt im Mittel 30%. Sie spielt eine wichtige Rolle beim Strahlungshaushalt der Erde, d.h. der Bilanz von auf- und abwärtsgerichteten Strahlungsflüssen in der Atmosphäre (http://www.geodz.com).

Quellen (Stand: 31.07.12)

COAKLEY J.A. (2002): Reflectance and albedo, surface.- In: HOLTON. J. R., CURRY, J.A. & PYLE, J, A. (eds): Encyclopedia of the atmospheric sciences. Academic Press, pp 1914–1923

PINTY, B., LATTANZIO, A., MARTONCHIK, J. V., VERSTRAETE, M. M., GOBRON, N., TABERNER, M., WIDLOWSKI, J.-L., DICKINSON, R. E., & GOVAERTS, Y. (2005): Coupling diffuse sky radiation and surface albedo. - J Atm Science 62, 2580-2591

STRUGNELL, N., & W. LUCHT, (2001): Continental-scale albedo inferred from AVHRR data, land cover class and field observations of typical BRDFs. - J. Climate, **14,** 1360–1376

SUKOPP, H. & WITTIG, R. [Hrsg.] (1998): *Stadtökologie*. (2. Aufl.), 474 S.

http://www.geodz.com

http://www.top-wetter.de

http://wiki.bildungsserver.de

Basisabfluss

Siehe „Abflussganglinie“

Beaufort-Skala

Die Beaufort-Skala wurde 1806 von dem englischen Admiral Sir Francis Beaufort (1774 – 1857) eingeführt. Mit ihrer Hilfe kann anhand der Auswirkungen des Windes die **Windstärke** geschätzt werden (http://www.deutscher-wetterdienst.de). 1949 wurde die Skala auf Beschluss der Internationalen Meteorologischen Organisation auf 18 Stufen erweitert (http://www.goruma.de/). Für die Differenzierung von Windstärken oberhalb von 12 Beaufort werden aber gebräuchlicherweise die Saffir-Simpson-Hurrican Skala und die Fujitta-Tornado-Skala verwendet (http://www.meteomedia.de).

Tab. 2: Beaufort-Skala

Beaufort-grad	Bezeichnung	Mittl. Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe üb. freiem Gelände m/s	km/h	Beispiele für die Auswirkungen des Windes im Binnenland	Beispiele für die Auswirkungen des Windes auf See
0	Windstille	0 – 0,2	< 1	Rauch steigt senkrecht auf	Spiegelglatte See
1	leiser Zug	0,3 – 1,5	1 – 5	Windrichtung angezeigt durch den Zug des Rauches	Schuppenförmige Kräuselwellen
2	leichte Brise	1,6 – 3,3	6 – 11	Wind im Gesicht spürbar, Blätter und Windfahnen bewegen sich	Kleine Wellen, Kämme brechen sich nicht
3	Schwache Brise, schwacher Wind	3,4 – 5,4	12 – 19	Wind bewegt dünne Zweige und streckt Wimpel	Wellenkämme beginnen sich zu brechen
4	mäßige Brise, mäßiger Wind	5,5 – 7,9	20 – 28	Wind bewegt Zweige und dünnere Äste, hebt Staub und loses Papier	Noch kleine Wellen, jedoch vielfach weiße Schaumköpfe
5	frische Brise, frischer Wind	8,0 – 10,7	29 – 38	kleine Laubbäume beginnen zu schwanken, Schaumkronen bilden sich auf Seen	Mäßig lange Wellen mit Schaumkämmen
6	starker Wind	10,8 –13,8	39 – 49	starke Äste schwanken, Regenschirme sind nur schwer zu halten, Telegrafenleitungen pfeifen im Wind	Bildung großer Wellen, größere Schaumflächen
7	steifer Wind	13,9 – 17,1	50 – 61	fühlbare Hemmungen beim Gehen gegen den Wind, ganze Bäume bewegen sich	See türmt sich, Schaumstreifen in Windrichtung
8	stürmischer Wind	17,2 – 20,7	62 – 74	Zweige brechen von Bäumen, erschwert erheblich das Gehen im Freien	Hohe Wellenberge, Gipfel beginnen zu versprühen
9	Sturm	20,8 – 24,4	75 – 88	Äste brechen von Bäumen, kleinere Schäden an Häusern (Dachziegel oder Rauchhauben abgehoben)	Dichte Schaumstreifen, rollende See, Gischt verweht, Sichtbehinderung
10	schwerer Sturm	24,5 – 28,4	89 – 102	Wind bricht Bäume, größere Schäden an Häusern	Sehr hohe Wellenberge, verbreitet weißer Schaum, Sicht beeinträchtigt
11	orkanartiger Sturm	28,5 – 32,6	103 – 117	Wind entwurzelt Bäume, verbreitet Sturmschäden	Außergewöhnlich hohe Wellenberge, Wellenkämme zu Gischt verweht, Sicht herabgesetzt
12	Orkan	32,7 – 36,9	118 – 133	schwere Verwüstungen	See vollständig weiß, Luft voller Schaum und Gischt, keine Fernsicht mehr
13	Orkan	37,0 – 41,4	134 – 149	schwere Verwüstungen	
14	Orkan	41,5 – 46,1	150 – 166	schwere Verwüstungen	
15	Orkan	46,2 – 50,9	167 – 183	schwere Verwüstungen	
16	Orkan	51,0 – 56,0	184 – 202	schwere Verwüstungen	
17	Orkan	über 56,0	über 202	schwere Verwüstungen	

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.deutscher-wetterdienst.de
http://www.goruma.de/
http://www.meteomedia.de

Dauerfrost

Siehe „Eistag“

Dauerregen

Die genaue Definition eines Dauerregens hängt von der jeweiligen Klimazone ab. Dauerregen tritt in den Tropen, Subtropen und gemäßigten Breiten auf. Er kann mehrere Stunden bis Tage, selten auch mehrere Wochen dauern.

Als Dauerregen oder Landregen bezeichnet man in Mitteleuropa ein lang anhaltendes, ununterbrochenes Niederschlagsereignis. Die Intensität muss dabei mehr als 0,5 mm pro Stunde betragen und über einen Zeitraum von mindestens sechs Stunden anhalten (scinexx 2004).

Der Tropfendurchmesser beträgt bei einem Landregen ein bis drei Millimeter. Die mittlere Fallgeschwindigkeit liegt zwischen 150 und 400 cm/s (3,6 – 14,4 km/h) (http://wetter.net). Der DWD gibt als Schwellenwert für einen Dauerregen eine Regenmenge von mehr als 40 mm (40 l/m^2) in 12 Stunden, bzw. mehr als 50 mm (50 l/m^2) in 24 Stunden oder mehr als 60 mm (60 l/m^2) in 48 Stunden an (http://www.dwd.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)
scinexx: *Eine kleine Regenkunde – Landregen*. Springer-Verlag, Heidelberg, 2004
http://www.wetter.net/
http://www.dwd.de

Direktabfluss

Siehe „Abflussganglinie“

Dürre

Die Definitionen von Dürre sind wegen ihrer starken Abhängigkeit von Zeit und Raum sowie aufgrund ihrer Auswirkungen sehr vielfältig (HEINRICH & GOBIET 2011). Wilhite & Glantz (1985) fanden mehr als 150 publizierte Definitionen für Dürre, die auf verschiedene Klassifikationen zurückgreifen. Einige der am häufigsten verwendeten Definitionen sind bei TATE & GUSTARD (2000) oder DEMUTH & BAKENHUS (1994) zusammengefasst.

Dürre ist ein extremer, über einen längeren Zeitraum herrschender Zustand, in dem aus hydrologischer, landwirtschaftlicher oder ökologischer Sicht weniger Wasser verfügbar als erforderlich ist. Dies schließt auch den Wasserbedarf von Organismen mit ein. Dürre ist jedoch ein relativer Begriff, der in Bezug zu den regionalen Niederschlagsverhältnissen gesehen wird. Deshalb muss bei jeder Diskussion der Bezug zu den regionalen Verhältnissen hergestellt werden (IPCC 2012).

Aus statistischer Sicht ist Dürre ein seltenes Extremereignis und tritt mit einer bestimmten Wiederkehrwahrscheinlichkeit auf. Dürren grenzen Zeiten ab, in denen die Wasserverfügbarkeit bezogen auf die langjährige Verteilung sehr gering ist (METTE et al. 2011). Im Gegensatz dazu grenzt die Aridität Räume ab, in denen die Verdunstungsmenge immer höher ist, als die Niederschlagschlagsmenge, wodurch generell eine geringe Wasserverfügbarkeit normal ist.

Nach der allgemeinen Definition sind Dürren nur bedingt als Naturkatastrophen anzusehen, da sie zwar mit dem Fehlen von Niederschlägen beginnen, aber nicht plötzlich und unerwartet hereinbrechen. Dass die Folgen von Dürren oft ein katastrophales Ausmaß annehmen, hat seine Ursachen überwiegend in organisatorischen, administrativen und politischen Problemen (PLAPP 2003).

Tab. 3: Dürre-Intensitäten nach dem U.S. National Weather Center (METTE et al. 2011)

Dürregrad	Wiederkehr [Jahre]	Mögliche Folgen	PDSI	SPI
Milde Dürre	3 – 4	Geringe Drosselung des Wachstums; erhöhtes Feuerrisiko; möglicher Beginn (Ende) einer Dürre	-1,0 bis -1,9	-0,5 bis -0,7
Mäßige Dürre	5 – 9	Getreideschäden; hohes Feuerrisiko; Rückgang der Wasserstände	-2,0 bis -2,9	-0,8 bis -1,2
Starke Dürre	10 – 17	Ernteeinbußen: sehr hohes Feuerrisiko; Wassermangel	-3,0 bis -3,9	-1,3 bis -1,5
Extreme Dürre	18 – 43	Ernteausfälle; extremes Feuerrisiko; großflächiger Wassermangel	-4,0 bis -4,9	-1,6 bis -1,9
Exzeptionelle Dürre	>43	Großflächige Ernteausfälle; Feuergefahr; Erschöpfung von Wasservorräten	ab -5,0	ab -2,0

PDSI: Palmer Drought Severity Index, SPI: Standard Precipitation Index

Nach WILHITE & GLANZ (1985) können fachspezifische Variablen zur Definition der Dürre-Art verwendet werden. In der Meteorologie ist der Niederschlag gebräuchlich, wohingegen die Hydrologie die Abflussmenge oder die Landwirtschaft die Bodenfeuchte verwendet. Die Vorstellung von Dürre ist jedoch relativ, wobei sich die Abnahme der Wasserverfügbarkeit auf eine bestimmte Zeitperiode und ein bestimmtes Gebiet beziehen muss (BERAN & RODIER 1985).

Dürre ist die Umschreibung für eine lang anhaltende Trockenheit, deshalb wird die allgemeine Abnahme der Wasserverfügbarkeit zunächst nur als Trockenheit angesehen. Der Übergang zur Dürre ist in der Literatur auf unterschiedliche Weise definiert. Die Dürre-Definitionen lassen sich dazu in fünf Gruppen einteilen: Meteorologische Dürre, landwirtschaftliche Dürre, hydrologische Dürre, Grundwasser-Dürre und sozio-ökonomische Dürre:

Meteorologische Dürre

Die Meteorologische Dürre wird aufgrund der Niederschlagsmenge und einem gewählten Zeitraum definiert. Die zugehörigen Schwellenwerte sind standort- oder regionenspezifisch und hängen von der jeweiligen Fragestellung ab. Deshalb ist es nicht immer möglich, Dürren aus verschiedenen Regionen miteinander zu vergleichen. Eine statistische Herangehensweise, um unterdurchschnittliche Niederschlagsmengen zu charakterisieren, wird wegen meist zu kurzen verfügbaren Messreihen von einigen Wissenschaftlern kontrovers diskutiert (BERAN & RODIER 1985). In Abhängigkeit von der Dauer kann die meteorologische Dürre zur landwirtschaftlichen oder hydrologischen Dürre führen.

Landwirtschaftliche oder Bodenfeuchte Dürre

Von einer landwirtschaftlichen oder Bodenfeuchte Dürre wird gesprochen, wenn ein Niederschlagsdefizit in Verbindung mit hohen Verdunstungswerten auftritt. Dadurch ist die Bodenfeuchtigkeit in einem Agrargebiet ab einem bestimmten Zeitpunkt nicht ausreichend, um eine durchschnittliche landwirtschaftliche Produktion von Nutzpflanzen zu gewährleisten. Eine landwirtschaftliche Dürre kann nur während der Vegetationsperiode auftreten. Außerhalb der Vegetationsperiode kann darüber hinaus die sogenannte Frosttrocknis oder Winterdürre auftreten.

Hydrologische Dürre

Die hydrologische Dürre charakterisiert den Zustand, wenn die Wasserreserven in Seen oder Wasserspeichern unter einen festgelegten Schwellenwert wie einen statistischen monatlichen Durchschnittswert oder einen definierten Wasserstand fallen. Niederschlagsdefizite führen in Einzugsgebieten zur Abflussminderung, bis der Abfluss nur noch durch das Grundwasser gespeist wird. Im weiteren Verlauf werden die Grundwasserspeicher weiter aufgebraucht, was letztendlich zur Grundwasser-Dürre (groundwater drought) führt.

Nach WILHITE UND GLANZ (1985) lässt sich die hydrologische Dürre im Hinblick auf ihre sektoralen Auswirkungen in sechs Klassen einteilen.

Meistens umfassen die Studien zu hydrologischen Dürren Zeiträume von über drei Monaten. Aber auch kurzfristigere Abflussdefizite (< 3 Monate) können als Dürren definiert und behandelt werden (ZELENHASIC & SALVAI 1987). TALLAKSEN & HISDAL (1997) weisen darüber hinaus darauf hin, dass zwischen einer Sommerdürre und einer Winterdürre unterschieden werden muss. Während im Sommer geringe Niederschlagsmengen zu niedrigen Abflüssen führen, werden im Winter die Niederschläge als Schnee und Eis zurückgehalten und können dadurch nicht direkt zum Abflussgeschehen beitragen.

Tab. 4: Hydrologische Dürre, Klassifikation von WILHITE UND GLANZ (1985)

Typ	Klassifikation
1	3-wöchiges bis 3-monatiges Abflussdefizit in der Zeit der Keimung und des Pflanzenwachstums mit möglichen katastrophalen Folgen für die Landwirtschaft, die von der Fluss-Bewässerung abhängig ist
2	Minimale Abflussmenge signifikant unterhalb des langjährigen normalen Niedrigwasserabflusses, mit geringer Verschiebung zur Vegetationsperiode. Da die Keimung nicht beeinträchtigt ist, hat diese Dürre nur geringe Bedeutung für die Landwirtschaft.
3	Erhebliches Defizit im jährlichen Gesamtabfluss mit Auswirkungen auf die Stromerzeugung aus Wasserkraft sowie die Bewässerung aus großen Stauseen.
4	Flusswasserstand unterhalb des jährlichen normalen Wasserstandes, dies kann zum Einsatz von Pumpen für die Bewässerung führen. Diese Dürreart ist im Zusammenhang mit Typ 3 zu sehen (Defizit im jährlichen Abfluss).
5	Dürre, die sich über mehrere aufeinanderfolgende Jahre erstreckt. Abflussmengen bleiben unterhalb eines niedrigen Schwellenwertes bzw. Flüsse trocknen vollständig und für längere Zeit aus
6	Signifikante Leerung des Grundwasserspeichers. Der Vorgang ist nur schwer quantitativ zu erfassen, da die natürliche Grundwasserabsenkung durch die anthropogene Übernutzung überlagert wird.

Die Definition eines Abfluss-Dürre-Ereignisses wird benutzt, um Abflüsse in der Dürrezeit zu identifizieren und den Zeitraum der Dürre erfassen zu können. Dazu werden im Allgemeinen Schwellenwerte verwendet (TALLAKSEN 2000). Genutzt wird diese Vorgehensweise im Bereich der Wasserkrafterzeugung, dem Wassermanagement sowie dem Betrieb von Wasserversorgungs- oder Bewässerungssystemen. In der Binnenschifffahrt bedeutet dagegen die

Unterschreitung von Niedrigwasserkennwerten nicht, dass die Schifffahrt eingestellt wird. Während bei Hochwasserextremen die zuständigen Behörden Beschränkungen oder die Einstellung der Schifffahrt anordnen, ist bei Niedrigwasser jeder Schiffsführer selbst dafür verantwortlich in Kenntnis der Abmessungen seines Schiffes die Fahrt ohne Grundberührung durchzuführen (http://www.bafg.de).

Die Angaben zur Beschreibung von Dürreperiode können ebenfalls variieren, z. B. Beginn der Dürre, Abfluss-Mittelwert in Verbindung mit dem Beginn und Ende der Dürre oder aber auch Datumsangaben mit den jeweiligen minimalen Durchflussmengen. Häufig wird auch ein Dürre-Index verwendet, der sich aus dem Verhältnis von Dürre-Defizit-Volumen und Dürre-Dauer zusammensetzt.

Grundwasser-Dürre

Von Grundwasser-Dürre wird gesprochen, wenn der sinkende Grundwasserspiegel einen kritischen Stand erreicht. Trotz seiner großen hydrologischen Bedeutung wird das Grundwasser bei vielen Dürre-Analysen ignoriert. Demzufolge existieren in der Literatur nur wenige Definitionen.

CALOW et al. (1999) gebrauchen den Terminus, um eine Situation zu beschreiben, in der z. B. Brunnen trocken fallen. Die Definition schließt somit den menschlichen Wasserbedarf mit ein. VAN LANEN & PETERS (2000) folgern in ihrer Arbeit, dass eine Grundwasser-Dürre dann auftritt, wenn die Grundwasserstände über einen bestimmten Zeitraum unter einen kritischen Wasserstand fallen, der über *Perzentile* des Grundwasser-Hydrographen ermittelt werden kann.

Das Unterschreiten eines kritischen Wasserstandes hat sichtbare negative umweltrelevante oder sozio-ökonomische Folgen, wie das Versiegen von Quellen oder der verringerte Abfluss von grundwassergespeisten Bächen. In einigen Ländern wie Großbritannien oder den Niederlanden werden deshalb Grundwasserstände beobachtet, um aufkommende Grundwasser-Dürren frühzeitig feststellen zu können. In den Niederlanden wird der Begriff „Grundwasser-Dürre“ jedoch nicht explizit verwendet.

Zur Untersuchung von Grundwasser-Dürren werden die Grundwasserneubildung, Grundwasserstände und der Grundwasserzustrom herangezogen (TATE & GUSTARD 2000). Ebenso kann die Ausdehnung der gesättigten Zone oder der Fläche von Feuchtgebieten berücksichtigt werden.

Die zeitliche Verzögerung zwischen einer meteorologischen Dürre und einer hydrologischen Dürre kann Monate oder sogar Jahre betragen. Da sich das Grundwasserreservoir nur langsam wieder auffüllt, sind die Auswirkungen einer Dürre im Grundwasser erst lange nach dem Ende der meteorologischen Dürre beendet.

Sozio-ökonomische Dürre

Von einer sozio-ökonomischen Dürre wird gesprochen, wenn es zu einem Versagen der Wasserversorgung kommt, d. h. wenn der Bedarf nicht mehr ausreichend gedeckt werden kann. Dies tritt z. B. ein, wenn der Wasserverbrauch der Bevölkerung die natürlich vorhandenen und regenerierbaren Wasservorräte übersteigt (CUTTER 2001). Neben hydrologischen Ursachen können Planungsfehler und Missmanagement Auslöser dieses Dürretyps sein (SÁNCHEZ et al. 2000).

Quellen (Stand: 31.07.12)

Beran, M. A. & Rodier, J. A. (1985): Hydrological Aspects of Drought. - WMO-UNESCO Panel Report, Studies and Reports in Hydrology, 149 p.

Calow, R., Robins, N., Macdonald, A. & Nicol, A. (1999): Planning for groundwater drought in Africa. – In: Proc. of Int. Conference on Integrated Drought Management: Lessons for Sub-Saharan Africa. Technical Documents in Hydrology, No. 35, IHP-V: 255–270.

Cutter, S. L. [ed.] (2001): American Hazardscapes: The Regionalization of Hazards and Disasters. – Natural Hazards and Disasters Series, 211 S.

Demuth, S. & Bakenhus, A. (1994): Hydrological Drought - A literature review. – Internal Report of the Institute of Hydrology, University of Freiburg, Germany.

Heinrich, G. & Gobiet, A. (2011): The future of dry and wet spells in Europe: A comprehensive study based on the ENSEMBLES regional climate models. – Int. J. Climatol., published online: DOI: 10.1002/joc.2421

IPCC (2012): Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.

Mette, T., Rötzer, T. & Pretzsch, H. (2011): Ein Dürre-Index für die Forstwirtschaft. – LWL aktuell, 85, 19-21.

Plapp, T. (2003): Wahrnehmung von Risiken aus Naturkatastrophen. Eine empirische Untersuchung in sechs gefährdeten Gebieten Süd- und Westdeutschlands. - Diss. Uni-Karlsruhe, 349 S.

Sánchez, S., Solera, A. & Andreu, J. (2000): Gestión de sistemas de recursos hídricos basado en la evaluación del riesgo de sequía. – Proc. XIX congreso Latinoamericano de Hidráulica, pp. 655-664.

Tallaksen, L. M. & Hisdal, H. (1997): Regional analysis of extreme streamflow drought duration and deficit volume. – In: Gustard et al. [eds.]: FRIEND'97-*Regional Hydrology:* Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management 141-150. IAHS Publ. no. 246.

Tallaksen, L.M. (2000): Streamflow drought frequency analysis. – In: Vogt, J. V. & Somma, F. [eds.]: Drought and Drought Mitigation in Europe,103-117.

Tate, E. L. & Gustard, A. (2000): Drought definition: a hydrological perspective. – In: Vogt, J. V. & Somma, F. [eds.]: Drought and Drought Mitigation in Europe, 23-48.

Lanen, H. A. J. van & Peters, E. (2000): Definition, effects and assessment of groundwater droughts. – In: Vogt, J. V. & Somma, F. [eds.]) Drought and Drought Mitigation in Europe, 49-61.

Wilhite D. A & Glantz M. H. (1985): Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. – Water International 10 (3): 111–120.

Zelenhasic, E. & Salvai, A. (1987): A Method of Streamflow Drought Analysis. – Wat. Resour. Res., 23 (1), 156-168.

http://www.bafg.de

Dürre, Index

Dürre-Indices sind unverzichtbare Hilfsmittel, um Dürren zu erkennen, zu überwachen und zu bewerten. Es gibt jedoch keinen universellen Dürre-Index. Vielmehr existieren viele Indices, die nach Gebietsgröße, Lage des Gebietes oder sektoralen Kriterien entwickelt wurden. Sammlungen von Dürre-Indices sind HEIM (2000, 2002), VOGT & SOMMA (2000) bzw. HAYES et al. (2007) zu entnehmen.

Die Dürre-Indices (DI) wurden von NIEMEYER (2008) in sechs Hauptgruppen eingeteilt: a) meteorologische DI, b) umfangreiche DI, c) landwirtschaftliche DI, d) hydrologische DI, e) auf Fernerkundung basierende DI, f) kombinierte DI.

Meteorologische Dürre-Indices

Die Wasserverfügbarkeit ist eine zentrale Größe bei der Beuteilung von Dürren. Da der Niederschlag die wichtigste Wasserquelle darstellt, stützte sich die erste Generation der Dürre-Indices im Wesentlichen auf meteorologische Variablen, die bei *synoptischen Stationen* beobachtet wurden.

Als einfachste Vorgehensweise zur Index-Berechnung („monthly drought index (DRI) dient die Verwendung der Wasserbilanz, wobei von der monatlichen Niederschlagssumme die Monatssumme der potentiellen Evapotranspiration abgezogen wird (vgl. BIGLER et al. 2006). Nachfolgend werden die Dezil-Methode von GIBBS & MAHER (1967), der Dürreindex von KÖNIG & MAYER (1989) und der „standard precipitation index“ detaillierter betrachtet.

Dezil-Methode

Die Dezil-Methode ist ein einfaches Verfahren, um mit monatlichen Niederschlagsdaten ein Dürre-Monitoring durchzuführen. Das Verfahren wurde von GIBBS & MAHER (1967) entwickelt, um die Schwächen eines prozentbezogenen Ansatzes zu umgehen. Bei der Durchführung der Dezil-Methode unterteilt man die langjährigen Ereignisse in Kategorien (Dezile).

Per Definition entspricht der fünfte Dezil dem *Median* und nicht der halben Niederschlagsmenge (50%).

Tab. 5: Übersicht meteorologischer Dürre-Indices

Index	Abk.	Quelle
Rainfall anomaly index (*Niederschlag-Anomalie-Index*)	RAI	VAN ROOY (1965)
Dezil-Methode		GIBBS & MAHER (1967)
PED's index (*Index von PED*)	*Si*	PED (1975)
BHALME & MOOLEY drought index (*Dürre Index von* BHALME & MOOLEY)	BMDI	BHALME & MOOLEY (1980)
Standardized anomaly index of KATZ & GLANTZ *(Standardisierter Anomalie-Index von KATZ & GLANTZ)*		KATZ & GLANTZ (1986)
Dürreindex für Waldschäden		KÖNIG & MAYER (1989)
PÁLFAI aridity index *(Aridität-Index von PÁLFAI)*	PAI	PÁLFAI(1991)
Drought severity index (*Index für "Schwere Dürre")*	DSI	BRYANT et al. (1992)
Standardized precipitation index (*Standardisierte Niederschlag-Index*)	SPI	MCKEE et. al (1993)
Effective drought index *(Index für "Tatsächliche Dürre")*	EDI	BYUN & WILHITE (1999)
Monthly drought index *(Monatliche Dürre Index)*	DRI	BIGLER et al. (2006)
Reconnaissance drought index (*Informierender Dürre Index*)	RDI	TSAKIRIS et al. (2007) (Erweiterung von SPI)
Precipitation Potential Evaporation Anomaly (*Niederschlag-Potentielle Evaporation-Anomalie*)	PPEA	BURKE & BROWN (2008)
ELLENBERG's drought index (*Dürre Index von ELLENBERG*)	EQ	MÁTYÁS et al. (2010) (forest vegetation)

Diese Vorgehensweise wird im australischen Dürre-Überwachungssystem (drought watch system) eingesetzt. Im Falle einer Dürre können Landwirte und Viehzüchter jedoch nur dann staatliche Hilfe beantragen, wenn ein Dürre-Ereignis mit einer Wiederkehrrate von 20 bis 25 Jahren auftritt (Dezile 1 und 2 eines 100-jährigen Eintrags), das gleichzeitig länger als 12 Monate andauert (WHITE & O'MEAGHER 1995).

Das einheitliche Klassifikationsverfahren zeigt deutliche administrative Vorteile gegenüber Verfahren, die Prozentangaben von Niederschlagsmengen betrachten. Ein Nachteil des Dezil-Ansatzes ist die Notwendigkeit, auf lange klimatologische Zeitreihen zurückgreifen zu müssen.

Tab. 6: Dürre-Klassifikation auf Basis der Dezil-Methode

Dezile	Klasse
Dezile 1 – 2, 0% – 20%	Weit unter Normalzustand
Dezile 3 – 4, 21% – 40%	Unter Normalzustand
Dezile 5 – 6, 41% – 60%	Nahe Normalzustand
Dezile 7 – 8, 61% – 80%	Über Normalzustand
Dezile 9 – 10, 81% – 100%	Weit über Normalzustand

Dürre-Index für Waldschäden (KÖNIG & MAYER 1989)

Zur Untersuchung der klimatisch bedingten Waldschäden in Bayern definierten KÖNIG & MAYER (1989) einen Dürre-Index, nach dem an mindestens 10 aufeinanderfolgenden Tagen die tägliche Niederschlagssumme unter 5 mm/d und das Tagesmittel der Lufttemperatur in 2 m Höhe über 20°C sein muss.

Standard Precipitation Index (SPI)

Der standardisierte Niederschlag-Index (SPI) ist ein robuster Index zur Beschreibung von Dürre. Er wurde vom Colorado Climate Center entwickelt, um Dürreereignisse definieren und überwachen zu können (McKee *et al*. 1993). Der SPI basiert auf aktuellen und historischen Niederschlagsdaten. Die daraus berechneten Werte geben die Abweichung von einem Durchschnittswert an. Der SPI wird für mehrere Zeitskalen berechnet, die zwischen einem Monat und bis zu 2 Jahren umfassen können. Damit können kurz- und langfristige Entwicklungen erfasst und der Beginn sowie das Ende jeder Dürre, einschließlich der monatlichen Intensität identifiziert werden.

Der SPI betrachtet nur den Parameter Niederschlagsmenge und ermittelt daraus standardisierte Eintrittswahrscheinlichkeiten. Der Wert „0“ ist der *Median* des Niederschlagswertes, d.h. die Hälfte der historischen Niederschlagsmengen liegt unter dem *Median*, die andere Hälfte darüber.

Tab. 7: Dürre-Klassifikation auf SPI-Basis (LOUCKS et al. 2006)

SPI	Klasse
≥2,0	Extrem nass
1,5 bis 1,99	Sehr nass
1,0 bis 1,49	Mäßig feucht
-0,99 bis 0,99	Normalzustand
-1,49 bis -1,0	Mäßig trocken
-1,99 bis -1,5	Schwere Dürre
≤ -2,00	Extreme Dürre

Hydrometeorologische Dürre-Indices

Die nutzbare Wasserspeicherkapazität des Bodens kann Niederschlagsdefizite mehr oder weniger stark ausgleichen. Deshalb ist die Bodenwasserverfügbarkeit ebenfalls eine wichtige Komponente, die es zu betrachten gilt.

Tab. 8: Hydrometeorologische Dürre-Indices

Index	Abk.	Quelle
PALMER drought severity index *(Schwere Dürre Index von PALMER)*	PDSI	PALMER (1965)
- PALMER modified drought index *(modifizierter Dürre Index von PALMER)*	PDMI	
- PALMER hydrological drought index *(hydrologischer Dürre Index von PALMER)*	PHDI	
- Z-index (Guter Indikator für landwirtschaftliche Dürre)		QUIRING & PAPAKRYIAKOU (2003), TRNKA et al. (2007)
- Self calibrated PDSI *(selbstkalibrierter PDSI)*	scPDSI	WELLS et al. (2004)
- Self calibrated PDSI with snow modul *(selbstkalibrierter PDSI mit Schnee-Modul)*	scPDSI	VAN DER SCHRIER et al. (2007)
- PDSI with modified potential evapotranspiration derivation *(PDSI mit modifizierter potentieller Verdunstungsableitung)*		BURKE et al. (2006), MAVROMATIS (2007)
KEETCH-BYRAM drought index *(Dürre Index von KEETCH & BYRAM)*	KBDI	KEETCH & BYRAM (1968)
Aggregate drought index *(Aufsummierter Dürre Index)*	ADI	KEYANTASH & DRACUP (2004)

Mit der Entwicklung des „Palmer Drought Severity Index“ (PALMER 1965) wurden neben meteorologischen Parametern auch Elemente des Wasserkreislaufs berücksichtigt. NIEMEYER (2008) fasst diesen und ähnliche Indices als „comprehensive drought indices“ zusammen.

Je nach den verwendeten Verfahren werden hydrologische Parameter wie die Abflussmenge bzw. Änderungen des Grundwasserspeichers verwendet oder man greift auf Informationen der Landoberfläche wie Evapotranspiration, Bodenfeuchte oder Schneemenge zurück. Als Beispiele werden der „Palmer Drought Severity Index“ und „KEETCH-BYRAM Drought Index“ genauer betrachtet.

PALMER Drought Severity Index (PDSI)

Der „Schwere Dürre“- Index von PALMER oder PALMER Drought Severity Index (PDSI) ist ein häufig benutztes Maß, um basierend auf Niederschlag- und Temperaturwerten Aussagen über den Grad der Trockenheit treffen zu können.

Tab. 9: Klassifikation der aktuellen Wetterbedingungen nach PDSI (ALLEY 1984)

PDSI	Klasse	PDSI	Klasse
≥4,00	Extrem nass	-0,50 bis -0,99	Beginnende Dürre-Periode
3,00 bis 3,99	Sehr nass	-1,00 bis -1,99	Milde Dürre
2,00 bis 2,99	Mäßig nass	-2,00 bis -2,99	Mäßige Dürre
1,00 bis 1,99	Leicht feucht	-3,00 bis -3,99	Schwere Dürre
0,50 bis 0,99	Beginnende nasse Periode	≤ -4,00	Extreme Dürre
0,49 bis -0,49	Normal		

Der PDSI wurde Mitte der 60er-Jahre entwickelt (PALMER 1965) und nachfolgend mehrfach modifiziert. Der PDSI ist mit einigen Anpassungen auch heute noch der gebräuchlichste Dürre-Index in den Vereinigten Staaten. Seit 2007 wird er monatlich für die gesamte Welt durch das UCL Department Space and Climate Physics in Form des Globalen Dürre-Monitors („Global Drought Monitor“) zur Verfügung gestellt.

Der Index gibt die Abweichung der Feuchteversorgung ausgehend von normalen Bedingungen an. Die Feuchteversorgung wird über die monatlichen Größen Niederschlag und Temperatur eines Zwei-Schicht-Boden-Modells sowie lokal verfügbarer Messwerte der Bodenfeuchte ermittelt.

Als Schwachstellen des Modellansatzes erweist sich, dass anthropogene Einflüsse wie etwa die künstliche Bewässerung nicht berücksichtigt werden. Darüber hinaus werden Prozesse wie die Schnee-Akkumulation oder die Schneeschmelze sowie der Einfluss gefrorener Böden von dem Modell ebenfalls vernachlässigt.

KEETCH-BYRAM Drought Index (KBDI)

Der KEETCH-BYRAM Dürre-Index (KDBI) wurde zur Vorhersage der Waldbrandgefahr entwickelt (KEETCH & BYRAM 1968).

Um den KDBI zu berechnen, werden lediglich die tägliche Maximaltemperatur und tägliche Gesamtniederschlagsmenge benötigt. Aus diesen Größen wird die Evapotranspiration oder der Feuchtigkeitsverlust einer bewachsenen Fläche berechnet.

Durch einen mathematischen Ansatz wird das Verhältnis zwischen dem Feuchteverlust des Bodens und dem Laubstreuanteil abgeschätzt. Die Vegetationsdichte wird hierbei durch die durchschnittliche Feuchtigkeitsverfügbarkeit wiedergegeben.

Tab. 10: Allgemeine Beschreibung für relative KDBI-Stufen (SERCC 2002, USDA 2002)

KDBI -Werte	Allgemeine Beschreibung
0 – 150	Oberboden und Bodenstreu sind nass. Feuergefahr ist minimal
150 – 300	Oberboden und Bodenstreu sind feucht und tragen nicht dazu bei, die Intensität des Feuers zu erhöhen. Teile des Einstreus werden vom Brand nicht erfasst. Das Brandverhalten ist vorhersagbar.
300 – 500	Oberboden und Bodenstreu sind trocken und können zum Brand beitragen. Das Feuer verzehrt den größten Teil des Einstreus mit einem signifikanten Verlust des organischen Bodenmaterials. Das Feuer ist zwar schwer zu kontrollieren, das Brandverhalten ist in gewisser Weise vorhersagbar.
500 – 700	Oberboden und Bodenstreu sind sehr trocken. Oberhalb von KDBI= 600 tritt schwere Dürre auf. Das Oberbodenmaterial und das Einstreu tragen zum Brand bei. Das gesamte Einstreu und das meiste organische Bodenmaterial werden vom Feuer zerstört. Die Brandbekämpfung ist schwierig.
700 – 800	Oberboden und Bodenstreu sind extrem trocken. Die Waldebene zwischen Boden- und Kronenbereich verbrennt aktiv und trägt zum Brand bei. Auftreten von extremer Dürre und erhöhtes Auftreten von Flächenbränden. Das Feuer ist unberechenbar, trotz Beobachtung der Baumbekronung und der Windrichtung.

Agrarwirtschaftliche Dürre-Indices

Ausgehend von Indices, die als Eingabegrößen die Bodenfeuchte und die aktuelle Evapotranspiration benötigen, führte die weitere Entwicklung zu expliziten agrarwirtschaftlichen, zum Teil kulturspezifischen Dürre-Indices. Als ein Beispiel ist der „crop moisture index (CMI)“ detaillierter aufgeführt.

Tab. 11: Agrarwirtschaftliche Dürre-Indices

Index	Abk.	Quelle
SELYANINOV hydrothermal coefficient *(Hydrothermaler Koeffizient von SELYANINOV)*	HTC	SELYANINOV (1928)
Crop moisture index (based on PDSI) *(Nutzpflanzen Feuchte Index (basiert auf PDSI))*	CMI	PALMER (1968)
Soil moisture drought index *(Bodenfeuchte Dürre Index)*	SMDI	HOLLINGER et al. (1993)
Crop specific drought index, application to corn *(Pflanzenspezifischer Dürre Index, für Mais)*	CSDI	MEYER et al. (1993)
Crop specific drought index, application to soyabean *(Pflanzenspezifischer Dürre Index, für Sojabohnen)*	CSDI	MEYER & HUBBARD (1995)
Evapotranspiration deficit index *(Evapotranspiration Defizit index)*	ETDI	NARASIMAHAN & SRINIVASAN (2005)
Regional agricultural drought index *(Regionaler Landwirtschaft Dürre Index)*	DTx	MARLETTO et al. (2005)
Standardized deficit index *(Standardisierter Defizit Index)* - Pflanzen: Wasserangebot und -nachfrage	SDI	VERGNI & TODISCO (2010)

Crop Moisture Index (CMI)

Der Crop Moisture Index (CMI) stellt eine Weiterentwicklung des PDSI dar (PALMER 1968). Das Berechnungsverfahren verwendet einen meteorologischen Ansatz, um kurzfristige Feuchtebedingungen für Kulturpflanzen produzierende Regionen überwachen zu können.

Als Eingangsgrößen werden die mittlere Temperatur und die mittleren, wöchentlichen Niederschlagsmengen verwendet, wobei eine Wichtung nach Ort und Zeit erfolgt. Der Index kann zum Vergleich von lokalen Feuchtebedingungen verwendet werden.

Da das Verfahren auf kurzfristige Veränderungen abzielt, eignet es sich nicht für Langzeitbetrachtungen. So kann beispielsweise ein Niederschlag während einer Dürreperiode dazu führen, dass die Feuchtebedingungen kurzfristig als ausreichend angesehen werden, wohingegen die Dürre aber langfristig weiterhin vorherrscht. Ein weiteres Charakteristikum des Verfahrens besteht darin, dass der CMI zu Beginn und Ende der Vegetationsperiode sich dem Wert 0 annähert. Diese Einschränkung sorgt dafür, dass dieser Index nur während der Vegetationsperiode eingesetzt wird. Der CMI ist mitunter auch während der Samenkeimung nicht anwendbar.

Hydrologische Dürre-Indices

Hydrologische Dürre-Indices orientieren sich an: a) Abflussmengen, die über Pegelmessungen an Flüssen abgeleitet werden können, b) dem Vergleich von monatlichen Anomalien mit durchschnittlichen Bedingungen (DRACUP et al. 1980) oder c) der Auswertung von Trockenwetterabflüssen. Eine gute Übersicht der Vorgehensweisen bieten z.B. TALLAKSEN & VAN LANEN (2004) oder SMAKHTIN (2001).

Werden die Änderungen der Abflussgrößenordnungen verwendet, so ist es jedoch häufig nicht möglich, die vollständige zeitliche Entwicklung der Dürre zu identifizieren. Bei der Verwendung von Schwellenwerten, deren Unterschreitung eine Dürre anzeigt, ist es dagegen schwierig, die Intensität einer Dürre zu erfassen (FLEIG et al. 2006).

Hydrologische Dürre-Indices sind für die Gewährleistung städtischer Wasserversorgungen, der Bewässerung landwirtschaftlich genutzter Flächen sowie für die Energieversorgung von Interesse. Mit Hilfe des „regional deficiency index“ erstellten HANNAFORD et al. (2011) einen „Dürren-Katalog“ für 23 europäische Regionen.

Tab. 12: Hydrologische Dürre-Indices

Index	Abk.	Quelle
Surface water supply index *(Oberflächenwasser-Versorgung-Index)*	SWSI	SHAFER & DEZMAN (1982)
Reclamation drought index *(Wiedergewinnung Dürre Index)*	RDI	WEGHORST (1996)
Regional streamflow deficiency index *(Regionaler Abflussmangel Index)*	RSDI	STAHL (2001)
Regional deficiency index *(Regionaler Mangel Index)*	RDI	HANNAFORD et al. (2011)
Regional drought area Index *(Regionaler Dürregebiet Index)* - basierend auf Abflusswerten und Wetterlagen	RDAI	FLEIG et al. (2011)

Als Beispiele werden nachfolgend der „surface water supply index“ und der „reclamation drought index“ detaillierter beschrieben.

Surface Water Supply Index (SWSI)

Der Oberflächenwasser-Versorgung-Index (SWSI) wurde entwickelt, um die Eigenschaften von Oberflächenwasser zu beschreiben, wobei die Schneebedeckung eine wichtige Komponente bildet (SHAFER & DEZMAN 1982). Ziel des SWSI ist die Kombination hydrologischer und klimatologischer Aspekte zu einem einzelnen Index.

Zur Berechnung werden Angaben zur Schneedecke, zur Abflussmenge, zum Niederschlag und zum Speichervermögen des Reservoirs benötigt, wobei eine monatliche Wichtung der einzelnen Komponenten erfolgt. Änderungen der Wasserbewirtschaftung innerhalb eines betrachteten Einzugsgebietes, wie etwa das Anlegen neuer Reservoire, machen eine Neu-

berechung notwendig, da Komponenten neu zu gewichten sind. Deshalb ist es schwierig, eine homogene Zeitreihe für diesen Index zu erhalten (HEDDINGHAUS & SABOL 1991).

Tab. 13: Dürre-Klassifikation auf SWSI-Basis (SHAFER & DEZMAN 1982)

SWSI	Klasse
+4	Ausreichend Wasser
+2	Nahe an Normalzustand
-2	Mäßig Dürre
-3	Schwere Dürre
-4	Extreme Dürre

Reclamation Drought Index (RDI)

Der Wiedergewinnung-Dürre-Index (RDI) wurde als Werkzeug entwickelt, um die Schwere und Dauer von Dürren in Flussgebieten zu definieren, sowie um Vorhersagen zu Beginn und Ende von Dürren machen zu können (WEGHORST 1996).

Tab. 14: Dürre-Klassifikation auf RDI-Basis (NDMC 2005)

RDI	Klasse
≥4,0	Extrem nass
1,5 bis 4,0	Mäßig feucht
0,0 bis 1,5	Normal bis leichte Nässe
-1,5 bis 0	Normal bis leichte Dürre
-4,0 bis -1,5	Mäßige Dürre
≤ -4,00	Extreme Dürre

Als Eingabeparameter werden Angaben zu Temperatur, Niederschlag, Schneebedeckung, Abflussmenge und Reservoireigenschaften verwendet. Der große Vorteil dieses Index ist seine Anpassungsfähigkeit an verschiedenste Regionen, wobei die Temperatureinbindung indirekt dafür sorgt, dass die Verdunstung ebenfalls berücksichtigt wird. Nachteilig ist, dass der Index flussgebietsspezifisch ist, was Vergleiche zwischen verschiedenen Einzugsgebieten deutlich einschränkt.

Dürre-Indices aus Fernerkundungsdaten

Fernerkundungstechnologien ermöglichen die räumliche Beschreibung der Erdoberfläche. Aus der Beobachtung von Vegetationsänderungen können Anomalien wie Dürren abgeleitet und daraus Dürre-Indices (sog. „remote sensing drought indices“) entwickelt werden.

Tab. 15: Dürre-Indices aus Fernerkundungsdaten

Index	Abk.	Quelle
Normalized difference vegetation index *(Normierter Vegetations-Differenzen Index)*	NDVI	TUCKER (1979)
Vegetation condition index *(Index nach dem Vegetationszustand)*	VCI	KOGAN (1990)
Temperature condition index *(Index nach Temperaturbedingungen)*	TCI	KOGAN (1995)
Normalized difference water index *(Normierter Wasser-Differenzen Index)*	NDWI	GAO (1996)
Vegetation temperature index *(Vegetation-Temperatur-Index)*	VTI	KOGAN (1997)
Anomaly of the NDVI	NDVIA	ANYAMBA et al. (2001)

Index	Abk.	Quelle
(Anomalie des NDVI)		
Standardized vegetation index *(Standardisierter Vegetationsindex)*	SVI	PETERS et al. (2002)
Temperature vegetation dryness index *(Temperatur-Vegetation-Trockenheit-Index*	TVDI	SANDHOLT et al. (2002)
Modified perpendicular drought index *(Senkrecht-modifzierter Dürre Index)*	MPDI	GHULAM et al. (2007)
Normalized multi-band drought index *(Normierter Multiband Dürre Index)*	NMDI	WANG & QU (2007)
Remote sensing drought risk index *(Fernerkundung-Dürre-Risiko-Index)*	RDRI	LIU et al. (2008)
Normalized total depth Soil Moisture *(Normierte Gesamttiefe der Bodenfeuchte)*	NSM	DUTRA et al. (2008)

Kombinierte Dürre-Indices

Die neueste Index-Generation sind Indices, die Informationen aus verschiedenen Sektoren kombinieren. Sie versuchen mit einem integrierten Ansatz ein Maximum an leicht verfügbaren Informationen zu nutzen. Die Kombination von meteorologischen Daten und abgeleiteten Informationen der Landoberfläche aus Fernerkundungsdaten sind eine typische Vorgehensweise dieses Dürre-Index-Typs. Als Beispiel wird der „standardized precipitation evapotranspiration index“ kurz vorgestellt.

Tab. 16: Kombinierte Dürre-Indices

Index	Abk.	Quelle
Vegetation drought response index *(Index der Vegetation-Dürre-Reaktion)*	VegDri	BROWN et al. (2008)
standardized precipitation evapotranspiration index *(Standardisierter Niederschlag-Evapotranspiration Index)*	SPEI	VICENTE-SERRANO et al. (2010)

Standardized Precipitation Evaporation Index (SPEI)

Der Standardized Precipitation Evaporation Index (SPEI) bezieht sich auf verschiedene räumliche Ebenen (multi-skalarer Charakter), da zu seiner Berechung Informationen aus verschiedenen wissenschaftlichen Disziplinen herangezogen werden (VICENTE-SERRANO et al. 2010). Mit seiner Hilfe können Dürren erkannt, überwacht und analysiert werden. Der SPEI ermöglicht es schwere Dürren unabhängig von Zeit und Ort zu vergleichen, da die Berechnungsgrundlage in vielen Klimazonen Gültigkeit besitzt.

Quellen (Stand: 31.07.12)

Alley, W.M. (1984): The Palmer Drought Severity Index: Limitations and Assumptions. – Journal of Climate and Applied Meteorology, Vol. 23, 1100-1109.

Anyamba A., Tucker C. & Eastman J. (2001): NDVI anomaly patterns over Africa during the 1997/98 ENSO warm event. - . International Journal of Remote Sensing 22(10):1847–1859. http://dx.doi.org/10.1080/01431160010029156.

Bhalme, H.N. & Mooley, D. A. (1980): Large-scale drought/floodsand monsoon circulation. - Mon. Weath. Rev. 108,1197.

Bigler, C., Bräker, O.U., Bugmann, H., Dobbertin, M. & Rigling, A. (2006): Drought as an inciting mortality factor in Scots pine stands of the Valais, Switzerland. - Ecosystems 9:330–343

Brown, J. F., Wardlow B. D., Tadesse T., Hayes M. J. & Reed, B. C. (2008): The Vegetation Drought Response Index (VegDRI): A New Integrated Approach for Monitoring Drought Stress in Vegetation. - GIScience & Remote Sensing, *45*(1):16-46.

Bryant, S. J., Arneli, N. W. & Law, F. M. (1994): The long term context for the current hydrological drought. - J. Instn. Wat. Environ. Manage. S, 39-51

Burke, E. J., Brown S. J., & Christidis, N. (2006): Modelling the recent evolution of global drought and projections for the 21st century with the Hadley Centre climate model. - Journal of Hydrometeorology, 7, 1113-1125.

Burke, E. J. & Brown, S. J. (2008): Evaluating uncertainties in the projection of future drought. Journal of Hydrometeorology, 9(2), 292-299.

Byun, H.-R. & Wilhite, D. A. (1999): Objective quantification of drought severity and duration. - J. Climate, 12, 2747–2756.

Dracup, J. A., Lee, K. S., & Paulson, E. G. Jr. (1980): On the definition of droughts. - Water Ress. .Res., 16, 297

Dutra, E., Viterbo, P., & Miranda, P. M. A (2008).: ERA- 40 reanalysis hydrological applications in the characterization of regional drought. - Geophys. Res. Lett., 35, L19402, doi:10.1029/2008GL035381

Fleig, A. K., L. M. Tallaksen, H. Hisdal, and S. Demuth (2006), A global evaluation of streamflow drought characteristics, - Hydrol. Earth Syst. Sci., 10, 535– 552.

Fleig, A.K., Tallaksen, L. M., Hisdal, H. & Hannah, D. M. (2011): Regional hydrological drought in north-western Europe: linking a new Regional Drought Area. - Hydrol. Process. 25, 1163–1179, DOI: 10.1002/hyp.7644

Gao, B. (1996): NDWI - a normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. – Remote Sensing of Environment, 58, 257–266.

Ghulam, A., Qin, Q. & Zhan, Z. (2007): Designing of the perpendicular drought index. – Environmental Geology, 52(6): 1045-1052.

Gibbs, W. J. & Maher, J. V. (1967): Rainfall deciles as drought indicators. – Bureau of Meteorology Bulletin No. 48, 33p.

Hannaford, J., Lloyd-Hughes, B., Keef, C., Parry, S. & Prudhomme, C.:(2011): Examining the large-scale spatial coherence of European drought using regional indicators of rainfall and streamflow deficit. - Hydrol. Processes, 25, 1146–1162, doi:10.1002/hyp.7725.

Hayes, M., Alvord, C. & Lowrey, J. (2007): Drought indices. – Intermountain West Climate Summary, 3(6): 2-6.

Heddinghaus, T. R. & Sabol, P. (1991): A review of the Palmer Drought Severity Index and where do we go from here? – In: *Proc. 7th Conf. on Applied Climatology*, pp. 242–246.

Heim, R. R., Jr. (2000): Drought indices: A review. – In: Wilhite, D. A. [ed.]: Drought: A Global Assessment, 159–167.

Heim, R. R., Jr. (2002): A review of twentieth-century drought indices used in the United States. - Bull. Am. Meteor. Soc. 83 (8), 1149–1165.

Hollinger, S. E., Isard, S. A. & Welford, M. R. (1993): A New Soil Moisture Drought Index for predicting crop Yields. – In: Proc. 8th Conf. Applied Climatology, 187-190.

Katz, R. W. & Glantz M. H. (1986): Anatomy of a rainfall index. – Monthly Weather Review, 114, 764–771.

Keetch, J. J. & Byram, G. M. (1968): A drought index for forest fire control. – US Dept. of Agriculture, Forest Service Research Paper SE-38, 32 pp.

Keyantash, J. A. & Dracup, J. A. (2004): An aggregate drought index: Assessing drought severity based on fluctuations in the hydrologic cycle and surface water storage. – *Water Resources Research,* 40, W09304, doi:10.1029/2003WR002610

König, C. & Mayer, H. (1989): Klimastatistik, Bearbeitung im Hinblick auf neuartige Waldschäden. Wissenschaftliche Mitt. 64, Meteorologisches Institut, Univ. München, Münchner Universitätsschriften, 646 S.

Kogan, F.N. (1990): Remote sensing of weather impacts on vegetation in non-homogeneous areas. – Int. J. Remote Sens., 11, 1405- 1419.

Kogan, F.N. (1995): Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection. – Advances in Space Research, 11, pp. 91–100.

Kogan, F.N. (1997): Global drought watch from space. – Bull. of the Am. Meteo. Soc., 78, pp. 621–636.

Liu, L., Xiang, D. & Dong, X. (2008): Improvement of the Drought Monitoring Model Based on the Cloud Parameters Method and Remote Sensing Data. – In: Proc. Workshop on Knowledge Discovery and Data Mining, 293-296.

Loucks, D.P., Beek, E. van, Stedinger, J. R., Dijkman, J. P. M. & Villars, M. T. (2006): Water Resources System planning and management. – UNESCO-Report, 680 p.

Marletto, V., Ventura, F., Fontana, G. & Tomei, F. (2007): Wheat growth simulation and yield prediction with seasonal forecasts and a numerical model. – Agricultural and forest meteorology, 147: 71-79.

Mátyás, Cs., Berki, I., Czúc, B., Gálos, B., Móricz, N. & Rasztovits, E. (2010): Future of beech in Southeast Europe from the perspective of evolutionary ecology. Acta Silv Lign Hung 6: 91–100

Mavromatis, T. (2007): Drought index evaluation for assessing future wheat production in Greece. – International Journal of Climatology, 27(7):911-924.

McKee, T.B. & Doesken, N.J. & Kleist, J. (1993): The relationship of drought frequency and duration to time scales. – In: McKee, T. B., Doesken, N. J. & Kleist, J. [eds.]. Preprints, 8th Conference on Applied Climatology, pp. 179–84.

Meyer, S. J., Hubbard, K. G. & Wilhite, D. A. (1993): A crop-specific drought index for corn: I. Application in drought monitoring and assessment. – Agronomy Journal, 85, pp. 396–399.

Meyer, S. J. & Hubbard, K. G. (1995): Extending the crop-specific drought index to soybean. – Proc. of 9th Conference on Applied Climatology, pp. 258–259.

Narasimhan, B. & R. Srinivasan (2005): Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring. – Agricultural and Forest Meteorology, 133, 69-88.

NDMC (2005): What is Drought: Drought Indices. – Report of National Drought Mitigation Center, http://drought.unl.edu/whatis/indices.htm#swsi

Niemeyer, S. (2008): New drought indices. - Méditerranéennes. Série A. no.80, pp. 267-274.

Quiring, S.M. & Papakryiakou, T.N. (2003): An evaluation of agricultural drought indices for the Canadian prairies. - Agr Forest Meteorol 118:49–62

Pálfai, I. (1991): Az 1990 évi aszély Magyarországon. - Vızugyi Közlemenyek, 2, 117–132.

Palmer W. C. (1965): Meteorological drought. - U.S. Research Paper No. 45, US Weather Bureau

Palmer, W .C. (1968): Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: The new Crop Moisture Index. - Weatherwise 21:156–161.

Ped, D. A. (1975): Index of drought and excessive moisture. - Proc. Gidrometcentra USSR, vol 156, pp 19–38

Peters, A. J., Walter-Shea, E. A., Ji, L., Vina, A., Hayes, M. & Svoboda, M. D. (2002): Drought monitoring with NDVI-based standardized vegetation index. - Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 68, pp. 71–75.

Rooy, M. P. van. (1965): A Rainfall anomaly index (RAI) independent of time and space. – Notos 14: 43.

Sandholt, I., Rasmussen, K. & Andersen, J. (2002): A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. – Remote Sensing of Environment, Vol. 79, no. 2-3, pp. 213-224,

Selyaninov, T. G. (1928): On the agricultural estimation of climate. - Proc. Agricultural Meteorology, vol. 20, pp 165–177

SERCC (2002): Keetch-Byran Drought Index. – Southeast Regional Climate Center [http://www.serc.com/products/kdbi/kdbi.html]

Shafer, B. A. & Dezman, L. E. (1982): Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas. – In: Proc. of the Western Snow Conference, pp. 164–175.

Smakhtin, V. U. (2001): Low flow hydrology: A review. - J. Hydrol., 240, 147– 186, doi:10.1016/S0022-1694(00)00340-1.

Stahl, K. (2001): Hydrological Drought - a Study across Europe. – Freiburger Schr. zur Hydrologie; 15, 121 S.

Tallaksen, L. M., and H. A. J. van Lanen (Eds.) (2004), Hydrological Drought: Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater, Dev. Water Sci., vol. 48, 579 p.

Trnka, M., Hlavinka, P., Semerádová, D., Dubrovský, M., Žalud, Z. & Možný, M. (2007): Agricultural drought and spring barley yields in the Czech Republic. - Plant Soil Environ 53:306–316

Tsakiris, G., Pangalou, D. & Vangelis, H. (2007): Regional drought assessment based on the Reconnaissance Drought Index (RDI). – Water Resources Management, 21, 821-833.

Tucker, C. J. (1979): Red and Photographic Infrared Linear Combinations for Monitoring Vegetation. – Remote Sensing of Environment, 8(2),127-150.

USDA (2002): Wildland Fire Assessment System. – United States Department of Agricultural Forest Service. [http:www.fs.fed.us/land/wfas/]

Vogt, J. V. & Somma, F. [eds.] (2000): Drought and Drought Mitigation in Europe, 336 p

van der Schrier ,G., Efthymiadis, D., Briffa, K.R. & Jones, P. D. (2007): European Alpine moisture variability for 1800–2003. - Int J. Climatol., 27:415–427

Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S. & López-Moreno, J. I. (2010): A Multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index – SPEI. Journal of Climate, doi:10.1175/2009JCLI2909.

Wang, L. & Qu, J. J. (2007): NMDI: A normalized multi-band drought index for monitoring soil and vegetation moisture with satellite remote sensing. – Geophys. Res. Lett., 34, L20405, doi:10.1029/2007GL031021.

Weghorst, K. M. (1996): The reclamation drought index: Guidelines and practical applications. Bureau of Reclamation, Denver, CO, 6 pp.

Wells, N., Goddard, S. & Hayes, M. J. (2004): A self calibrating Palmer Drought Severity Index – J. Clim., 17, 2335–2351, doi:10.1175/1520-0442

White, D. H. & O'Meagher, B. (1995): Coping with exceptional drought in Australia. – Drought Network News 7(2):13–17. (http:// enso.unl.edu/ndmc/mitigate/policy/austral.htm.)

Eis-Albedo Rückkopplung

Die Eis-Albedo Rückkopplung beschreibt die Wechselwirkung zwischen der schnee- und eisbedeckten Erdoberfläche und der Atmosphäre (http://wiki.bildungsserver.de), bei der sich durch eine Abkühlung der Atmosphäre die Schnee- und Eisbedeckung auf der Erdoberfläche ausdehnt.

Durch die erhöhte Albedo wird die Abkühlung weiter verstärkt (http://www.geodz.com). Umgekehrt nimmt durch eine Erwärmung der Atmosphäre die Schnee- und Eisbedeckung und damit auch die Albedo ab, wodurch die Erwärmung verstärkt wird. Nach den Begriffen der Regelungstechnik handelt es sich um eine „positive Rückkopplung", da die ursprüngliche Ursache verstärkt wird.

Quellen (Stand: 31.07.12)

http://www.geodz.com

http://wiki.bildungsserver.de

Eistag

Ein Eistag ist die meteorologisch-klimatologische Bezeichnung für einen Tag, an dem auch das Maximum der Lufttemperatur in zwei Meter Höhe unter 0°C bleibt, also die Temperatur den Gefrierpunkt den ganzen Tag nie übersteigt (http://cccma.seos.uvic.ca, http://www.deutscher-wetterdienst.de). Hierfür wird häufig auch der Begriff Dauerfrost verwendet (http://www.top-wetter.de/).

Ein Eistag wird immer auch als **Frosttag** (=Minimum der Lufttemperatur liegt unter 0°C) gezählt. (http://www.wetter.net)

Die Summe der Eistage eines Winters wird häufig benutzt, um Winter verschiedener Jahre oder das Klima verschiedener Regionen zu vergleichen. So gab es im Winter 2006/07 in Berlin vier Eistage, im strengen Winter 2009/10 wurden dagegen 43 Eistage registriert (http://www.deutscher-wetterdienst.de).

Die Anzahl der durchschnittlichen Eistage weist nach Datengrundlage des DWD (1977-2007) in Deutschland eine Zunahme von Nordwest nach Südost auf. So wurden in Hamburg-Fuhlsbüttel 16,6 Eistage registriert, in Trier 14,4, in Würzburg 19,9, in Erfurt 29,1 und Kempten/Allgäu 27,8 (http://www.autoservicepraxis).

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/list_27_indices.shtml
http://www.autoservicepraxis.de: Deutschland und das Märchen vom Winter
http://www.deutscher-wetterdienst.de
http://www.top-wetter.de/
http://www.wetter.net

Ensemble

In der Klimaforschung bezeichnet ein Ensemble eine Gruppe von Klimasimulationen, in denen ein bestimmter Faktor (zum Beispiel Modellparameter) geringfügig variiert wird und deren Ergebnisse eine Bandbreite möglicher Entwicklungen des Klimas wiedergeben. Die Methode der Ensemble-Simulationen stammt zunächst aus der numerischen Wettervorhersage, mit der versucht wird, die Plausibilität einzelner Wettervorhersagen abzuschätzen. Dabei werden die auf den Messungen beruhenden Ausgangsdaten leicht variiert, was aufgrund der chaotischen Natur des Wetters zu unterschiedlichen Vorhersagen führt. Sind die zusätzlichen Vorhersagen sehr ähnlich, ist ihr Eintreten sehr wahrscheinlich. Weichen die Vorhersagen dagegen sehr voneinander ab, ist ihr Eintreten weniger wahrscheinlich.

Bei der Erstellung von Klimaprojektionen werden Ensemble-Simulationen verwendet, um Unsicherheiten der Klimamodelle, Unsicherheiten in Bezug auf die Startbedingungen des Klimasystems und im weiteren Sinne Unsicherheiten externer Faktoren wie z.B. des menschlichen Handelns als Bandbreite möglicher Entwicklungen des Klimas abzubilden (JACOB et al. 2012). Zunächst werden verschiedene Emissionsszenarien entwickelt, die jeweils auf bestimmten Annahmen zur Entwicklung der menschlichen Gesellschaft basieren und zu unterschiedlichen Konzentrationen von Treibhausgasen und Aerosolen führen. Diese werden globalen Klimamodellen als externe Faktoren vorgegeben und der jeweilige Einfluss auf die Klimaparameter simuliert.

Der Einfluss der Ausgangsbedingungen des Klimasystems kann durch leichte Variation der Startbedingungen untersucht werden. Die unterschiedliche zeitliche Entwicklung des simulierten Klimas in den einzelnen Simulationen (=Realisierungen) spiegelt die natürlich gegebene interne Variabilität des Klimas wider. Diese wird mit dem Klimamodell nachgebildet,

indem man die Anfangsbedingungen, von denen die Simulationen aus starten, geringfügig voneinander abweichen lässt (http://ukclimateprojections.defra.gov.uk). Die Anzahl der zu verwendenden Klimasimulationen kann dabei völlig unterschiedlich sein, je nach Fragestellung und vorhandenen Computer-Ressourcen.

Darüber hinaus werden in der Klimaforschung Simulationen verschiedener Klimamodelle betrachtet, sogenannte „Multi-Modell-Ensemble“, um die Unsicherheiten der Modellierung durch unterschiedliche Vereinfachungen und Parametrisierungen einzubeziehen. Zur Erstellung regionaler Klimaprojektionen werden zudem verschiedene Globalmodell-Regionalkombinationen verwendet (ENSEMBLES Abschlussbericht). Je größer das vorhandene Ensemble von Modellprojektionen ist, umso besser können Unsicherheiten und Unterschiede der Modellergebnisse bewertet werden (http://www.anpassung.net). Die Auswahl und Zusammensetzung eines Ensembles hängt somit zum einem von der Datengrundlage zum anderen von der jeweiligen Fragestellung ab (PANITZ 2012).

Quellen (Stand: 31.07.12)

Jacob, D., Bülow, K., Kotova, L., Moseley, C., Petersen, J. & Rechid, D. (2012): Regionale Klimaprojektionen für Europa und Deutschland - Ensemble Simulationen für die Klimafolgenforschung. - CSC Report 6. 48 S.

Panitz, H.-J. (2012): Wie „funktioniert“ ein dynamisches regionales Klimamodell - am Beispiel des COSMO-CLM (CCLM).Workshop KLIWA Erosionsprojekt, 12. Januar 2012 Karlsruhe.

http://www.anpassung.net

http://ukclimateprojections.defra.gov.uk

Evaporation

Siehe „Verdunstung“

Evapotranspiration

Siehe „Verdunstung“

Extremereignis, Index

Zur Beschreibung von Extremereignissen wird auch der Climate Extremes Index (CEI) verwendet. Dieser Index kombiniert mehrere Indices, die zur Beschreibung von Extremen brenutzt werden, in einem einzelnen Index. Er beschreibt den Flächenanteil einer Region, der durch Extreme bei monatlichen Durchschnittstemperaturen und den täglichen Niederschlägen sowie von Dürre beeinflusst wird. Ein Schwachpunkt dieses Index ist jedoch, dass weder Extremereignisse wie beispielsweise tropische Wirbelstürme und Tornados noch die unterschiedlichen sektor-bezogenen Schwellenwerte einzelner Extremereignisse berücksichtigt werden (IPCC 2012).

Quellen (Stand: 31.07.12)

IPCC (2012): Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.

Extremniederschlag

Siehe „Extremwetterereignis“ und „Starkregen“

Extremwetterereignis

Diesem Begriff liegt keine präzise Definition zugrunde. Ein Extremereignis beschreibt ein „außerordentliches“ Ereignis, d. h. dass es verglichen mit anderen Ereignissen seiner Art von bestimmten Durchschnittswerten abweicht und eine sehr lange, unregelmäßige Wiederkehrperiode besitzt. Dabei muss die Mittelungszeit angegeben werden, bspw. Tages-, Monats-, Jahresmittelwerte oder -summen oder kürzere Mittelungszeiten von einer Stunde. Zu Extremwetterereignissen zählen lange Dürreperioden sowie sehr hohe Niederschlags- und Abflussmengen. Die Begriffe „extrem“ und „sehr selten“ sind dabei nicht klar definiert.

Der IPCC definiert ein Wetterereignis als „extrem“, wenn es sich nicht zwischen dem 10. und 90. *Perzentil* der beobachteten Wahrscheinlichkeitsverteilung befindet (IPCC 2007). In den „UK Climate Projections“ (UKCP09) wird der Bereich auf <1. bzw. >99. *Perzentil* eingeschränkt bzw. es wird eine Wiederkehrperiode von 100 Tagen verwendet. Die Arbeitsgruppe des Long-Term Ecological Research (LTER) verwendet eine ähnliche Definiton: Extreme klimatische Ereignisse sind statistisch selten in ihrer Wiederkehr, Größe und/oder Dauer. Die Fähigkeit Extremereignisse zu erkennen und zu kategorisieren, hängt von der Länge der zuverlässigen Beobachtungsdaten ab (GOODIN 2004).

In der Wasserwirtschaft bzw. in der Raum- und Fachplanung spielt die Wiederkehrzeit eine wichtige Rolle, da diese zur Bemessung von Bauwerken herangezogen wird. In Abhängigkeit des Bauwerks und der zu betrachtenden Extremereignisse werden jedoch sehr unterschiedliche Wiederkehrzeiten verwendet. Diese können vom fünfzigjährigen über dreihundertjährige bis zu fünfhundertjährigen Ereignissen reichen BIRKMANN et al. (2011). Bei einigen Staudamm-Projekten, wie dem EU-Projekt RESCDAM (Development of Rescue Actions Based on Dam-Break Flood Analysis) wurden sogar Flutsituationen mit einer Wiederkehrzeit von 10.000 Jahren simuliert (http://www.anpassung.net).

Da „Extremwetter“ bei absoluter Betrachtung einen starken räumlichen Bezug aufweisen und von Ort zu Ort stark variieren können, ist es notwendig zur Bewertung immer Bezugsgrößen anzugeben. Ein Ereignis, das lokal auf Grund der Wiederkehrperiode und der verursachten Schäden als extrem eingestuft wird, kann überregional in den statistischen Normalbereich fallen, da sich die Wiederkehrperiode deutlich verkürzt hat: Im nationalen Maßstab (hier Schweiz) stellen die Windspitzengeschwindigkeiten des Wintersturms Lothar ein Extremereignis mit einer Wiederkehrperiode von 20 – 100 Jahren dar. Dagegen handelt es sich im internationalen Maßstab (hier: Europa) lediglich um ein starkes Ereignis mit einer Wiederkehrperiode von deutlich unter 10 Jahren (http://www.occc.ch).

Obwohl Extremwetterereignisse nicht zwangsläufig zu Schäden führen müssen, werden sie von der Gesellschaft jedoch immer mit größeren sozialen und ökonomischen Schäden in Verbindung gebracht. Häufig werden Extremereignisse deshalb auch mit Naturgefahren gleichgesetzt (http://www.occc.ch), obwohl sie oft nur den Auslöser einer Naturkatastrophe darstellen. So können eine lang anhaltende Trockenheit zu Waldbränden bzw. Starkniederschläge zu Überschwemmungen oder großflächigen Hangrutschungen führen. Bei dem Elbehochwasser 2002 handelt es sich z. b. um eine Naturkatastrophe. Die Ursache für das „Jahrhunderthochwasser“ war eine seltene „Vb-Wetterlage“, bei der ein Tiefdruckgebiet von Italien über die Po-Ebene hinweg um die Alpen herum nordwestlich über Österreich und Polen zog und zu heftigen Niederschlägen mit extremen Niederschlagsmengen führte.

Infolge von Klimaänderungen wird jedoch erwartet, dass sich die Wahrscheinlichkeitsverteilung für Extremereignisse und damit ihre Wiederkehrperiode (Jährlichkeit) sowie das jeweilige Ausmaß verändern. Folglich kann es zu einer Veränderung von Ausmaß und Häufigkeit der Ereignisse kommen. Einzelne Extremereignisse können jedoch nicht direkt einer anthropogenen Klimaänderung zugeordnet werden, da immer eine begrenzte Chance besteht, dass das betreffende Ereignis auch natürlicherweise hätte auftreten können (http://www.klima-und-raum.org).

***Hinweis**: Bei der Verwendung des Begriffs Extremereignis sollte sowohl die Wiederkehrrate, der Betrachtungsmaßstab und wenn möglich das Schadenspotential genannt werden, um das Ereignis vollständig und transparent als Extremereignis klassifizieren zu können.*

Quellen (Stand: 15.04.12)

Birkmann, J., Böhm, H. R., Buchholz, F., Büscher, D., Daschkeit, A., Ebert, S., Fleischhauer, M., Frommer, B., Köhler, S., Kufeld, W., Lenz, S., Overbeck, G., Schanze, J., Schlipf, S., Sommerfeldt, P., Stock, M., Vollmer, M., Walkenhorst, O. (2011): Glossar Klimawandel und Raumplanung. E-Paper der ARL Nr. 10. Hannover.

Goodin, D.G. (2004) Climate Committee Takes Aim at Extreme Climatic Events. The Network Newsletter Vol. 17 No.2 Fall 2004. http://intranet.lternet.edu/archives/documents/Newsletters/NetworkNews/fall04/fall04_pg09.htm

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change (2007): Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger. In: M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, C. E. Hanson and P. J. van der Linden (eds.): Klimaänderung 2007 Auswirkungen, Anpassung, Verwundbarkeiten. Beitrag der Arbeitsgruppe II zum Vierten Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderung (IPCC), 22 S.

http://www.anpassung.net/

http://www.klima-und-raum.org/

http://www.occc.ch/

http://ukclimateprojections.defra.gov.uk

Frostperiode

Eine ununterbrochene Aneinanderreihung von Frosttagen nennt man Frostperiode. Dabei herrschen kalte Luftmassen vor, so dass die Temperatur aufgrund der nächtlichen Ausstrahlung unter den Gefrierpunkt sinkt (http://www.wetter.net). Die Höchstdauer der jährlich stark schwankenden Frostperioden wird durch den Frühfrost im Herbst und den Spätfrost im Frühjahr begrenzt (http://www.wetterkontor.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)

http://www.wetter.net/

http://www.wetterkontor.de

Frosttag

Die Definition des Frosttages beschreibt einen Tag, an dem lediglich das Minimum der Lufttemperatur in zwei Meter Höhe unterhalb des Gefrierpunktes (0 °C) liegt, ansonsten können auch Werte über dem Gefrierpunkt auftreten (http://cccma.seos.uvic.ca, http://www.dwd.de). Aus diesem Grund ist das Maximum der Lufttemperatur hier nicht von Bedeutung. Die Anzahl der Frosttage ist somit ≥ der Anzahl der Eistage, an denen durchgehend Frost vorherrscht.

Die Anzahl der durchschnittlichen Frosttage (Datengrundlage DWD 1977-2007) weist in Deutschland einen Zunahme von Nordwest nach Südost auf: So wurden in Hamburg-Fuhlsbüttel: 71,8 Frosttage registriert, in Trier 66,5, in Würzburg 77,9, in Erfurt 90,7 und Kempten/Allgäu 119,8 (http://www.autoservicepraxis.de).
In gemäßigten Breiten werden folgende Formulierungen zur Beschreibung der Temperatur

benutzt: leichter Frost (0°C bis -4°C); mäßiger Frost (-4°C bis -10°C), strenger/starker Frost (-10°C bis -15°C), sehr strenger/starker Frost (unter -15°C) (http://www.dwd.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/list_27_indices.shtml
http://www.autoservicepraxis.de: Deutschland und das Märchen vom Winter
http://www.dwd.de

Frosttrocknis

Frosttrocknis oder Winterdürre bezeichnet bei höheren Pflanzen einen Zustand des Wassermangels, der auf eine zu geringe Wasserversorgung durch die Wurzeln zurückzuführen ist. Dieser entsteht i. d. R. dadurch, dass die Pflanzen über die Blätter Wasser abgeben (Transpiration), jedoch aus dem gefrorenen Boden kein Wasser aufnehmen können. Frosttrocknis ist besonders in Gebirgen bzw. subarktischen und arktischen Lebensräumen von Bedeutung.

Nach KÖNIG & MAYER (1989) führt eine hohe Tagessumme der Sonnenscheindauer, T_{max} über -1°C und gleichzeitiger Bodenfrost bei Koniferen zu einem Engpass in der Wasserversorgung. Um das Frosttrockenrisiko (FTR) angeben zu können, geben MAYER et al. (1988) folgenden Kennwert an:

$$FTR = \sum (T_{max} - T_{min})$$ wenn: $T_{min} < -3°C$ und $T_{max} > 10°C$

Quellen (Stand: 31.07.12)
König, C. & Mayer, H. (1989): Klimastatistik, Bearbeitung im Hinblick auf neuartige Waldschäden. - Wissenschaftliche Mitt. 64, Meteorologisches Institut, Univ. München, Münchner Universitätsschriften, 646 S.
Mayer, H,, König, C. & Rall, A. (1988): Identifikation von Witterungsereignissen mit pflanzenphysiologischer Streßwirkung für Waldbäume. - Forstwiss. Centralbl. 107, 131-140.
http://www.hortipendium.de

Fujita-Tornado-Skala

Die FUJITA-Skala wurde 1971 von T. T. FUJITA entwickelt. Sie dient der Schadensklassifikation für Starkwinderscheinungen wie Tornados. Die Unterteilung ist anhand der Windstärken nur theoretisch, da bisher keine Messungen von Windstärken eines Tornados existieren. Aus diesem Grund werden Tornados nach den verursachten Schäden klassifiziert (http://www.meteomedia.de). Die Übertragung der Skala auf Europa ist problematisch, da sich die europäische Bauweise erheblich von der amerikanischen unterscheidet. Das Gleiche gilt für die Größe von Wohnmobilen.

Tab. 17: FUJITA-Tornado-Skala (Stand 2012)

Kategorie	Bezeichung	Windgeschwindigkeit Knoten	km/h	Schaden
F0	Stürmischer Tornado	35 – 62 [1)]	68 – 121 [1)] 64 – 116 [2)]	Einige Schäden an Schornsteinen und Reklametafeln, Äste von Bäumen brechen ab, flach wurzelnde Bäume werden umgestoßen.
F1	Mäßiger Tornado	63 – 97 [1)]	122 – 189 [1)] 117 – 180 [2)]	An der unteren Grenze beginnt die Hurrikan-Geschwindigkeit; die Oberfläche von Dächern wird abgedeckt; Fahrzeuge werden von der Strasse gedrückt oder überschlagen sich, Wohnmobile werden umgeworfen

Kategorie	Bezeichung	Windgeschwindigkeit Knoten	km/h	Schaden
F2	Beachtlicher Tornado	98 – 136 [1)]	190 – 264 [1)] 181 – 253 [2)]	Beträchtlicher Schaden; Dächer werden abgedeckt, Wohnwagen werden zerstört, große Bäume werden gebrochen bzw. entwurzelt, Güterwaggons werden umgeworfen
F3	Schwerer Tornado	137 – 179 [1)]	265 – 348 [1)] 254 – 332 [2)]	Dächer und Wände von stabilen Häusern werden zerstört, LKWs werden umgeworfen, Züge werden zum Entgleisen gebracht, ganze Wälder werden entwurzelt
F4	Verheerender Tornado	180 – 226 [1)]	349 – 439 [1)] 333 – 418 [2)]	Stabile Häuser werden zerstört, Autos und große Gegenstände werden über weite Strecken durch die Luft verfrachtet
F5	Unglaublicher Tornado	227 – 276 [1)]	440 – 537 [1)] 419 – 512 [2)]	Fest gebaute Häuser werden aus ihren Fundamenten gehoben, Fahrzeuge fliegen mehr als 100 m durch die Luft, Stahlbetonkonstruktionen werden stark beschädigt, Baumstämme werden entrindet
F6	Unvorstellbarer (unfassbarer) Tornado	> 276 [1)]	> 537 [1)] > 512 [2)]	Es handelt sich um theoretische Werte, die bisher nicht beobachtet wurden. Wenn diese Stärke je erreicht wird, kann dies nur durch Strudelstrukturen am/im Erdboden festgestellt werden.

[1)] http://www.tornadoproject.com, [2)] http://www.dwd.de

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.dwd.de
http://www.meteomedia.de
http://www.tornadoproject.com

Globalstrahlung

Als Globalstrahlung wird die Summe der auf eine horizontale Fläche eintreffenden Solarstrahlung bezeichnet. Sie wird in Watt pro Quadratmeter angegeben. Die Globalstrahlung setzt sich aus der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Himmelstrahlung zusammen. Die direkte Strahlung ist die auf direktem Weg von der Sonne eintreffende Solarstrahlung. Die diffuse Himmelstrahlung gelangt über Reflexion und Streuung an Molekülen, Wasserteilchen (Wolken, Nebel) und Staubteilchen (Aerosolen) an die Erdoberfläche. Bei klarem Himmel überwiegt der Anteil an direkter Sonnenstrahlung, bei bewölktem Himmel besteht die Globalstrahlung ausschließlich aus diffuser Strahlung.

In den gemäßigten Breiten ist der Anteil beider Strahlungsarten im Jahresmittel etwa gleich groß. Die Globalstrahlung ist abhängig von geographischer Breite, Tageszeit, Jahreszeit und dem Wolkenbedeckungsgrad. Die Stärke der tatsächlich auf den Boden auftreffenden Strahlung hängt auch von der Geländeform ab, genauer dem Winkel, unter dem die Sonnenstrahlung auftrifft. Die Geländeform hat vor allem im Weinanbau eine besondere Bedeutung, da bei größerer Hangneigung eine stärkere Erwärmung des Bodens erfolgt (http://www.deutscher-wetterdienst.de).

Die mittlere Jahressumme der Globalstrahlung variiert in Deutschland von circa 900 kWh/(m²·a) (Sauerland) über 1.000 kWh/(m²·a) (Region Berlin/Brandenburg) bis zu 1.160 kWh/(m²·a) (Freiburg) (http://www.solartechnikberater.de). Ab einem Wert von 120 W/m² spricht man von Sonnenschein (http://www.energie-visions.de).

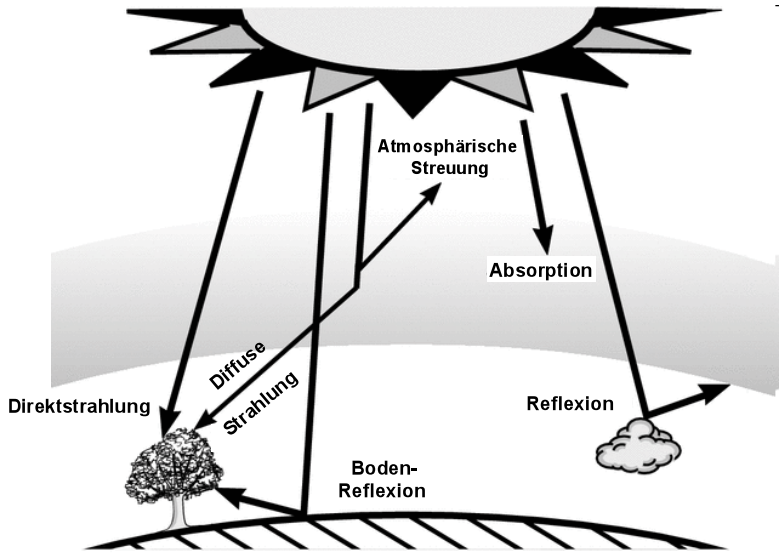

Abb. 2: Komponenten der Globalstrahlung (http://www.newport.com), verändert

Quellen ((Stand: 31.07.12)
http://www.deutscher-wetterdienst.de
http://www.energie-visions.de
http://www.newport.com
http://www.solartechnikberater.de

Grundwasserneubildung

Grundwasserneubildung bezeichnet den Zugang von infiltriertem Wasser zum Grundwasser. Dazu zählen die Infiltration von Niederschlägen in den Boden, die Infiltration aus oberirdischen Gewässern in den Untergrund und künstliche Neubildungsbeiträge durch Grundwasseranreicherungen oder Beregnungen. Zur flächendifferenzierten Berechnung wird häufig die Wasserhaushaltsgleichung bzw. die klimatische Wasserbilanz herangezogen.

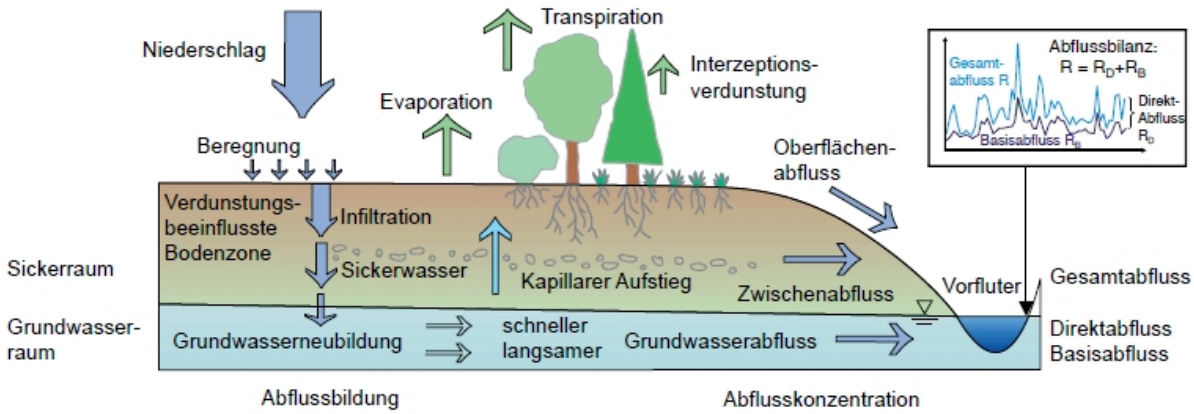

Abb. 3: Schema der Grundwasserneubildung (Quelle: www.lfu.bayern.de)

Die Grundwasserneubildung aus Niederschlägen wird von folgenden Faktoren bestimmt: klimabedingte Faktoren (Niederschlag, Evapotranspiration), bodenbürtige Faktoren (Infiltrationsvermögen, Wassergehalt, *nutzbare Feldkapazität*, *Grundwasserflurabstand*) und Faktoren der Landnutzung (Nutzungsart und –form, Versiegelungsgrad). Wegen der hohen Flächenverdunstung in den Sommermonaten sowie aufgrund der Wasserverbräuche von

Pflanzen während der Vegetationsperiode findet eine nennenswerte Versickerung von Niederschlägen hauptsächlich zwischen Oktober und März statt.

Zur Ermittlung der Grundwasserneubildung existiert eine große Anzahl von Berechnungsverfahren. Die in Deutschland am häufigsten angewendeten Verfahren sind nachfolgend aufgeführt.

Verfahren nach JOSOPAIT & LILLICH

Das Verfahren nach JOSOPAIT & LILLICH (1975) wurde zur Abschätzung der Grundwasserneubildung im Maßstab 1:200.000 für das niedersächsische Flachland entwickelt. Die Methodik geht davon aus, dass vor allem der Niederschlag, die Bodenart und der Bewuchs die Grundwasserneubildungsrate steuern. Anhand bodenkundlicher und geologischer Karten werden grundwassernahe Standorte (d. h. hier befindet sich der Grundwasserspiegel in der wechselfeuchten Bodenzone) abgegrenzt. Die geologischen Einheiten werden zu den Einheiten Sand, Geschiebelehm und Sandlöß zusammengefasst. Aus topographischen Karten erfolgt die Ableitung der Landnutzung für die drei Klassen Acker- bzw. Grünland, Heide und Wald.

Der Wasserüberschuss (= Differenz aus mittlerem Jahresniederschlag und realer Evapotranspiration) entspricht bei fehlender Grundwasserbeeinflussung der Sickerwassermenge, die aus Lysimetergleichungen (DYCK & CHARDABELLAS 1963) berechnet werden kann. Für grundwasserbeeinflusste Böden werden je nach Bodentyp und *Flurabstand* (dies ist der Höhenunterschied zwischen Erdoberfläche und Grundwasseroberfläche) entweder Pauschalwerte für den Wasserüberschuss eingesetzt (150 – 200 mm/a) oder aber ein Betrag von 50 mm/a von der errechneten Sickerwasserhöhe abgezogen, um die durch die Grundwasserbeeinflussung erhöhte Verdunstung zu berücksichtigen.

Zur Abschätzung des oberirdischen Abflusses werden vier Gebietstypen verwendet: Bereiche mir sehr hohen, hohen bis mittleren, gelegentlichen und keinem Oberflächenabfluss. Je nach Relief (Oberflächengestalt des Geländes), Bebauung, Infiltrationsvermögen, Entfernung zum *Vorfluter* und dem *Flurabstand* erhalten die Gebiete Werte zwischen 0 und 200 mm/a. Die Grundwasserneubildungsrate errechnet sich schließlich aus der Differenz von Wasserüberschuss und Oberflächenabfluss.

Ein großer Schwachpunkt dieses Ansatzes liegt darin, dass bei der Klassifizierung der Landnutzung weder Acker- und Grünland noch Laub-, Nadel- bzw. Mischwald differenziert werden.

Verfahren nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT

Das Verfahren nach DÖRHÖFER UND JOSOPAIT (1980) wurde im Maßstab von 1:200.000 entwickelt. Als Eingangsgrößen gehen die Kenngrößen Evapotranspiration, Niederschlag, *Grundwasserflurabstand* und Relief ein. Grundsätzlich können mit diesem Verfahren beliebige Niederschlagswerte verarbeitet werden. Es wird jedoch die Nutzung der mittleren Niederschlagshöhen aus mehrjährigen Zeitreihen empfohlen. Das Verfahren eignet sich sowohl für Lockergesteins- wie auch Festgesteinsbereiche. Es kam bisher überwiegend in Niedersachsen zur Anwendung (MEYER & TESMER 2000).

Das Verfahren nutzt den direkten Zusammenhang im humiden Klima (zwischen 600 und 1.000 mm/a), wo steigende Niederschlagshöhen mit steigenden Abflusshöhen einhergehen. Zusätzlich wird der Einfluss des Grundwassers auf die Verdunstungsvorgänge berücksichtigt. Des Weiteren wird eine Beziehung zwischen der Bodenart, dem Bewuchs und der realen Evaporationshöhe hergeleitet. Zur Untersuchung der Abhängigkeit der Verdunstung von der mittleren Korngröße des Bodens greift man auf Lysimeterdaten zurück.

Den Nutzungsarten Acker-/Grünland, Wald und vegetationslosem Boden werden Verdunstungswerte in 12 Evaporationsstufen (ET-Stufen), beginnend mit 225 mm/a unter Verwendung von 25 mm/a-Schritten, zugeordnet. Grundwassernahe Böden (*Flurabstand* von <0,8 m) liegen unabhängig von der Nutzungsart in der höchsten Stufe 575-600 mm/a.

Zur Berücksichtigung des Direktabflusses werden Teilflächen verschiedene Abflussstufen zugeordnet, die das Verhältnis von Gesamtabfluss zu unterirdischem Abfluss (A_{Ges}/A_U) widerspiegeln. Sie stellen ein Maß für die Reliefenergie bzw. den *Grundwasserflurabstand* dar. Dabei wird davon ausgegangen, dass hohe Direktabflüsse sowohl bei steilem Relief wie auch bei grundwassernahen Böden auftreten.

Die Ableitung der Grundwasserneubildungshöhe (Stufen von je 50 mm/a) erfolgt schließlich unter Einbeziehung der ET-Stufe, der Abflussstufe und der Höhe der korrigierten Niederschlagsmenge.

Das Verfahren wird durch die verschiedenen Eingangsparameter limitiert. So wird häufig bei der Klassifikation von Forststandorten nicht zwischen Laub-, Nadel- und Mischwald unterschieden, was sich negativ auf die Berechnung der Evaporation auswirkt. Zudem ist die Ableitung des Versiegelungsgrades aus topographischen Karten in vielen Fällen nicht möglich. Die Erhebung der Reliefenergie aus digitalen Höhenmodellen oder topologischen Karten ist z. T. ebenfalls mühsam. Trotz dieser Einschränkungen ist das Verfahren allgemein anerkannt und wurde z. B. bei wasserwirtschaftlichen Rahmenplanungen angewendet (HAAS 1987). GROSSMANN (1997) kritisierte bei der flächendifferenzierten Berechnung der Grundwasserneubildungsrate im Großraum Hamburg, dass bei der generalisierten Verwendung der Kategorie „grundwassernahe Böden“ nicht zwischen den einzelnen Nutzungstypen unterschieden wird.

Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH

Das Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) ist eine Weiterentwicklung des Verfahrens nach DÖRHÖFER UND JOSOPAIT (1980). Mit ihm wird die Sickerwasserrate flächendifferenziert in einem Raster von 2 km Kantenlänge ermittelt. Anwendung fand es in Teilen Nordrhein-Westfalens.

Die mittlere unkorrigierte Jahresniederschlagsmenge leitet man aus Gleichenkarten (diese zeigen die Flächenhafte Verteilung der Niederschlagsmengen) im Maßstab 1:200.000 ab. Landnutzung und Bodengruppen werden aus den entsprechenden Karten im Maßstab 1:50.000 entnommen. Hierbei wird der Boden in terrestrische Sandböden, terrestrische Lehmböden, sowie semiterrestrische Böden (Aueböden, Gleye, Marschen) mit flach anstehendem Grundwasser bzw. lang anhaltendem Stauwasser unterteilt. Bei der Landnutzung unterscheidet man zwischen Acker-/Grünland, Nadelwald, Mischwald, Laubwald, Gewässer und versiegelten Flächen.

Die Verdunstungswerte richten sich nach den verschiedenen Nutzungsarten. Diese werden in Abhängigkeit von der Bodengruppe pauschal aus Tabellen zugeordnet.

Tab. 18: Mittlere Verdunstungshöhen für verschiedene Bodengruppen und Nutzungen

	Acker- und Grünland	Laubwald	Mischwald	Nadelwald	Bebaute Flächen	Wasserflächen
Terrestrische Sandböden	380	480	540	600	0,2 x N	1,0 x N
Terrestrische Lehmböden	440	540	600	660		
Semiterrestrische Böden	560	650	700	750		

N: Niederschlagsmenge in mm/a

Zur Abschätzung des Direktabflusses werden neben der Reliefenergie auch Bewuchs und Bodengruppe herangezogen. Aus Tabellen ist der prozentuale Anteil des Direktabflusses am Wasserüberschuss zu entnehmen. Für bebaute Flächen wird davon ausgegangen, dass jegliches Wasser, das nicht verdunstet, direkt abfließt. Unter Waldgebieten und auf Wasserflächen findet kein Direktabfluss statt.

Bei der Berechnung der Direktabflussanteile bleiben Ackerfurchen und abflusslose Senken unberücksichtigt (BORK 1988). Während Ackerfurchen den Oberflächenabfluss begünstigen, vermindern abflusslose Senke diese Abflusskomponente. GROSSMANN (1997) stellte darüber hinaus fest, dass bei Messstationen, an denen Niederschlagshöhen um 600 mm/a gemessen wurde, eine zu geringe Grundwasserneubildungsrate berechnet wird.

Verfahren nach MEßER

Das Verfahren nach MEßER (1997) ist eine Weiterentwicklung des Verfahrens nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) und wurde für den urbanen Raum konzipiert. Das Verfahren berücksichtigt den Boden, die Nutzung sowie den Versiegelungsgrad, der in Versiegelungsstufen angegeben wird. Im Gegensatz zu SCHROEDER & WYRWICH erfolgt die Bestimmung des Direktabflussanteiles nicht über Spannbreiten sondern mit fest tabellierten Werten für die jeweilige Reliefenergie. Für bebaute Gebiete und Parkanlagen werden hierzu Mischvegetationen eingeführt. Zudem erfolgt eine differenzierte Betrachtung der Flurabstände, da die Bodentypen in den Bodenkarten wegen anthropogener Veränderungen nicht mehr den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen.

Verfahren nach RENGER & WESSOLEK

Das Verfahren nach RENGER & WESSOLEK (1990) basiert auf den Arbeiten von RENGER & STREBEL (1980), die aus Sickerwasser-Messdaten, unter Verwendung eines Bodenwasserhaushaltsmodells Regressionsbeziehungen für die mittlere jährliche Grundwasserneubildung ableiteten. Das daraus modifizierte Verfahren wurde für ebene Standorte im Lockergesteinsbereich, ohne Berücksichtigung des oberirdischen Abflusses und des Zwischenabflusses, entwickelt. Vereinfacht geht man hierbei davon aus, dass die Differenz zwischen Niederschlag und realer Verdunstung der Grundwasserneubildung entspricht. Als Voraussetzung hierfür muss der Bodenwasserspeicher zu Beginn der Vegetationsperiode bis zur *Feldkapazität* gefüllt sein, d. h. er kann noch bis zu 3 Tagen das Wasser gegen die Schwerkraft halten.

In die verwendeten Gleichungen gehen unkorrigierte Niederschlagshöhen und die potentielle Evaporation nach HAUDE ein. In Gebieten mit erhöhter Luftfeuchtigkeit kann der Einsatz des HAUDE-Verfahrens jedoch zu fehlerhaften Berechnungen führen. Das Verfahren wurde von WESSOLEK (1992) für lokale Verhältnisse erweitert und u. a. von KLAASSEN & SCHEELE (1996) in Hessen eingesetzt.

TUB-BGR-Verfahren

Das TUB-BGR-Verfahren (WESSOLEK et al. 2004) ist die Weiterentwicklung des Verfahrens nach RENGER & WESSOLEK (1990). Durch die Modifikation der bisher verwendeten Regressionsgleichungen kann das Verfahren nun bundesweit angewendet werden. Die Bearbeitung dazu wurde in Zusammenarbeit von der Technischen Universität Berlin (TUB) und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) durchgeführt. An Stelle der Haude-Verdunstung wurde darüber hinaus die bundesweit einheitliche FAO-Gras-Referenzverdunstung verwendet.

Die acht Regressionsgleichungen berechnen die Sickerwasserraten für die Nutzungen Acker, Grünland, Nadel- und Laubwald jeweils für grundwassernahe sowie grundwasserferne Standortbedingungen. Davon abweichende Landnutzungsarten müssen in diese

Systematik eingeordnet werden. Als Eingangsparameter werden folgende Größen verwendet: Mittlere korrigierte jährliche Niederschlagshöhe, Mittlere korrigierte jährliche Niederschlagshöhe des Sommerhalbjahres, mittlere jährliche potentielle Verdunstungshöhe als Gras-Referenzverdunstung, effektive Durchwurzelungstiefe, *nutzbare Feldkapazität*, mittlere Grundwassertiefstand.

Einschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell (BWHM)

Das Einschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell (BWHM) wurde auf Basis von Abfluss- und Lysimetermessungen entwickelt. Es berechnet die Abhängigkeit von Klima, Landnutzung und Bodeneigenschaften durch die Bilanzierung des Wasserhaushaltes und der aktuellen Evapotranspiration für einen Bilanzierungsraum. Bei der Berechnung werden Landnutzungsklassen verwendet, die die phänologische Entwicklung der Pflanzen, Interzeptionsverdunstung für Waldflächen und den kapillaren Aufstieg für grundwasserbeeinflusste Böden berücksichtigen. Als klimatische Eingangsgrößen gehen standortkorrigierte Niederschlagswerte und die Grasreferenzverdunstung ein.

In einem zweiten Schritt findet eine Trennung der Abflusskomponenten (vgl. Abflussganglinie) in Basisabfluss und Direktabfluss statt. Dabei werden klimatische Verhältnisse, Landnutzung, Morphologie, Pedologie, Hydrologie und Hydrogeologie berücksichtigt. Zur Beschreibung wird der Baseflow-Index (BFI) verwendet, der das Verhältnis aus Basisabfluss (Q_{Basis}) und Gesamtabfluss (Q_{Gesamt}) betrachtet. Im langjährigen Mittel kann die Grundwasserneubildung (GWNB) mit dem Basisabfluss gleichgesetzt werden.

Durch eine Regressionsanalyse wird ein statistischer Zusammenhang zwischen Einzugsgebietspezifischen BFI-Werten und unabhängigen Gebietsmerkmalen (Bodeneigenschaften, Geologie) gezogen und die BFI-Werte flächendifferenziert für ein vorgegebenes Raster berechnet.

Zur Modellierung der Grundwasserneubildung in Hessen kam ein zweistufiges GIS-gestütztes Verfahren zum Einsatz, bei dem ein empirisches BWHM nach GROSSMANN (1998) und DOMMERMUTH & TRAMPF (1991) mit einem speziell für Hessen entwickelten Regressionsmodell (HERGESELL & BERTHOLD 2005) gekoppelt wurde. Vergleichbare Verfahren wurden auf Bundesebene zur Erstellung des Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) sowie auf Länderebene in Baden-Württemberg und Bayern angewendet.

Verfahren nach BAGROV-GLUGLA

Das Verfahren nach BAGROV-GLUGLA (BAGROV 1953, GLUGLA et al 1976) berechnet die Grundwasserneubildung auf Basis der potentiellen Evapotranspiration (nach TURC und PENMAN) sowie bewuchs- und bodenart-spezifischen Niederschlagswerten. Die Ermittlung erfolgt dabei über ein Nomogramm (GLUGLA & THIEMER 1971). Von der modifizierten Niederschlagshöhe wird der Direktabfluss subtrahiert, um den effektiven Niederschlag (N_{eff}) zu erhalten. Das Verfahren berücksichtigt die Nutzungsarten vegetationsloser Böden sowie landwirtschaftliche, gärtnerische oder forstwirtschaftliche Nutzung. Aus Tabellenwerken und Diagrammen werden in Abhängigkeit von Bewuchs und Bodenart Effektivitätsparameter ermittelt.

Das Verfahren gilt zunächst nur für Flächen mit flurfernem Grundwasser. Bei Flächen mit flurnahem Grundwasser muss der dadurch entstehende Grundwassereinfluss anhand der mittleren effektiven Durchwurzelungstiefe, des mittleren Grundwasserstandes und der mittleren kapillaren Aufstiegshöhe berücksichtigt werden. Die aktuelle Verdunstung wird aus einem Nomogramm abgeleitet, für das ein Effektivitätsparameter sowie der Quotient aus N_{eff} und ET_{Pot} herangezogen wird. Zieht man von N_{eff} die aktuelle Verdunstung ab, so erhält man die Grundwasserneubildung.

Das Verfahren eignet sich gut für den Einsatz in Lockergesteinsbereichen. Es eignet sich für freie Grundwasserleiter bis zu einer maximalen *Teufe* von 30 m (BIERSTEDT 1991) und wird häufig im ostdeutschen Raum angewendet, wie bei der Erstellung des Umweltatlas von Berlin (2007) (http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas).

Problematisch an dem Verfahren sind die aufwendige Handhabung bei der Ableitung des Effektivitätsparameters und der aktuellen Evapotranspiration aus Nomogrammen. Die Ableitung von Bodenkenngrößen, des *Grundwasserflurabstandes* und der *kapillaren Aufstiegsrate* aus Karten ist ebenfalls nicht trivial. Das Verfahren wurde z.B. in das Abflussbildungsmodell ABIMO implementiert, wodurch die Ableitung des Effektivitätsparameters per Software erfolgt (GLUGLA & FURTIG 1997).

Modellansatz GROWA

Das Modell GROWA (Großräumiger Wasserhaushalt) ist ein GIS-gestütztes empirisches Modell zur flächendifferenzierten Bestimmung der mittleren mehrjährigen Wasserhaushaltsgrößen. Es wurde am Forschungszentrum Jülich im Hinblick auf die Anforderungen der EU-WRRL für das Flusseinzugsgebiet der Elbe entwickelt (KUNKEL & WENDLAND 1998) und vom LBEG Hannover modifiziert. Weitere Einsatzgebiete des Modells in angepasster Form waren u. a. Niedersachsen (DÖRHÖFER et al. 2001) und Nordrhein-Westfalen (BOGENA et al. 2003).

Bei dem Einsatz wird zunächst die reale Evapotranspiration nach RENGER & WESSOLEK (1996) für unterschiedliche Bodenbedeckungen berechet, wobei Einflussparameter wie Relief, Grundwassereinfluss und Versiegelung berücksichtigt werden. In einem zweiten Schritt wird die mittlere jährliche Gesamtabflusshöhe aus der Differenz zwischen Jahresniederschlag und realer Verdunstung ermittelt. Die Grundwasserneubildungshöhe wird indirekt durch die Auftrennung des Gesamtabflusses in Direktabfluss und Basisabfluss bestimmt. Als Teil des langjährigen Wasserhaushaltes entspricht der Basisabfluss dabei der Menge des neugebildeten Grundwassers. Die Gesamtabflussseparation wird im Modell GROWA auf der Grundlage statischer gebietsspezifischer Basisabflussanteile durchgeführt. Die relevanten Gebietskenngrößen werden unter Einbeziehung beobachteter Pegelmessungen auf Basis einer Zusammenhangsanalyse errechnet.

Die Eingangsdaten lassen die Darstellung von Grundwasserneubildungsraten im Maßstab 1:50 000 zu. Die Unterteilung in Lockergestein, Festgestein und Sonderflächen (versiegelt oder drainiert) ermöglicht eine detaillierte Beschreibung der Untergrundsituation im regionalen Maßstab. Gebiete für die in der Bodenkundlichen Karte (1:50.000) bis zu einer Tiefe von 2 m kein Festgestein beschrieben wurde, werden im Modell wie Lockergesteinsgebiete behandelt. Forstflächen werden immer als Nadelwald angesehen.

Quellen (Stand: 31.07.12)

BAGROV, N. A. (1953): Über den vieljährigen Durchschnittswert der Verdunstung von der Oberfläche des Festlandes. – Met. i. Gidrol., 10: 20-25

BIERSTEDT, W. (1991): Vergleich von Berechnungsverfahren zur Grundwasserneubildung.- Wasserwirtschaft - Wassertechnik, 3: 102-114.

BOGENA, H., KUNKEL, R., SCHÖBEL, T., SCHREY, H.-P. & WENDLAND, F. (2003): Die Grundwasserneubildung in Nordrhein-Westfalen. – Schr. d. FZJ, Reihe Umwelt/Environment ,37: 148 S.

BORK, H. (1988): Bodenerosion und Umwelt, 153 S., Abteilung für physische Geographie und Landschaftsöko-logie und Hydrologie, TU Braunschweig Braunschweig.

DOMMERMUTH H. UND W. TRAMPF (1991): Die Verdunstung in der Bundesrepublik 1951 bis 1980, Teile 1 - 3. Deutscher Wetterdienst, Eigenverlag, Offenbach

DORHÖFER, G. & JOSOPAIT, V. (1980): Eine Methode zur fächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneu-bildungsrate. – Geol. Jb., C 27: 349-353

DÖRHÖFER, G., KUNKEL, R., TETZLAFF, B. & WENDLAND, F. (2001): Der natürliche Grundwasserhaushalt in Niedersachsen. – Arb.-H. Wasser 2001/**1**: 109–167

DYCK, S. & CHARDABELLAS, P. (1963): Wege zur Ermittlung der nutzbaren Grundwasserreserven.- Berichte der geologischen Gesellschaft der DDR, 8: 245-262.

GLUGLA, G. & THIEMER, K. (1971): Ein verbessertes Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung.- Wassertechnik, 21(10): 349-351.

GLUGLA, G., ENDERLEIN, R.& EYRICH, A. (1976): Das Programm RASTER – ein effektives Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung im Lockergestein. – Wasserwirtsch. Wassertechn., 26: 377-382

GLUGLA, G. & FÜRTIG, G. (1997): Dokumentation zur Anwendung des Rechenprogramms ABIMO. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Außenstelle Berlin, 19 S.

GROSSMANN, J. (1997): Vergleich von Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung für große Einzugsgebiete. – Das Gas- und Wasserfach - Ausgabe Wasser/ Abwasser ,138 (6): 296–303

GROSSMANN, J. (1998): Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung aus Niederschlag für große Einzugsgebiete. gwf-Wasser/Abwasser 139, Nr. 1, S. 14-23

HAAS, D. (1987): Ermittlung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsrate - Erläutert an einem Beispiel aus dem ostwestfälischen Bergland. – Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskde, 56: 199–213

HERGESELL, M. & BERTHOLD, G.(2005): Entwicklung eines Regressionsmodells zur Ermittlung flächendifferenzierter Abflusskomponenten in Hessen durch die Regionalisierung des Baseflow Index (BFI). Jahresbericht 2004 des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, 47-66

JOSOPAIT, V. & LILLICH, W. (1975): Die Ermittlung der Grundwasserneubildung sowie ihre Kartendarstellung im Maßstab 1:200000 unter Verwendung von geologischen und bodenkundlichen Karten.- DGM, 19: 132-136.

KLAASSEN, S. & SCHEELE, B. (1996): Modellierung der potentiellen Grundwasserneubildung mit einem GIS.- Wasser und Boden, 48(10): 25-28.

KUNKEL, R. & WENDLAND, F. (1998): Der Landschaftswasserhaushalt im Flusseinzugsgebiet der Elbe - Verfahren, Datengrundlagen und Bilanzgrößen. – Schr. d. FZJ, Reihe Umwelt/Environment, 12: 107 S.,

MEYER, T. U & TESMER, M. (2000) : Ermittlung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsrate in Südost-Holstein nach verschiedenen Verfahren unter Verwendung eines Geoinformationssystems.- Diss. FU Berlin, Fachber. Geowiss., 201 S.

MEßER, J. (1997): Auswirkungen der Urbanisierung auf die Grundwasser-Neubildung im Ruhrgebiet unter besonderer Berücksichtigung der Castroper Hochfläche und des Stadtgebietes Herne. – DMT-Berichte Forschung und Entwicklung, Heft 58

RENGER, M. & STREBEL, O. (1980): Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. – Wasser und Boden, 32(8): 362-366

RENGER, M. & WESSOLEK, G. (1990): Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderungen auf die Grundwasserneubildung. – Mit. Inst. für Wasserwesen, Univ. der Bundeswehr München, 386: 295-307.

RENGER, M. & WESSOLEK, G. (1996): Berechnung der Verdunstungsjahresnummern einzelner Jahre. – DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtsch., 238: 47 S.

SCHROEDER, M. & WYRWICH, D. (1990): Eine in Nordrhein-Westfalen angewendete Methode der flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. – DGM, 34: 12-16

WESSOLEK G. (1992): Einfluß der Versiegelung auf die Grundwasserneubildung. - In der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (LfU) (Ed.): Grundwasserüberwachungsprogramm: Grundwasserneubildung aus Niederschlägen. - Workshop der Abteilung "Wasser" der Landesanstalt für Umweltschutz Baden- Württemberg (LfU)153-164, Karlsruhe.

WESSOLEK, G., DUIJNISVELD, W., TRINKS, S. (2004): Ein neues Verfahren zur Berechnung der Sickerwasserrate aus dem Boden: das TUB-BGR-Verfahren.- In: BRONSTERT, A., THIEKEN, A., MERZ, B. [HRSG.]: Forum Hydr Wass, 135-145.

http:// www.lfu.bayern.de

http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas

Heißer Tag

Der Begriff „Heißer Tag“ oder „Hitzetag“ wurde früher als Tropentag bezeichnet (http://www.dwd.de). Darunter versteht man Tage, an denen die Tageshöchsttemperaturen in zwei Meter Höhe 30°C erreichen oder übersteigen. Nach (http://www.wissen.de) spricht man ebenfalls von einem „Heißen Tag“, wenn die mittlere über einen Tag gemessenen Temperatur mindestens 25°C erreicht.

Quellen (Stand: 31.07.12)

http://www.wissen.de

http://www.dwd.de

Heizgradtag

Die sogenannten Heizgradtage sind ein Maß für den Wärmebedarf eines Gebäudes während der Heizperiode. Sie stellen den Zusammenhang zwischen Raumtemperatur und

der Außenlufttemperatur für die Heiztage dar und sind somit ein Hilfsmittel zur Bestimmung des Heizstoffbedarfs (http://www.baunetzwissen.de).

Heizgradtage ergeben sich aus der täglichen Differenz zwischen der mittleren Raumtemperatur von 20°C und der mittleren Außentemperatur über alle Heiztage der Heizperiode (VDI-Richtlinie 2067). Sie werden in der Einheit [K*d/a] angegeben, haben also die Dimension wie eine Temperatur.

Tab. 19: Heizgradtage in Deutschland (http://www.tga-fachplaner.de)

Heizgradtage [K*d/a]	**2003**	**2011**
Berlin-Tempelhof	2368	2011
Fichtelberg	4038	3716
Hamburg-Fuhlsbüttel	2380	2077
München-Flughafen	2697	2324

Quellen (Stand: 31.07.12)
VDI-Richtlinie 2067 (Wirtschaftlichkeit gebäudetechnischer Anlagen)
http://www.baunetzwissen.de/
http://www.tga-fachplaner.de/

Heizperiode

Die Heizperiode ist als die Zeit vom ersten bis zum letzten Heiztag der Wintersaison definiert. Eine Abfolge von fünf Heiztagen nennt man ebenfalls Heizperiode.

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.energie-lexikon.info/heizgrenze.html

Heiztag

Als Heiztag bezeichnet man einen Tag, an dem die gemessene mittlere Außentemperatur unterhalb der Heizgrenze liegt, d.h. die Heizungsanlage muss dann betrieben werden (http://www.energie-lexikon.info/heizgrenze.html). Die Heiztage bilden die Grundlage zur Berechnung der Heizgradtage.

Die Angabe der Heiztage erfolgt indiziert, da bei der Beschreibung sowohl die Heizgrenze wie auch die Innentemperatur von Gebäuden eingehen. Nach der deutschen VDI-Richtlinie 2067 und der DIN 4108 T6 (DIN 2000) wird die Heizgrenze bei 15°C und die Innentemperatur bei 20°C angenommen ($HT_{20/15}$). Davon abweichend wird in Österreich, der Schweiz und in Lichtenstein der $HT_{20/12}$ verwendet (http://www.energiesparhaus.at, http://www.hev-schweiz.ch).

Quellen (Stand: 31.07.12)
VDI-Richtlinie 2067 (Wirtschaftlichkeit gebäudetechnischer Anlagen)
DIN (2000): DIN 4108 T6 Wärmeschutz und Energieeinsparung in Gebäude (Stand 11/2000)
http://www.energie-lexikon.info/heizgrenze.html
http://www.energiesparhaus.at
http://www.hev-schweiz.ch

Hitzetag

Siehe „Heißer Tag“

Hitzewelle (Hitzeperiode)

Hitze wird im Allgemeinen als Ausdruck für ungewöhnlich hohe Temperaturen verwendet. Eine ungewöhnlich lange Phase von direkt aufeinanderfolgenden heißen Tagen bezeichnet man als Hitzewelle. Hierfür existiert jedoch keine allgemein gültige Definition, vielmehr unterscheiden sich Schwellenwerte und andere Rahmenbedingungen (Dauer, Luftfeuchtigkeit, Häufigkeit etc.) von Land zu Land, da regionale klimatische Unterschiede auch eine unterschiedliche Akklimatisierung mit sich bringen.

TINZ et al. (2008) sprechen von einer Hitzewelle in Deutschland, wenn an mindestens fünf aufeinanderfolgenden Tagen Temperaturen über 30°C erreicht werden. Der Deutsche Wetterdienst gibt Hitzewarnungen bei gefühlten Temperaturen von 32°C (starke Wärmebelastung) und 38°C (extreme Wärmebelastung) heraus (http://www.wettergefahren.de). Hierbei sind auch die Luftfeuchte und die Windgeschwindigkeit berücksichtigt.

Tab. 20: Hitzewellen-Definitionen

Definition	aufeinander-folgende Tage	Temperatur-schwellenwert	Zusätze
Regional, Europa			
Belgien	3	$T_{min.}$ >18°C $T_{max.}$ >30°C	Durchschnittliche Mindesttemperatur über 3 Tage >18°C, durchschnittliche Höchsttemperatur >30°C; gemessen an Station Ukkel (Uccule). (CUYPERS 2008)
Dänemark	3	>28°C	durchschnittliche Maximaltemperatur in mehr als 50% des Landes
Deutschland	5	30°C	(nach TINZ et al. 2008)
Frankreich	3	regional unterschiedlich	30°C (CUYPERS 2008); 27°C (Risiko), 32°C (hohes Risiko), 41°C (Gefahr) (LOWE ET AL. 2011)
Niederlande	5	alle >25°C, mind. 3 Tage >30°C	Gemessen an der Station De Bilt (HUYNEN et al. 2001)
Österreich, Steiermark	3	27°C	Mit Umrechnungsfaktor je nach Monat und Region spezifischen Dampfdruck bzw. einer Luftfeuchtigkeit von 60% (FEENSTRA 2011)
Tschechische Republik	3	30°C	KYSELY (2004)
Ungarn	3	26,6°C	Durchschnittliche Mindesttemperatur über 3 Tage >26,6°C (LOWE et al. 2011)
Regional, andere			
Kanada	3	32°C	(http://www.shop.canadiangeographic.com)
USA	3	32°C	ROBERT KOCH-INSTITUT (2004)
Australien, Adelaide	5 bzw. 3	35°C bzw. 40°C	(http://www.bom.gov.au)
Allgemein			
WMO	>5	regional unterschiedlich	Wenn die Durchschnittstemperatur des Zeitraums 1961-1990 um 5°C überschritten wird (FRICH ET AL. 2002)

Im EuroHEAT-Projekt, welches vom „WHO Regional Office for Europe“ koordiniert wurde, wird die Hitzewelle über statistische Werte definiert, wobei für mindestens zwei Tage die

Höchst- und Mindesttemperaturen das 90. *Perzentil* der monatlichen Verteilung überschreiten muss (http://www.euro.who.int). Andere Definitionen benutzen als Schwellenwert das 95. *Perzentil* der Tagesmitteltemperaturen in einem definierten Kontrollzeitraum (z.B. 1961 bis 1990) (ANDERSON & BELL 2011) (vgl. **Hitzewelle, Index**).

Quellen (Stand: 31.07.12)

Anderson, G.B. & Bell, M.L. (2011): Heat Waves in the United States: Mortality Risk during Heat Waves and Effect Modification by Heat Wave Characteristics in 43 U.S. Communities. - Environ Health Perspect 119:210-218. http://dx.doi.org/10.1289/ehp.1002313

Cuypers, D. (2008): Aktionsplan Hitzewellen und Ozonspitzen. - Föderaler Dienst Volksgesundheit, Sicherheit der Nahrungsmittelkette und Umwelt, 14 S. (http://www.dglive.be/PortalData/2/Resources/downloads/gesundheit/plan_HOP_DE.pdf)

Frich, A.; L.V. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A.M.G. Klein Tank & T. Peterson (2002): Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. - Climate Research 19: 193–212. doi:10.3354/cr019193.

Feenstra, O. (2011) [Hrsg.]: Hitzeschutzplan Steiermark, 24 S.

Huynen, M.M.T.E.,Martens, P.,Schram, D., Weijenberg, M.P. & Kunst, A.E. (2001): The Impact of Heat Waves and Cold Spells on Mortality Rates in the Dutch Population. - Environmental Health Perspectives • Vol..109, 5,463-470

Kysely, J. (2004): Mortality and displaced mortality during heat waves in the Czech Republic. Int J Biometeorol (49): 91-97.

Lowe, D., Kristie, L.E. & Forsberg, B. (2011): Heatwave Early Warning Systems and Adaptation Advice to Reduce Human Health Consequences of Heatwaves. - *Int. J. Environ. Res. Public Health* 2011, *8*, 4623-4648; doi:10.3390/ijerph8124623

Robert Koch-Institut (Hrsg.), 11. Juni 2004/Nr.24, S. 189

Tinz, B., E. Freydank und P. Hupfer (2008): Hitzeepisoden in Deutschland im 20. und 21. Jahrhundert, in: J. Lozán u.a.: Warnsignal Klima. Gesundheitsrisiken. Gefahren für Pflanzen, Tiere und Menschen, Hamburg, S. 141-148

http://www.bom.gov.au/announcements/media_releases/sa/20100115_First_Heatwave_SA_Jan.shtml

http://www.euro.who.int/__data/assets/pdf_file/0009/95913/E92473.pdf

http://www.shop.canadiangeographic.com

http://www.wettergefahren.de

Hitzewelle, Index

Indices zur Beschreibung von Hitzewellen gehen auf die Definitionen der extremen Lufttemperaturen in Kombination mit anderen Klimaparametern zurück. Wenn die Auswirkungen von Hitzewellen auf die Umwelt oder den Menschen zu betrachten sind, werden die Lufttemperatur und die Feuchtigkeit kombiniert. Neben den Schwellenwerten für die Temperatur wird ebenfalls die Dauer eines Ereignisses berücksichtigt.

Gemäß dem „Heat Wave Duration Index“ (HWDI) (FRICH 2002) spricht man von einer Hitzewelle, wenn an mindestens sechs aufeinander folgenden Tagen die Tageshöchsttemperatur um mindestens 5°C höher liegt als die mittlere Temperatur eines 5-Tage-Fensters des Referenzzeitraumes.

Quellen (Stand: 31.07.12)

Frich, P., Alexander, L. V., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Klein Tank, A. M. G. & Peterson, T. (2002): Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. - Climate Research, Vol. 19. pp. 193-212.

Kälteperiode

Eine Kälteperiode setzt sich aus mehreren Frostperioden zusammen. Zwischen den Frostperioden dürfen per Definition etwa zwei bis drei Tage mit Temperaturen über Null Grad liegen (http://www.wikipedia.de). Geht man dagegen von der Definition des „Cold Spell duration

index“ (CSDI), dem Index für die Dauer einer Kälteperiode aus, so beträgt die Mindestlänge sechs aufeinanderfolgende Tage (http://icdc.zmaw.de).

Die Dieselkraftstoff-Industrie spricht dagegen von einer Kälteperiode, wenn die Temperaturen unter -7°C (Cloudpunkt) liegen, da dann in oberirdischen Tanks Paraffine auskristallisieren und Filter verstopfen können (http://www.etteldorf-metterich.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.etteldorf-metterich.de/pdf/shell-diesel-kaeltefestigkeit.pdf
http://icdc.zmaw.de
http://www.wikipedia.de

Kälteperiode, Index

Der Index für die Dauer einer Kälteperiode (cold spell duration index, CSDI) ist definiert als jährliche Anzahl der Tage mit wenigstens sechs aufeinanderfolgenden Tagen, an denen die Mindesttemperatur kleiner als das 10. *Perzentil* ist (http://icdc.zmaw.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://icdc.zmaw.de

Klima

In älterer Literatur definiert der Begriff Klima „die Gesamtheit aller meteorologischen Erscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgendeiner Stelle der Erdoberfläche charakterisieren“ (HANN 1883). Eine ähnliche Definition benutzt KÖPPEN (1923), der Klima mit dem „mittleren Zustand und dem gewöhnlichen Ablauf der Witterung an einem gegebenen Ort“ beschreibt. Eine weitere Verfeinerung der Definition wird von CONRAD (1936) vorgenommen: „Unter Klima verstehen wir den mittleren Zustand der Atmosphäre über einem bestimmten Erdort, bezogen auf eine bestimmte Zeitepoche, mit Rücksicht auf die mittleren und extremen Veränderungen, denen die zeitlich und örtlich definierten Zustände unterworfen sind“. Die wissenschaftliche Definition in Anlehnung an HUPFER & CHMIELEWSKI (1990) umfasst verschiedene Definitionen des Begriffs „Klima“, die je nach betrachtetem Prozess und Maßstab (von global bis lokal) unterschiedlich formuliert sind.

Der IPCC (IPCC 2007) definiert Klima in einem engeren und einem weiter gefassten Zusammenhang:

Im engeren, traditionellen Sinne, ist das Klima die statistische Beschreibung des Wetters, genauer der bei der Wetterbeobachtung erfassten Messgrößen, über einen genügend langen Zeitraum (von Monaten bis Millionen von Jahren). Die Weltorganisation für Meteorologie (WMO) definiert jeweils 30-ährige Zeiträume als Klimanormalperioden. Der Betrachtungszeitraum kann aber davon abweichen.

Im weiteren Sinn ist Klima der Zustand des Klimasystems, seiner Statistik und Variabilität. Diese Definition folgt der von HANTEL et al. (1987), die das Klima als das statistische Verhalten der Atmosphäre beschreiben, das für eine relativ große zeitliche Größenordnung charakteristisch ist.

Quellen (Stand: 31.07.12)
Conrad, V. (1936): Die klimatologischen Elemente und ihre Abhängigkeit von terrestrischen Einflüssen. In: Koppen, W. [Hrsg.]., *Handbuch der Klimatologie*, Bd. 1, Teil B. Berlin: Verlag von Gebrüder Borntraeger
Hann, J. (1883): Handbuch der Klimatologie. Engelhorn, Stuttgart

Hantel, M., Kraus, H., Schönwiese, C.-D. (1987): Climate definition. In: Fischer, G. [Hrsg.], Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, Subvolume c1, Climatology. Springer Verlag, Berlin: 1–28

Hupfer, P. & Chmielewski, F.M. (Hrsg.) (1990): Das Klima von Berlin. 288 S.

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change (2007b): Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge.

Köppen, W. (1923): Die Klimate der Erde, Walter de Gruyter, Berlin

http://www.geo.uni-frankfurt.de/iau/klima/PDF_Dateien/Sw_Extrem_DGG_2007.pdf

Klimaelemente

Zur Beschreibung des Klimas werden die mess- und beobachtbaren Elemente des Wetters herangezogen. Man unterscheidet hierbei zwischen physikalischen und chemischen Klimaelementen (z.B. SCHALLER & WEIGEL 2007). Die wichtigsten physikalischen Klimaelemente sind Temperatur, Luftdruck, Wind, Niederschlag, Bewölkung, Sicht, Sonnenscheindauer und Strahlung (http://www.dwd.de). Die chemischen Klimaelemente charakterisieren die stoffliche Zusammensetzung der Luft und der Niederschläge. Die Atmosphärenchemie wird dabei durch folgende Parameter und Parametergruppen erfasst: Kohlenstoffdioxid (CO_2), bodennahes Ozon (O_3), Ammoniak (NH_3), Stickoxide (NO_x), Schwefeldioxid (SO_2) und flüchtige organische Substanzen („volatile organic compounds“, VOC) (DÄMMGEN & WEIGEL 1998).

Quellen (Stand: 31.07.12)

DÄMMGEN, U. & WEIGEL, H. J. (1998): Trends in atmospheric composition (nutrients and pollutants) and their interaction with agroecosystems. - In: EL BASSAM, N., BEHL, R. K. & PROCHNOW, B. [Hrsg.]: Sustainable Agriculture for Food, Energy and Industry: Strategies Towards Achievement, Proc. Int. Conf. in Braunschweig, 85-93.

Schaller, M. & Hans-Joachim Weigel, H.-J. (2007): Analyse des Sachstands zu Auswirkungen von Klimaveränderungen auf die deutsche Landwirtschaft und Maßnahmen zur Anpassung. - Landbauforschung Völkenrode - FAL Agricultural Research – Sonderheft 316, 247 S.

http://www.dwd.de

Klimafaktoren

Klimafaktoren, auch klimatologische Wirkungsfaktoren genannt, sind Faktoren, die die Klimaelemente und somit das Klima eines Ortes beeinflussen. Die wesentlichen natürlichen Klimafaktoren sind geographische Breite, topographische Höhe und Exposition, Entfernung vom Meer und anderen größeren Wasserflächen, Bodenart und Bodenbedeckung. Hinzu kommen anthropogene Faktoren wie Bebauung und Abwärme (http://www.dwd.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)

http://www.dwd.de

Klimanormalperiode

Die Weltorganisation für Meteorologie (WMO) legt 30-jährige Bezugszeiträume der Klimabeobachtung als Normalperioden fest. Die aktuelle Normalperiode läuft seit 1991 und dauert bis 2020. Als Referenzzeitspanne wird die Periode von 1961 – 1990 verwendet (http://www.dwd.de).

Für den Zeitraum einer Normalperiode werden die statistischen Kenngrößen der Klimadaten berechnet, die dann als Referenz für die Auswertung und Betrachtung des Klimas auf internationaler Ebene herangezogen werden. Die Definition einer Klimanormalperiode dient zudem der Vergleichbarkeit von klimatologischen Auswertungen (http://www.top-wetter.de).

Allerdings werden in der Klimaforschung auch andere Vergleichsperioden gewählt. Aus statistischen Gründen bzw. bei besserer Datenlage wird beispielsweise 1971 – 2000 herangezogen (vgl. Landesamt für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz, Land Brandenburg (LUGV 2010) bzw. SCHUCHARDT et al. (2010)). Je nach Fragestellung können die Bezugszeiträume auch kürzer oder länger als 30 Jahre sein. Dies hängt davon ab, ob die über die Bezugsperiode ermittelten statistischen Kenngrößen stabil sind. So werden etwa zur zuverlässigen Angabe der gemittelten Niederschlagssummen oder der Eigenschaften von Extremwerten längere Zeiträume als 30 Jahre benötigt.

Quellen (Stand: 31.07.12)

LUGV (2010): Auswertung regionaler Klimamodelle für das Land Brandenburg - Teil 2 – Gegenüberstellung klimatologischer Parameter mittels WettReg und WettReg2010 und deren Einordnung in das Ensemble der Regionalmodelle. - Fachbeiträge des Landesamts für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz, Land Brandenburg (LUGV), Heft Nr. 115, 283 Seiten

Schuchardt, B. ,Wittig, S. & Spiekermann, J. (2010): Klimaszenarien für ‚nordwest2050' - Teil 2: Randbedingungen und Beschreibung. - 3. WERKSTATTBERICHT, Juni 2010, 76 S

http://www.dwd.de

http://www.top-wetter.de

Megadürre

Eine Megadürre (megadrought) ist eine lang andauernde und durchdringende Dürre, die sich über einen Zeitraum von zehn oder mehr Jahren erstrecken kann (IPCC 2012). Von den katastrophalen Dürren sind besonders die Trockengebiete des afrikanischen Kontinents wie etwa die Sahel-Zone betroffen (DAI et al. 2004). Aber auch aus dem Mittleren Westen der USA sind zwei Megadürren in der zweiten Hälfte des 16. und im letzten Viertel des 13. Jahrhunderts nachgewiesen, die jeweils einige Jahrzehnte anhielten (WOODHOUSE & OVERPECK 1998)

Quellen (Stand: 31.07.12)

DAI, A., LAMB, O. J., TRENBERTH, K. E., HULME, M., JONES, P. D. & XIE, P. (2004): Comment: The recent Sahel drought is real. - Int. J. Climatol., 24, 1323-1331

IPCC (2012): Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., Barros, V., Stocke, T. F., Qin, D., Dokken, D. J., Ebi, K. L., Mastrandrea, M. D., Mach, K. J., Plattner, G.-K., Allen, S. K., Tignor, M. & Midgley, P. M. [eds.]: Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.

WOODHOUSE, C.A. & OVERPECK, J. T. (1998): 2000 Years of Drought Variability in the Central United States. - Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 79, No. 12, 2693-2714

Niederschlag, Index

MANTON et al (2001), FRICH et al. (2002) und das STARDEX-Konsortium (EU-Projekt: Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions) (STARDEX (2005) stellten in ihren Arbeiten Sammlungen von Indices vor, die sich auf Niederschläge beziehen. Ausgewählte Indices sind in nachfolgender Tabelle zusammengefasst.

Tab. 21: Niederschlag-Indices

Abkürz.	Beschreibung	Bemerkungen	Einheit
1dayT [1)]	Maximale tägliche Niederschlagsmenge		mm
5dayT [1)], px5d [2)]	höchste 5-Tagessummen-Niederschlagssummen	höchste 5-Tagessummen-Niederschlagssumme; potentieller Überflutungsindikator [4)]	mm

Abkürz.	Beschreibung	Bemerkungen	Einheit
90pT [1)]	Gesamtniederschlag von Ereignissen ≥90. Perzentil		mm
95pT [1)]	Gesamtniederschlag von Ereignissen ≥95. Perzentil		mm
90pNoD [1)], pnl90 [2)]	Anzahl der Tage mit Niederschlagsmenge ≥90. Perzentil	Starkregentage	d
95pNoD [1)]	Anzahl der Tage mit Niederschlagsmenge ≥95. Perzentil		d
pq90 [2)]	90. Perzentil der Tagesniederschlagsmenge	Starkregen-Schwelle	mm/d
pint [2)]	Einfache tägliche Niederschlagsintensität	Mittlere Niederschlagsmenge eines Regentages	mm/d
90pInt [1)]	Einfacher Index der Niederschlagsintensität (90pT/90pNoD)		mm/d
95pInt [1)]	Einfacher Index der Niederschlagsintensität (95pT/95pNoD)		mm/d
pfl90 [2)]	Anteil der Gesamtregenmenge zu Ereignissen >90.Pezentil	Starkregen-Anteil	%
pxdd [2)]	Maximal Anzahl von aufeinander folgenden Trockentagen	Längste Trockenperiode	d
R10 [3)]	Anzahl der Tage mit einem Niederschlag ≥ 10 mm/d	erfasst sehr nasse Tage	d
SDII [3)]	Einfacher Tages Intensitäts-Index (Jahressumme/ Anzahl von Regentagen mit N≥ 1 mm/d)		mm/d

[1)] MANTON et al. (2001), [2)] STARDEX (2005), [3)] FRICH et al. (2002), [4)] Peterson et al. (2001)

Quellen (Stand: 31.07.12)

Frich. P., L. V. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A. M. G. Klein Tank und T. Peterson (2002): Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. ClimateResearch 19: 193-212.

Manton, M. J., Della-Marta, P. M., Haylock, M. R., Hennessy, K. J., Nicholls, N., Chambers, L. E., Collins, D.A., Daw, G., Finet, A., Gunawan D., Inape, K., Isobe, H., Kestin, T. S., Lefale, P., Leyu, C. H., Lwin, T., Maitrepierre, L., Ouprasitwong, N., Page, C. M., Pahalad, J., Plummer, N., Salinger, M. J., Suppiah, R., Tran, V. L., Trewin, B., Tibig, I. & Yee, D. (2001): Trends in extreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and the South Pacific: 1961–1998. - *International Journal of Climatology* **21**: 269–84, DOI:10.1002/joc.610.

Peterson, T.C., Foland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A. & Plummer, N. (2001): Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs – 1998-2001, 143 S.

STARDEX (2005): Downscaling Climate extremes. – STARDEX-report, 21 p.

Regenperiode

Eine Regenperiode ist durch eine Abfolge von aufeinanderfolgenden Tagen gekennzeichnet, an denen jeweils ein Niederschlag von mindestens 1 mm/Tag gefallen ist. (http://cccma.seos.uvic.ca).

Quellen (Stand: 31.07.12)

http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/list_27_indices.shtml

Regentag

In der Meteorologie spricht man bereits von einem Regentag, wenn innerhalb von 24 Stunden eine Regenhöhe von ≥ 1mm (1 l/m^2) gemessen wurde (http://cccma.seos.uvic.ca). Die

Definition wird auch als „simple precipitation intensity index“ (SDII) bezeichnet. Somit kann auch ein sonniger und trockener Tag, an dem es nur in den Nachtstunden einen kurzen Schauer gab, der die Mindestniederschlagsmenge überschritten hat, als Regentag gewertet werden.

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/list_27_indices.shtml

Saffir-Simpson-Hurrikan-Skala

Die SAFFIR-SIMPSON-Hurrikan-Skala wurde Anfang der 1970er Jahre von H. SAFFIR und B. SIMPSON entwickelt, und ab 1972 vom National Hurricane Center offiziell eingeführt (http://www.dwd.de).

Zur Einordnung der Stürme wird die Windgeschwindigkeit verwendet. Die Einteilung in fünf Kategorien, mit 1 beginnend, wurde nach der Höhe der vom Sturm erzeugten Meereswellen und dem Luftdruck im Zentrum (Auge) des Hurrikans vorgenommen

Tab. 22: SAFFIR-SIMPSON-Hurrikan Skala (Stand 2012) (http://www.nhc.noaa.gov)

Stufe/Kategorie	Bezeichung	Windgeschwindigkeit		Anstieg des Wasserspiegels [m]
		Knoten	km/h	
Tropisches Tief		< 34	< 63	≈ 0
Tropischer Sturm		34 – 64	63 – 118	0,1 – 1,1
Hurrikan Kategorie 1	schwach	64 – 82	119 – 153	1,2 – 1,6
Hurrikan Kategorie 2	mäßig	83 – 95	154 – 177	1,7 – 2,5
Hurrikan Kategorie 3	stark	96 – 112	178 – 209	2,6 – 3,8
Hurrikan Kategorie 4	sehr stark	113 – 136	209 – 251	3,9 – 5,5
Hurrikan Kategorie 5	verheerend	> 136	> 251	> 5,5

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.nhc.noaa.gov
http://www.dwd.de

Schneebedeckung

Als Tage mit Schneebedeckung werden die Tage betrachtet, an denen eine geschlossene Schneedecke mit einer Höhe von ≥ 1cm auftritt. Der Deutsche Wetterdienst (DWD) definiert vier Schneebedeckungs-Grade (http://www.dwd.de).

Die Schneebedeckung spielt für hydrologische Fragestellungen in Bergregionen eine große Rolle. Während der kalten Jahreszeit werden die Niederschläge als Schnee und Eis in den Hochlagen gespeichert, so dass diese nicht zum Abfluss beitragen können. Während der Schneeschmelze wird das Wasser dann freigesetzt und führt in den Sommermonaten zu einem Hochwasserabfluss. In Abhängigkeit der Temperaturen ist die Speicherung der festen Niederschläge über Wochen und Monate möglich, was den Grundwasserhaushalt auch über die Winterperiode hinaus beeinflussen kann.

Tab. 23: DWD-Klassifikation des Schneebedeckungsgrades

Schneebedeckungsgrad	Beschreibung
1,0	geschlossene Schneedecke
0,5 bis <1,0	durchbrochene Schneedecke
0,1 bis <0,5	Schneeflecken
<0,1	Schneereste

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.dwd.de

Schneemenge

Die Schneemenge wird als Schneewasseräquivalent in [mm] angegeben. Also die Wassermenge, die man erhält, wenn man eine Schneedecke mit bekannter Höhe und Dichte zum Schmelzen bringt. Durch die Kristallstruktur der Schneeflocken ist die Schneehöhe deutlich größer als die entsprechende Wassermenge. Als Faustregel gilt hier: 1 mm Niederschlag entspricht rund 10 mm Schnee (http://www.glaette24.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.glaette24.de

Schneetag

Als Schneetag wird ein Tag definiert, an dem zwischen dem Frühtermin (6 Uhr) und dem Frühtermin des Folgetages Niederschlag ausschließlich in Form von Schnee gefallen ist. Die Niederschlagsmenge (geschmolzener Schnee) muss dabei mindestens 0,1 l/m^2 bzw. 0,1 mm betragen (http://www.dwd.de). Zieht man die Schneehöhe zur Definition heran, so ist ein Schneetag ein Tag, an dem mindestens 1 cm Schnee gefallen ist (http://eca.knmi.nl).

Neben den meteorologischen gibt es aber auch sektorbezogene Definitionen. So verwendet die Tourismusbranche eine etwas abweichende Definition, die als Grundlage zur Absicherung des Umsatzrisikos dient. Hier ist ein Schneetag ein Tag, an dem im Skigebiet die Tagesminimumtemperatur unter 3°C liegt oder der Niederschlag in Form von Schnee fällt (http://www.deutschewetterschutz.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.dwd.de
http://www.deutschewetterschutz.de
http://eca.knmi.nl/

Sommertag

Ein Sommertag ist die meteorologisch-klimatologische Bezeichnung für einen Tag, an dem das Maximum der Lufttemperatur 25°C mindestens einmal am Tag erreicht oder überschreitet (http://eca.knmi.nl/).

Die Menge der Sommertage enthält auch die Untermenge der „**Heißen Tage**“. Die Anzahl der Sommertage ergänzt die Aussagen zur Güte eines Sommers, welcher primär anhand der Anzahl der „Heißen Tage“ ermittelt wird (http://www.dwd.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.dwd.de

http://eca.knmi.nl/

Starkregen

Für Starkregen bzw. ein Extremniederschlagsereignis gibt es keine allgemeine Definition, da die charakteristischen Niederschlagsmengen von der jeweiligen Klimazone abhängen. (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Schwellenwerte, die zur Definition herangezogen werden, können auf festen Größen, Perzentilwerten oder alternativ auf deskriptiver Statistik basieren, was letztere geographisch variabel macht (MANTON et al. 2001). Im Allgemeinen kann Starkniederschlag als selten auftretender Niederschlag mit zerstörerischer Wirkung (z.B. Überflutungen) bezeichnet werden. Der Starkregen kann zu schnell ansteigendem und abfließendem Hochwasser oder Überschwemmungen führen, die häufig mit Bodenerosion einhergehen.

Definition nach Intensität und Niederschlagsmenge

Abhängig von der Fragestellung existieren verschiedene Definitionen, die sich aber immer auf Niederschlagsmenge pro Zeiteinheit beziehen. Als Kriterium für Starkregen wird oft die WUSSOW-Formel (NACHTNEBEL 2003) für eine Niederschlagsdauer von unter 30 Minuten bzw. die Starkregenkriterien nach SCHIMPF (SCHIMPF 1970) für Starkregen über 30 Minuten angesetzt. LIEBMANN et al. (2001) sprachen von einem Starkregen, wenn die Niederschlagsmenge an einem Tag größer ist als 20% der vierteljährlichen Jahressumme (5-Monats-Periode).

Tab. 24: Übersicht von Starkregen-Schwellenwerten für Deutschland (1 mm = 1 (l/m²))

Zeit-intervall	Kriterium n. WUSSOW	Kriterium n. SCHIMPF	Starkregen, DWD	Heftiger Stark-regen, DWD	Niederschlagsrekorde Deutschland
5 min	5,0 mm	7,5 mm	5 mm		*16,3 mm (25. 08.2006), Berlin-Tegel (http://info.infolands.de)*
10 min	7,1 mm	9,1 mm	7,1 mm		*126 mm in 8 min. (25.05.1920), Füssen (Häuser,1922)*
20 min	10 mm	10,9 mm	10 mm		
30 min	12,2 mm	12,2 mm			
1 h	17,1 mm	14,7 mm	17,1 mm	25 mm	*108,3 mm (25. 08.2006), Berlin-Tegel (http://info.infolands.de)*
2 h	24,0 mm	17,8 mm			
6 h	42,4 mm	24,0 mm		35 mm	
1 d	84,9 mm	35,0 mm			*312 mm (12.08. bis 13.08.02), Zinnwald, Osterzgebirge (DWD)*

Weitere Definitionen für Starkregenereignisse	
Zeit-intervall	**Schwellenwerte, Literaturangaben mit [Länderkennung]**
1 d	10 mm: Starkregen (heavy precipitation), (http://eca.knmi.nl/) [EUR] 20 mm: heftiger Starkregen (very heavy precipitation), (http://eca.knmi.nl/) [EUR] 20 mm: MICE (2005) [D], BERNHOFER et al. (2005) [D] 60 mm: KARAGIANNIDIS et al. (2009) [EUR]
1d	nach Perzentil-Methode (ZOLINA et al. (2008) [D] Bergland, Süddeutschland: 35 mm; Bergland, Mitte Deutschland: 20 -25 mm Flachland, Deutschland: 10 mm

[D]: Deutschland, [EUR]: Europa

Definition nach statistischer Auswertung

Auch die statistischen Auswertungsmethoden zur Ermittlung von Starkregenereignissen sind nicht einheitlich und unterscheiden sich nach Zielsetzung und Datenbasis. Eine häufig praktizierte Vorgehensweise ist die Definition des *Perzentils* (Hundertstelwert), dessen Überschreitung ein Starkregenereignis signalisiert. Die betrachteten Zeiträume besitzen allerdings keine definierte Länge und unterscheiden sich von Autor zu Autor.

GRIESER & BECK (2002) verwendeten für ihre Trenduntersuchung in Deutschland (1941 – 2000) das 99. *Perzentil* um Extremniederschläge zu beschreiben. In HUNDECHA & BARDOSSY (2005) wurden im Rhein-Einzugsgebiet für das Zeitintervall 1958 – 2001 alle Ergebnisse über dem 90. *Perzentil* als Starkregen klassifiziert. ZOLINA et al. (2008) verwendeten bei ihrer Betrachtung für Westdeutschland (1954 – 2004) das 95. *Perzentil* zur Beschreibung von Starkniederschlägen bzw. das 99. *Perzentil* für Extremniederschläge, wobei sich deutliche regionale Unterschiede zeigten.

Viele Autoren betrachteten dazu Niederschlagsstationen im flächenhaften Zusammenhang, um so robustere Ergebnisse zu erhalten. Die Aussagekraft einzelner Stationen ist allerdings auf lokale Gegebenheiten begrenzt. Da bei dem statistischen Ansatz oft große regionale Unterschiede auftreten, müssen die Ergebnisse immer gebietsbezogen betrachtet werden. Vergleiche zwischen unterschiedlichen Regionen sind dagegen wenig hilfreich. So definierten GROISMAN et al. (2004) den Beginn eines heftigen Starkregens ab 0,3% der statistischen Verteilungskurve, was für den Mittleren Westen der USA 80 mm/d bedeutet. Die höchsten Werte für Starkregen in Deutschland unter Verwendung des 95. *Perzentils* liegen dagegen bei Werten um 35 mm/d (ZOLINA et al. 2008).

Definition nach Wiederkehrraten

FREI & SCHÄR (2001) betrachteten für die Schweiz (Datenbasis 1901 – 1994) die Überschreitung der oberen *Perzentile* 1/10, 1/30, 1/ 100 und 1/365, was einer jeweiligen Wiederkehrperiode von 10, 30, 100 bzw. 365 Tagen entspricht. Die Ergebnisse wurden nachfolgend als „moderat“, „intensiv“, „stark“ und „extrem“ beschrieben.

Zum Vergleich: Beim Elbehochwasser 2002 wurden an der Station Zinnwald-Georgenfeld (Sachsen) im August binnen 24 Stunden 312 Millimeter gemessen. Die Wiederkehrrate für solche Tagesmengen liegt bei rund 500 Jahren (LUTERBACH 2004).

QUIRMBACH (2011) ging bei der Analyse der Häufigkeit von Starkregen in der Emscher-Lippe-Region einen ähnlichen Weg. Er verwendete entsprechend der Definition des MICE-Projektes (MICE 2005) einen Schwellenwert von 20 mm pro Tag. Diese Niederschlagsmenge tritt im Mittel 3,6 Mal pro Jahr an einer Messstation auf und entspricht somit der meteorologischen DWD-Definition eines Tagessummenwertes für einen Starkregen, da dieser nur an etwa jedem 100. Tag überschritten wird (DWD 2011). BARTELS et al. (1997) gaben abweichend davon an, dass die Niederschlagsmenge eines Starkregens im Mittel höchstens zweimal jährlich auftreten darf.

***Nutzerhinweis**: Einerseits gibt die Verwendung von festen Schwellenwerten einen schnellen Überblick und ermöglicht eine einfache Art der Klassifikation. Andererseits werden dadurch für unterschiedliche Regionen, Höhenlagen und Klimazonen die gleichen Maßstäbe angelegt, was wenig sinnvoll ist. Zielführender ist die statistische Herangehensweise unter Verwendung der größten 1% - 5% der Verteilungskurve bei gleichzeitiger Angabe der Wiederkehrrate. Wichtig für eine nachfolgende Dokumentation und zur Einordnung der Ergebnisse sind genaue Angaben zu: Region, Anzahl der Messstellen, Abstand der Messstellen bzw. Messstellendichte und Betrachtungszeitraum.*

Quellen (Stand: 31.07.12)

Bartels, H.; Dietzer, B.; Malitz, G.; Albrecht, F.M. & Guttenberger, J. (2005): KOSTRA- DWD-2000 Starkniederschlagshöhen für Deutschland – Fortschreibungsbericht, 53 S., Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

Baumgartner, A. & Liebscher H.J. (1996): Allgemeine Hydrologie. 694 S., Gebrüder Bornträger, Berlin.

Bernhofer, C., Goldberg, V. &. J. Franke (2005): REKLI II – Optimierung der Klimadatenbank REKLI für Auswertungen im Bereich der Wasserwirtschaft. Tharandt, Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben des Ministeriums für Landwirtschaft, 22 S.

DWD (2011): Pressemitteilung DWD vom 15.02.2011

Frei, C. & Schär, C. (2001): Detection probability in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. - J. Climate 14, 1568-1584.

Grieser, J. & Beck, C. (2002): Extremniederschläge in Deutschland Zufall oder Zeichen? -Klimastatusbericht, DWD. 141 S.

Groisman, P.Ya. R.W. Knight, T.R. Karl,D. R. Easterling, B.Sun, & J. M. Lawrimore (2004): Contemporary Changes Of The Hydrological Cycle Over The Contiguous United States: Trends Derived from In Situ Observations. *J. Hydrometeor*, **5**, 64–85. doi: http://dx.doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0064:CCOTHC>2.0.CO;2

Haeuser, J (1922): Ein Wolkenbruch von bisher noch nicht gekannter Intensität. - In: Kurze starke Regenfälle in Bayern, ihre Ergiebigkeit, Dauer, Intensität, Häufigkeit und Ausdehnung. Abhandlungen der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde München, 1. Ergänzungsband, umfassend den Beobachtungszeitraum 1916–1920.

Hundecha, Y. & Bardossy, A. (2005): Trends in daily precipitation and temperature extremes across western Germany in the second half of the 20th century. - Int. Journal of Climatology 25: 1189–1202.

Karagiannidis, A., Karacostas, T., Maheras, P. & Makrogiannis, T. (2009): Trends and seasonality of extreme precipitation characteristics related to mid-latitude cyclones in Europe. - Adv. Geosci., 20, 39–43.

Liebmann, B., Jones, C. & Carvalho, L. M. V. (2001): Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of São Paulo, Brazil. - *J. Climate*, 14, 208-218.

Luterbacher, J. (2004): Flutkatastrophen in Zentraleuropa - erlebte Geschichte und Szenarien für die Zukunft. In: Bedrohte Museen: Naturkatastrophen – Diebstahl – Terror. Bodenseesymposium in Bregenz (Österreich), pp. 10-15.

Manton, M. J., Della-Marta, P. M., Haylock, M. R., Hennessy, K. J., Nicholls, N., Chambers, L. E., Collins, D.A., Daw, G., Finet, A., Gunawan D., Inape, K., Isobe, H., Kestin, T. S., Lefale, P., Leyu, C. H., Lwin, T., Maitrepierre, L., Ouprasitwong, N., Page, C. M., Pahalad, J., Plummer, N., Salinger, M. J., Suppiah, R., Tran, V. L., Trewin, B., Tibig, I. & Yee, D. (2001): Trends in extreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and the South Pacific: 1961–1998. - *International Journal of Climatology* **21**: 269–84, DOI:10.1002/joc.610.

MICE (2005): Final-Report of the MICE-Project (Modelling the Impacts of Climate Extremes). Climatic Research Unit, University of East Anglia, UK, 20 p.

Nachtnebel, H. P., 2003: Studienblätter der Gewässerkunde, Hydrometrie und Hydroinformatik. Boku Wien, Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau, SS 2004, Zugriff September 2008,

Quirmbach, A. (2011): Analyse der Häufigkeit von Starkregen mit N≥ 20 mm/d, dynaklim-Kompakt, Nr. 1, 6S.

Schimpf, H. (1970): Untersuchung über das Auftreten beachtlicher Niederschläge in Österreich. – Österreichische Wasserwirtschaft , Jg. 22, Heft 5/6, 121-127

Zolina, O., Simmer, C., Kapala, A., Bachner, S., Gulev, S. & Marchel, H. (2008): Seasonally dependent changes of precipitation extremes over Germany since 1950 from a very dense observational network. - J. Geophys. Res., 113, D06110.

http://wiki.bildungsserver.de

http://www.deutscher-wetterdienst.de

http://info.infolands.de/

http://eca.knmi.nl/

Starkregenepisode

Eine Starkregenepisode beschreibt ein mehrtägiges bzw. regionalbezogenes Starkregenereignis.

KARAGIANNIDIS et al. (2009) definieren eine Starkregenepisode als Ereignis, wobei entweder am selben Tag an mindestens zwei Klimastationen im Umkreis von 550 km oder an zwei aufeinanderfolgenden Tagen an mindestens einer Station (dieselbe oder eine direkt benachbarte) jeweils eine Niederschlagsmenge von 60 mm/d zu verzeichnen ist.

Auf (http://www.nachhaltigkeit.at) wird eine ähnliche Definition verwendet, wobei die angesprochenen Ereignisse zwei bzw. vier Tage andauerten. Als Niederschlagsmengen treten hierbei zwischen 100 mm und 200 mm pro Episode auf. Lokale Maxima können Werte von über 300 mm pro Episode erreichen.

Quellen (Stand: 31.07.12)

Karagiannidis, A., Karacostas, T., Maheras, P. & Makrogiannis, T. (2009): Trends and seasonality of extreme precipitation characteristics related to mid-latitude cyclones in Europe. - Adv. Geosci., 20, 39–43.

http://www.nachhaltigkeit.at

Sturmtag

Ein Sturmtag ist ein Tag, an dem die maximale Windgeschwindigkeit 62 km/h bzw. 17,2 m/s (**Beaufort-Skala** 8 = stürmischer Wind) überschreitet. Als Referenzwert dient das größte während des Tages auftretende 10-Minuten-Mittel (http://www.dwd.de).

Ein Sturm in **Windstärke** 8 kommt in Deutschland etwa zwanzig bis dreißig Tage im Jahr vor (http://www.versicherung-in.de). Bei dieser Windstärke brechen Zweige ab und Dachziegel werden von den Häusern abgehoben. Bei der Schadensregulierung von Sturmschäden zahlen in der Regel Wohngebäude- und Hausratsversicherungen erst ab einer Windstärke 8. (http://www.versicherung-in.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)

http://www.dwd.de

http://www.versicherung-in.de

Sturzflut

Von einer Sturzflut spricht man, wenn innerhalb von sechs Stunden nach einem starken Regenereignis oder einem Dammbruch bzw. Durchbruch einer anderen Barriere plötzlich riesige Wassermengen über ein Gebiet hereinbrechen (http://www.atmosphere.mpg.de).

Sturzfluten können in zwei Gruppen klassifiziert werden: 1) Sturzfluten im Flachland und 2) Sturzfluten im Hügelland oder Mittelgebirge. Beide Typen unterscheiden sich in ihrer Strömungs- und Abflusscharakteristik (http://www.buw-output.uni-wuppertal.de). Bei einer Flachlandsturzflut kommt es zu Überlastungen lokaler Abwasser- und Entwässerungssysteme. Bei einer Gebirgssturzflut treten sehr hohe Fließgeschwindigkeiten auf. Von den Wassermassen werden große Mengen an Material transportiert, die zu enormen Ablagerungen führen und Abwasser- und Entwässerungssysteme verstopfen.

Eine Sturzflut trifft die Bevölkerung meist unvorbereitet, auch in technisch gut ausgerüsteten Staaten kann nicht immer vor Ihnen gewarnt werden.

Quellen (Stand: 31.07.12)

http://www.atmosphere.mpg.de

http://www.buw-output.uni-wuppertal.de

Temperaturanomalie

Im Bereich der Klimaforschung werden häufig Temperaturanomalien, also Abweichungen der Temperatur von langjährigen Temperatur-Mittelwerten berechnet, um ihre Variabilität zu untersuchen und zu veranschaulichen.

Eine Grundvoraussetzung für die Verwendung von Temperaturanomalien ist die Definition des Referenzsystems (Referenzzeitraum) und des Beobachtungssystems (Beobachtungszeitraum) (http://www.klimabuero-polarmeer.de/, http://www.bfs.admin.ch). Der Referenzzeitraum ist

dabei der Zeitraum, dessen Messwerte als Norm zum Vergleich mit Messwerten aus einem anderen Zeitraum gelten sollen. Der Beobachtungszeitraum beschreibt dagegen den Zeitraum, für den es Fragestellungen zu beantworten gilt.

Für geothermische Fragestellungen rückt die Betrachtung von Temperaturfahnen im Grundwasser in den Vordergrund. Auch hierbei werden Temperaturabweichungen analysiert. Dazu vergleicht man Referenzwerte (unbeeinflusste Hintergrundwerte) und thermal beeinflusste Werte (RAUCH 1992).

Quellen (Stand: 31.07.12)

Rauch, W. (1992): Ausbreitung von Temperaturanomalien im Grundwasser. – Veröffentlichungen der Universität Innsbruck, 188: 135 S., 23 Beil.; Innsbruck

http://www.klimabuero-polarmeer.de/

http://www.bfs.admin.ch

Temperatur, Index

PETERSON et al. (2001), FRICH et al. (2002) und das STARDEX-Consortium (STARDEX-Konsortium (EU-Projekt: Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions) (STARDEX (2005) stellten in ihren Arbeiten Indices-Sammlungen vor, die sich auf Temperaturen beziehen.

Tab. 25: Ausgesuchte Indices mit Temperaturbezug

Abkürzung	Beschreibung	Benutzerfreundlicher Name	Einheit
txq90 [1)]	T_{max} 90. Perzentil – die heißesten Tage pro Jahreszeit (10%)	Heisser Tag – Schwellenwert	
Tn90 [2)]	Anteil der Zeit mit T_{min} >90. Perzentil der täglichen Minimaltemperatur		%
tnq10 [1)]	T_{min} 90. Perzentil – die kältesten Nächte pro Jahreszeit (10%)	Kalte Nacht – Schwellenwert	
ETR [2)]	Differenz zwischen der höchsten und niedrigsten Temperaturaufzeichnung innerhalb eines Kalenderjahres	Temperaturspektrum eines Kalenderjahres	K
tnfd [1)], Fd [2)]	Anzahl der Frosttage (T_{min}<0°C)	Frosttage, Nicht anwendbar in den Tropen [3)]	d
CDD [2)]	Maximale Anzahl von aufeinanderfolgenden Trockentagen (N< 1 mm)	Länge der Trockenperiode potentieller Trockenindikator [3)]	d
txhw90 [1)]	Hitzewellen Dauer	Längste Hitzewelle	d
HWDI [2)]	Maximale Periode >5 aufeinanderfolgende Tage mit T_{max}>5°C über der täglichen T_{max}-Normale von 1961-90	Heat Wave Duration Index, außerhalb der gemäßigten Zone begrenzt gültig [3)]	d
GSL [2)]	Periode der Tage mit T_{day}>5°C für >5 Tage und T_{day}<5°C für >5 Tage	Länge der Vegetationsperiode; nur gültig für gemäßigte Zone [4)]	d

[1)] STARDEX (2005), [2)] FRICH et al. (2002), [3)] PETERSON et al. (2001)

Quellen (Stand: 31.07.12)

Frich. P., L. V. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A. M. G. Klein Tank und T. Peterson (2002): Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. ClimateResearch 19: 193-212.

Peterson, T.C., Foland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A. & Plummer, N. (2001): Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs – 1998-2001, 143 S.

STARDEX (2005): Downscaling Climate extremes. – STARDEX-report, 21 p.

Testreferenzjahr

Ein Testreferenzjahr (TRY) ist ein speziell zusammengestellter Datensatz, der für technische Anwendungen, wie für Simulationen und Berechnungen von heiz- und raumlufttechnischen Anlagen oder des thermischen Verhaltens von Gebäuden von Planern und Ingenieuren, genutzt wird. Er enthält ausgewählte stündliche meteorologische Daten wie Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit, direkte und diffuse Strahlung auf die horizontale Fläche, Sonnenscheindauer, Windrichtung und Windgeschwindigkeit (http://www.zamg.ac.at). Diese sollen den mittleren typischen Witterungsverlauf der entsprechenden Region repräsentieren (http://www.dwd.de). Als Vergleichsbasis für die Bewertung des typischen Witterungsverlaufs wurde der Zeitraum von 1988 bis 2007 gewählt, da in dieser Zeitspanne ein deutlicher Lufttemperaturanstieg zu beobachten war.

Deutschland ist in 15 TRY-Klimaregionen unterteilt, wobei jeweils eine Referenzstation einen entsprechenden TRY-Datensatz liefert. Um klimatischen Anforderungen an die Heiz-, Klimatisierungs- und Lüftungstechnik auch für längere Zeiträume berücksichtigen zu können, wurden zusätzlich Testreferenzjahre (Zukunfts-TRY) auf Basis von 5 regionalen Klimamodellen für den Zeitraum 2021 bis 2050 entwickelt (http://www.dwd.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)

http://www.dwd.de

http://www.zamg.ac.at

Trockentag

Ein Trockentag bezeichnet einen Tag, an dem die Niederschlagshöhe von 1 mm (1 l/m^2) nicht überschritten wird (KRAUSE 2010).

Quellen (Stand: 31.07.12)

Krause, A. (2010): Auswertung von Extremereignissen in der Metropolregion Hannover-Braunschweig-Göttingen (-Wolfsburg), Nr. 3: Trockenperioden. – Werkstattbericht, Inst. f. Meteorologie und Klimatologie, Uni Hanniover, 7 S.

Trockentag, Index

Der Trockentage-Index (dry days index, CDD) betrachtet die maximale Anzahl von aufeinanderfolgenden Tagen ohne Niederschlag, d. h. typischerweise Tage mit einer Niederschlagsmenge < 1mm/d (FRICH et al. 2002, ALEXANDER et al. 2006, TEBALDI et al. 2006). Obwohl der CDD lediglich auf Basis von Niederschlagsmengen arbeitet, betrachtet er nicht ausschließlich die Auswirkungen meteorologischer Dürren. Da Perioden ohne Niederschläge sich durch eine geringere Bewölkung auszeichnen, treten in dieser Zeit auch höherer Temperaturen auf, die zu positiven Anomalien bei den Evapotranspirationsraten führen können.

Quellen (Stand: 31.07.12)

Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C. , Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G, Haylock, M. , Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A. , Kumar, K. R. , Revadekar, J.. Griffiths, G. Vincent, L. Stephenson D. B, Burn, J. Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M. & Vazquez-Aguirre, J.L. (2006): Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. - Journal of Geophysical Research – Atmospheres, 111, D05109.

Frich, P., Alexander L. V., Della-Marta, P.M., Gleason, B., Haylock, M., Klein Tank, A. M. G. & Peterson, T.2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. - Climate Research, 19(3), 193-212.

Tebaldi, C., Hayhoe, K., Arblaster, J. M, & Meehl, G. A. (2006): Going to the extremes. An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. - Climatic Change, 79(3-4), 185-211.

Trockenperiode

Der Begriff Trockenperiode ist nicht klar definiert. Es existieren keine einheitlichen Festlegungen, ab welcher Zeitraumlänge eine Trockenperiode beginnt bzw. ab welchen Niederschlagsmengen sie endet. Allgemein gilt nur, dass eine Trockenperiode dadurch gekennzeichnet ist, dass innerhalb eines bestimmten Zeitintervalls die gefallene Niederschlagssumme einen vorgegebenen Wert nicht überschreitet. Dabei gilt es zu beachten, dass Trockenperioden nicht a priori niederschlagsfrei sind.

Prinzipiell werden die Auswirkungen einer Trockenperiode durch den Wasserbedarf gesteuert. In den Wintermonaten sorgen niedrige Luft- und Bodentemperaturen für verminderte Verdunstungsraten, so dass selbst minimale Niederschlagsmengen nicht zu den Auswirkungen einer Trockenperiode führen, wie sie im Sommer vorkommen. Zeitweise können auch hohe Grundwasserstände fehlende Niederschlagsmengen ausgleichen, bis die Charakteristika einer Trockenperiode zu erkennen sind.

Meteorologische Definition

In humiden Gebieten spricht man von einer Trockenperiode, wenn während einer Zeitspanne von einem halben bzw. vollen Monat eine Niederschlagsmenge von 0,25 mm/Tag unterschritten wird (MANIAK 2005). Eine allgemeingültige Definition findet sich bei ECAD (http://eca.knmi.nl/), wo die maximale Länge einer Trockenperiode als die maximale Anzahl von aufeinanderfolgenden Trockentagen mit einem jeweiligen Niederschlagswert <1 mm/Tag definiert wird.

Tab. 26: Übersicht der Randbedingungen für Trockenperioden

Mindestlänge Trockenperiode	Niederschlags-mengen	Region	Quelle
Keine Mindestangabe	≤ 1,0 mm/d	universell	http://eca.knmi.nl/
6 Tage	≤ 0,2 mm/d	Österreich	NOBILIS (1980)
11 Tage	≤ 1,0 mm/d	Deutschland	KLIWA (2006), BERNHOFER et al. (2005)
10 Tage	≤ 1,0 mm/d	Sri Lanka	DE SILVA et al. (2006)
10 Tage	≤ 0,5 mm/d	Schweiz	GYALISTRAS (2000)
15 bzw. 30 Tage	≤ 0,25 mm/d	Humide Gebiete	MANIAK (2005)
Keine Mindestangabe	≤ 40 mm/mon	Deutschland	BECKER & SCHRÖTER (2001)

Hydrologische Definition

Bei der hydrologischen Herangehensweise wird der NM7Q (niedrigster mittlerer Abfluss während sieben aufeinander folgender Tage) als Index für die Beurteilung der Trockenheit herangezogen. Dabei handelt es sich um ein sehr sensitives Maß, denn der definierte Zeitraum muss in eine längere relative Trockenzeit eingebettet sein, damit kleine NM7Q-Werte erreicht werden (http://www.occc.ch/reports/).

Quellen (Stand: 31.07.12)

Becker, T. & Schröter H. (2001): Die Ausbreitung des Borkenkäferbefalls im Bereich von Sturmwurf Sukzessionsflächen. Eine Untersuchung in Sturmwurfbannwäldern Baden-Württembergs. – Berichte Freiburger Forstliche Forschung, Heft 26, 10 S.

Bernhofer C, Goldberg V, Franke J (2005): REKLI II – Optimierung der Klimadatenbank REKLI für Auswertungen im Bereich der Wasserwirtschaft. Abschlussbericht zum FuE-Vorhaben des Ministeriums für Landwirtschaft, Naturschutz und Umwelt und der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (VertragNr.: 54/20202), 22 S.

De Silva, R.P., Punyawardena, B.V.R & Chandralal (2006): Characterization of heavy rain and subsequent dry periods during the North-East monsoon in the dry zone of Sri Lanka. – J. Natn. Sci. Foundation Sri Lanka 2006 34(3): 159-161

Gyalistras, D. (2000): Trockenheit in der Schweiz: Trends im 20. Jahrhundert und Szenarien für die Zukunft. - Unterlagen zum OcCC/ProClim- Workshop vom 4. April 2000 in Bern

KLIWA (2006): Langzeitverhalten der Starkniederschläge in Baden-Württemberg und Bayern. – KLIWA-Bericht 8, 95 S.

Maniak, U. (2005): Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure. - 5. Aufl., Springer, Berlin, 666 S.

Nobilis, F. (1980): Extreme Trockenperioden im Jahr in Österreich. Arch. Met. Geoph. Biokl., Set. B, 28, S. 339-349

http://eca.knmi.nl/

http://www.occc.ch/reports/

Trockenwetterabfluss

Siehe „Abflussganglinie“

Tropennacht, tropische Nacht

Unter einer Tropennacht versteht man in Zentraleuropa eine Nacht, in der die niedrigste Lufttemperatur in zwei Metern Höhe nicht unter 20°C fällt (http://eca.knmi.nl/). Tropennächte gelten als besonders belastend für alte oder körperlich geschwächte Personen (NORTH et al. 2007). Sie treten in Mitteleuropa jedoch selten auf. Im Zuge der Zunahme von Hitzewellen ist ihre Zahl aber steigend.

In Deutschland werden an den meisten DWD-Stationen im Mittel weniger als eine Tropennacht pro Jahr ermittelt. Den Spitzenplatz belegt die Station Berlin-Alexanderplatz mit durchschnittlich 5 Tropennächten pro Jahr (http://www.dwd.de). Während des Hitzesommers 2003 wurden dort 10 verzeichnet (DWD 2010). Deutscher Spitzenreiter 2003 war jedoch Kehl bei Straßburg, mit 21 Tropennächten.

Vor allem in den Städten entstehen immer häufiger Tropennächte, die sich durch die Hitze am Tag entwickeln. Die in den Hausmauern und versiegelten Straßen gespeicherte Wärme wird bei fallender Lufttemperatur wieder abgegeben (Wärmeinseleffekt), wodurch in den Abendstunden die Temperaturen zum Teil noch über denen am Tag liegen können. Erst gegen vier Uhr morgens sinkt die Temperatur dann wirklich ab, bleibt aber über den 20°C.

Quellen (Stand: 31.07.12)

DWD (2010): Berlin im Klimawandel - Eine Untersuchung zum Bioklima. – Bericht Deutscher Wetterdienst, Abteilung Klima- und Umweltberatung 38 S.

North N., Kljun N., Kasser F., Heldstab J., Maibach M., Reutimann J., Guyer M. (2007): Klimaänderung in der Schweiz. Indikatoren zu Ursachen, Auswirkungen, Maßnahmen. Umwelt-Zustand Nr. 0728. Bundesamt für Umwelt, Bern. 77 S.

http://www.dwd.de

http://eca.knmi.nl/

Tropentag

Tropentag ist eine alte Bezeichnung für „Heißer Tag“ oder „Hitzetag“.

Vegetationsperiode

Generell definieren die Begriffe Vegetationsperiode, Vegetationszeit oder Wachstumszeit den Zeitabschnitt des Jahres, in dem die Pflanzen photosynthetisch aktiv sind. Eine einheitliche Definition der Vegetationsperiode auf Basis meteorologischer Parameter ist aufgrund der verschiedenen Klimaräume und der unterschiedlichen Sensibilität von Kulturarten kaum möglich.

Das Pflanzenwachstum wird durch eine Reihe von Umweltbedingungen und physiologischen Prozessen beeinflusst. In der gemäßigten Zone ist vor allem die Temperatur und Tageslänge geeignet, um die Entwicklungsphasen des Pflanzenwachstums hinreichend zu beschreiben (MENZEL 2002). Aber auch Trockenheit, Bodentemperatur oder Schneebedeckung können die Vegetationsperiode begrenzen. Zusätzlich spielen Frosttage bzw. die artenspezifische Kälteresistenz eine bedeutende Rolle (CARTER 1998, FRICH et al. 2002, MENZEL et al. 2003, WALTHER & LINDERHOLM 2006). Nach der Columbia Encyclopedia reicht die Vegetationsperiode oder auch frostfreie Periode vom letzten starken Spätfrost (killing frost) bis zum ersten starken Frühfrost im Herbst.

In Mitteleuropa dauert die Vegetationszeit von April bis Anfang Oktober (ca. 250 Tage), mit der Hauptvegetationsperiode von Mai bis Juli. Mit zunehmender Geländehöhe verkürzt sich die Vegetationsperiode. Im Bereich der Waldgrenze beträgt sie ca. 180 Tage (http://bfw.ac.at).

Aus phänologischer Sicht dauert die Vegetationszeit bei ein- und zweijährigen Pflanzen von der Keimung bis zum Absterben, bei Sträuchern und Bäumen vom Austreiben bis zum Blattfall und bei immergrünen Pflanzen von Beginn bis Stillstand des aktiven Wachstums. In den Tropen besteht keine jahreszeitliche Einschränkung der Vegetationszeit, hier beeinflusst vielmehr der Wechsel zwischen Regen- und Trockenperioden das Vegetationswachstum.

Verwendung von Temperaturschwellenwerten

Als Beginn der Wachstumszeit wird im Allgemeinen der Abschnitt des Jahres definiert, in dem das Tagesmittel der Lufttemperatur an mehreren aufeinanderfolgenden Tagen eine Mindesttemperatur überschreitet (vgl. Tabelle). Die weite Verbreitung des 5°C - 5 Tages-Kriteriums sowie der leicht abgewandelten Varianten liegt vor allem an der relativ leichten Verfügbarkeit langer Zeitreihen von Temperaturbeobachtungen und der einfachen und zeiteffizienten Verarbeitung.

Das Ende der Vegetationsperiode ist schwieriger zu erfassen, da bis zum Herbst die Genauigkeit der phänologischen Stadien stetig abnimmt, was deren Analyse erschwert (SPARKS & MENZEL 2002). Da viele Vorgänge zeitverzögert ablaufen, ist der Einsatz von Temperaturschwellenwerten deutlich limitiert. Zudem können massive Frostereignisse frühzeitig zur Stagnation des Wachstums führen und damit den Beginn der Ruhephase markieren. Allerdings ist es problematisch für Bereiche mit großer Artenvielfalt, die Temperatur für einen „killing frost“ anzusetzen (BRINKMANN 1979). Als einfacher Ansatz wird das Ende der Vegetationsperiode als der Abschnitt des Jahres definiert, in dem das Tagesmittel der Lufttemperatur an fünf aufeinanderfolgenden Tagen die Tagesmitteltemperatur von 5 °C unterschreitet. Allerdings benötigen die meisten Nutzpflanzen, *zonalen Laubwälder* sowie Steppen- und Halbwüstenpflanzen jedoch mindestens eine Temperatur von 10°C. Prinzipiell ist aber die Temperatur von größerem Interesse, bei der die Pflanzen mit dem Keimen beginnen. Diese ist kulturabhängig, wie folgende gemittelten Werte zeigen: Weizen 5°C, Mais 10°C, Reis 20°C (http://www.britannica.com/).

Tab. 27: Übersicht der Randbedingungen für Vegetationsperioden

Vegetationsperiode, Beginn		
aufeinander-folgende Tage	**Temperatur-schwellenwert**	**Quelle und Anmerkungen**
5	>5°C	FORMAYER et al. (2007)
	>5,5°C	UKCIP (http://www.ukcip.org.uk)
6	>5°C	KNMI; Growing season length (GSL): http://eca.knmi.nl
7	>5°C	FRANKE et al. (2007)
Vegetationsperiode, Ende		
aufeinander-folgende Tage	**Temperatur-schwellenwert**	**Quelle und Anmerkungen**
5	<5 °C	FORMAYER et al. (2007)
	<5,5°C	UKCIP (http://www.ukcip.org.uk)
6	<5 °C	KNMI: Growing season length (GSL): http://eca.knmi.nl, gültig für Ereignisse nach dem 1. Juli
7	<10 °C	FRANKE et al. (2007)

Neben den 5°C - 5 Tages-Ansätzen finden sich in der Literatur auch komplexere Vorgehensweisen, die nachfolgend beispielhaft beschrieben werden:

Verwendung von Teil- und Kernperioden

Eine komplexere Vorgehensweise unterteilt die Temperatursituation während der Wachstumszeit in Teil- und Kernperioden (WAKONIGG et al. 2007). Der Beginn der Vegetationsperiode wird dann festgesetzt, wenn eine warme Teilperiode mehr Tage besitzt, als die Summe der Tage aller kalten Teilperioden vor der Kernperiode. Bei der Bestimmung des Endes der Vegetationsperiode werden die erforderlichen Kriterien umgekehrt. Für die räumliche Modellierung der Vegetationsperioden für Österreich wurde eine Kern-Vegetationsperiode betrachtet, in der sich die Temperatur ständig über 5°C befindet. Zusätzlich wurden die jeweiligen Teilperioden bis Anfang März und Ende November berücksichtigt, wo sich „warme“ Teilperioden (über 5°C) und „kalte“ (unter 5°C) abwechseln (LFZ RAUMBERG-GUMPENSTEIN 2011),

Die Stärke des Verfahrens liegt in der genaueren räumlichen Beschreibung des Vegetationsbeginns insbesondere in Berggebieten (LFZ RAUMBERG-GUMPENSTEIN 2011).

Kombinierte Kriterienansätze

Um möglichst viele Ausnahmesituationen berücksichtigen zu können, sind kombinierte Kriterienansätze sinnvoll. Hierbei werden häufig Tagesmittel mit Tagesmindesttemperaturen kombiniert (MENZEL et al. 2003). Nachfolgend werden einige Ansätze beschrieben, die auf kombinierten Lösungsansätzen basieren:

Methode des Lehr- und Forschungszentrums Raumberg-Gumpenstein

Zur Bestimmung des Vegetationsbeginns wird ein Zeitraum von sechs Tagen betrachtet. Als Kriterium muss die Durchschnittstemperatur innerhalb dieses Zeitraumes über 5°C betragen, wobei an mindestens drei aufeinanderfolgenden Tagen die Tagesmitteltemperatur 5 °C übersteigen muss. Zusätzlich darf innerhalb dieser Periode kein Frostereignis stattfinden, d. h. die Tagesmitteltemperatur darf 2°C nicht unterschreiten (LFZ RAUMBERG-GUMPENSTEIN 2011).

Für die Ermittlung des Endes der Vegetationsperiode wird in Anlehnung an CARTER (1998) ein Zeitraum von 10 Tagen untersucht. Dazu werden folgende Kriterien verwendet:

Innerhalb des Zeitraums muss die Durchschnittstemperatur unter 5°C liegen, davon mindestens 4 Tage unter 5°C und es muss ein massives Frostereignis mit einer Tagesmindesttemperatur von unter -2°C auftreten.

Die Ergebnisse des Kombinierten Kriterien-Ansatzes liegen, abgesehen von kleinen Abweichungen, etwa in der Mitte zwischen der einfachen 5°C -5 Tages-Methode, die häufig einen zu frühen Beginn liefert und dem Teil-Kern-Perioden-Ansatz, der einen zu späten Zeitpunkt berechnet. Sie stellen damit einen guten Kompromiss dar, bei dem auch die Topographie eine ausführliche Berücksichtigung findet (LFZ RAUMBERG-GUMPENSTEIN 2011).

Methode nach VON WILPERT

Bei seinen Arbeiten in Südwestdeutschland charakterisierte VON WILPERT (1990) die Wachstumsperiode der Holzteile (*Xylem*) von Fichtenbeständen. Dazu verwendete er Witterungsdaten, Messungen der Bodenfeuchte, die zeitliche Entwicklung des Baumdurchmessers und der Holzteile. Darüber hinaus ist die Lufttemperatur das Hauptkriterium. Um kurzfristige Temperaturschwankungen außerhalb der Vegetationsperiode zu berücksichtigen, wurde von ihm eine gleitende Mitteltemperatur von sieben Tagen gewählt.

Für den Beginn der Vegetationsperiode werden drei Bedingungen formuliert:

d1 = Tag an dem das gleitende 7-Tagesmittel der Lufttemperatur zum ersten Mal 10°C überschreitet.

d2 = Tag an dem das gleitende 7-Tagesmittel der Lufttemperatur zum ersten Mal für mindestens 5 Tage 10°C überschreitet.

d3 = Beginnender Austrieb des neuen Nadeljahrgangs (=Maitrieb) aus periodisch wiederkehrenden Entwicklungsstadien der Pflanzen (DWD-Datenbank).

Für das Ende der Vegetationszeit sind ebenfalls drei Bedingungen formuliert:

Temperaturkriterium:

Das Kriterium ist erfüllt, wenn das gleitende 7-Tagesmittel der Lufttemperatur die 10°C unterschreitet. Es ist jedoch reversibel, d. h. wenn die Temperatur anschließend wieder höher liegt, kann das *Xylemwachstum* fortgesetzt werden. Ausnahme: eines der beiden anderen Kriterien zur Beendigung der Vegetationszeit ist bereits erfüllt.

Trockenheitskriterium:

Wenn der Mittelwert der *Bodenmatrixpotentiale* in 15 cm, 30 cm und 60 cm Tiefe den Wert -1100 hPA für mindestens 5 Tage unterschreitet, geht man davon aus, dass das Wachstum der Jahresringe trockenheitsbedingt eingestellt wird. Dieses reversible Kriterium wird erst nach dem 15. Juli (= Tag 196) zugelassen, da ein trockenheitsbedingtes Beenden des Wachstums erst gegen Ende der Vegetationszeit wahrscheinlich ist (KRAMER & KOZLOWSKI 1979).

Kurztagskriterium:

Dieses Kriterium bezieht sich auf den Tag, an dem das *Xylemwachstum* bei optimalen Bedingungen aufgrund der Tageslänge eingestellt wird. VON WILPERT (1990) verwendete dazu den 5. Oktober (= Tag 279). Für Übertragungen auf Standorte außerhalb Südwestdeutschlands müssen möglicherweise Anpassungen vorgenommen werden.

Da häufig das *Bodenmatrixpotential* nicht zur Verfügung steht, wird das Ende der Vegetationsperiode häufig nur nach dem Temperatur- und Kurztagkriterium berechnet.

Methode nach MORÉN & PERTTU

Die Definition nach MORÉN & PERTTU (1994) ist ein einfaches Verfahren und wurde in Schweden entwickelt. Es berücksichtigt ausschließlich die Über- und Unterschreitung bestimmter Schwellenwerte. Als Grundparameter wird der gleitende 5-Tagesmittelwert

herangezogen. Als Grenzwerte (S) dienen die 5°C -, 6°C -, 8°C - und 10°C-Schwelle. Die entsprechende Vegetationszeit beginnt, wenn der Mittelwert der Lufttemperatur zum ersten Mal über dem jeweiligen Schwellenwert liegt. Wenn der gleitende Mittelwert der Lufttemperatur das erste Mal unter dem Schwellenwert liegt, endet die jeweilige Vegetationsperiode.

Methode nach ZIMMERMANN

Die Definition des Beginns der Vegetationszeit von ZIMMERMANN (1995) ist an die Vorgehensweise von VON WILPERT (1990) angelehnt. Es verzichtet allerdings auf den Zeitpunkt, an dem der Austrieb des neuen Nadeljahrgangs startet, um den Beginn der Vegetationsperiode zu ermitteln. Die Methode wurde im Rahmen des ARINUS-Projektes (Auswirkungen von Restabilisierungsmaßnahmen und Immissionen auf den N- und S-Haushalt der Öko- und Hydrosphäre von Schwarzwaldstandorten) entwickelt.

Modellierung von Frühjahrsphasen

In der Literatur finden sich verschiedene Modelle, die zur Nachbildung periodisch wiederkehrender Entwicklungsphasen im Frühling verwendet werden. Nachfolgend werden drei Modellansätze vorgestellt:

Modell von CANNELL & SMITH

Das Modell von CANNELL & SMITH (1983) geht von festen Temperaturschwellen für Kältetage bzw. für den Wärmereiz (jeweils 5°C) aus. Je nach Pflanzenart und Entwicklungsstand enthält das Modell Koeffizienten zur weiteren Berechnung. Ermittelt werden die sogenannten „Kältetage“, d. h. die Tage, die sich unter einer artspezifischen Kälteschwelle befinden, und die „kritische“ Wärmesumme, die notwendig ist, um eine phänologische Phase zu überschreiten.

Modell LNVAR

Das Modell LNVAR (MENZEL 1997) ist eine Erweiterung des Modells von CANNELL & SMITH (1983). Als Grundlage wird die Tagesmitteltemperatur verwendet, die aus den Tagesminimum- und -maximumwerten arithmetisch gemittelt werden. Die weitere Berechnung folgt dem Modellansatz von CANNELL & SMITH (1983).

Modell von KRAMER

Das sequentielle Modell nach KRAMER (1994) basiert auf dem Modellansatz von HÄNNINEN (1990). Grundlage hierbei ist die strikte Trennung der Winterruhe in Phasen der endogenen und exogenen Entwicklungsverzögerung (Dormanz). Während die endogene Dormanz durch fehlende Wuchsstoffe bzw. durch Hemmstoffe pflanzenkontrolliert ist, sind für die exogene Dormanz ausschließlich Umweltfaktoren wie die Wasserverfügbarkeit ausschlaggebend (http://www.wissenschaft-online.de). In den verwendeten Gleichungssystemen wird der Kälte- und Wärmereiz, die Kälte- bzw. Wärmesumme sowie die Tagesmitteltemperatur berücksichtigt. Die kritische Kältesumme spielt hierbei eine wichtige Rolle für die endogene Dormanz, da diese Schwelle erst zu überwinden ist, damit die Pflanze aufgrund physiologischer Bedingungen auf Wärme überhaupt reagiert.

Quellen (Stand: 31.07.12)

Brinkmann, W. A .R. (1979): Growing season length as an indicator of climatic variations? Climatic Change, **2** (2), 127-138.

Cannell, M. G. R. & Smith, R. L. (1983): Thermal time, chill days and prediction of budburst in Picea sitchensis. – Journal of Applied Ecology, 20. 951-963

Carter, T. R. (1998): Changes in the thermal growing season in Nordic countries during the past century and prospects for the future. - Agricultural and Food Science in Finland, **7** (2), 161-179.

Formayer, H., Haas, P., Hofstätter, M., Radanovics, S. & Kromp-Kolb, H. (2007): Räumlich und zeitlich hochaufgelöste Temperaturszenarien für Wien und ausgewählte Analysen bezüglich Adaptionsstrategien. – BOKU-Met Bericht, 82 S.

Franke, J., Surke, M. & Langrock, M .(2007): Handbuch zur „Klimadatenbank Mitteldeutschland“

Frich, P., Alexander, L. V., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Klein Tank, A. M. G. & Peterson, T. (2002): Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. - Climate Research, **19**, 193-212

Hänninen, H. (1990): Modelling bud dormancy release in trees fro cool and temperate regions. – Acta Forestalia Fennica 213, 1-47.

Kramer, K. (1994): Selecting a model to predict the onset of growth of *Fagus sylvatica*. - J. Appl. Ecol. 31, 172-181.

Kramer, P. J. & Kozlowski T. T. (1979): Physiology of woody plants. - New York: Academic Press. 811 p.

LFZ Raumberg-Gumpenstein (2011) [Hrsg.]: Räumliche Modellierung der thermischen Vegetationsperiode für Österreich-Abschlussbericht ThermVeg, 53 S.

Menzel,, A. (1997): Phänologie von Waldbäumen unter sich ändernden Klimabedingungen – Auswertung der Beobachtungen in den Internationalen Phänologischen Gärten und Möglichkeiten der Modellierung von Phänodaten. - Forstliche Forschungsberichte München, 164, 147 S.

Menzel, A. (2002): Phenology: Its Importance to the Global Change Community. - Climatic Change, **54** (4), 379-385.

Menzel, A., Jakobi, G., Ahas, R., Scheifinger, H. & Estrella, N. (2003): Variations of the climatological growing season (1951-2000) in Germany compared with other countries. - International Journal of Climatology, **23** (7), 793-812.

Morén, A.-S. & Perttu, K. (1994): Regional temperature and radiation indices and their adjustment to horizontal and inclined forest land. – Studia Forestalia Suecica 194, 19 pp.

Sparks, T. H. & Menzel, A. (2002): Observed changes in seasons: an overview. - International Journal of Climatology, **22** (14), 1715-1725.

Wakonigg, H., Hawranek, V., Podesser, A. & Rieder, H. (2007): Klimaatlas Steiermark: Kapitel 2 - Temperatur. - Klimaatlas Steiermark Version 2.0, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Graz, 145 S.

Walther, A. & Linderholm, H. W. (2006): A comparison of growing season indices for the Greater Baltic Area. - International Journal of Biometeorology, **51** (2), 107-118.

von Wilpert, K. (1990): Die Jahrringstruktur von Fichten in Abhängigkeit vom Bodenwasserhaushalt auf Pseudogley und Parabraunerde. Ein Methodenkonzept zur Erfassung standortsspezifischer Wasserstreßdisposition. – Freiburger Bodenkd. Abh., 24, 184.

Zimmermann, L. (1995): Der Bodenwasserhaushalt an einem Hochlagenstandort im Südschwarzwald. – Freiburger Bodenkundl. Abh. **35**, 206 S.

http://bfw.ac.at

http://www.britannica.com/

http://eca.knmi.nl/

http://www.ukcip.org.uk

http://www.wissenschaft-online.de

Verdunstung

Als Verdunstung bezeichnet man den Übergang von Flüssigkeiten in die Gasform bei Temperaturen unterhalb des Siedepunktes. Die Verdunstung von der unbewachsenen, mehr oder weniger feuchten Erdoberfläche oder von freien Wasserflächen wird als Evaporation bezeichnet. Die Verdunstung von Pflanzen über die Spaltöffnungen (Stromata) nennt man Transpiration. Da die Effekte beider Prozesse zusammen auftreten und eine Trennung der Vorgänge nur schwer möglich ist, wird üblicherweise ihre Summe, die Evapotranspiration betrachtet. Eine Sonderform der Verdunstung ist die Interzeption. Unter ihr versteht man das Abfangen bzw. Zurückhalten von Niederschlägen auf der Blatt- bzw. Nadeloberfläche. In Pflanzenbeständen gelangen die so zurückgehaltenen Niederschläge entweder als Stammabfluss bzw. mit dem Kronendurchlass auf den Boden, oder sie verdunsten.

Die maximal mögliche Verdunstung unter den jeweiligen meteorologischen Bedingungen nennt man potentielle Evapotranspiration (ET_{Pot}). Bei der tatsächlichen Verdunstung, die vom jeweiligen Wasserdargebot abhängt, spricht man von reeller, aktueller bzw. tatsächlicher Evapotranspiration (ET_{akt}). Diese lässt sich nur durch Messungen ermitteln.

Prinzipiell ist die Verdunstung von Landflächen aufgrund der unregelmäßigen Oberfläche sowie unterschiedlicher Temperaturen und Bodenwassergehalte sehr viele komplizierter zu behandeln, als die Verdunstung von Wasseroberflächen.

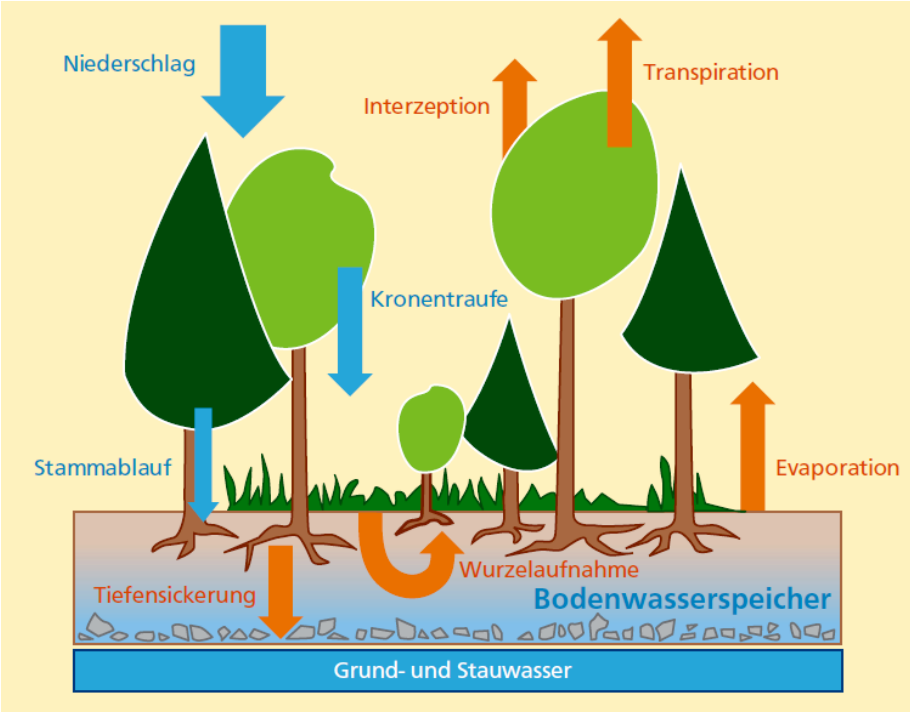

Abb. 4: Komponenten des Wasserhaushalts von Wäldern (ZIMMERMANN et al. 2008)

Potentielle Evapotranspiration

In Abhängigkeit der örtlichen Verhältnisse, den Ansprüchen an die Genauigkeit und der Datengrundlage kommen verschiedene Methoden zur Verdunstungsberechung zum Einsatz. Der aus Klimadaten berechnete Wert für die potentielle Evapotranspiration (ET_{pot}) stellt einen Näherungswert für die maximale Verdunstung bewachsener Landflächen dar. In Zeiten starker Regenfälle und einer damit verbundenen hohen Bodenfeuchte sind ET_{pot} und ET_{akt} gleichzusetzen.

Die meisten Methoden beziehen sich auf eine niedrige Grasfläche, die das ganze Jahr als vorhanden angenommen wird. Landwirtschaftliche Flächen, die sich durch Fruchtfolge und Brachen auszeichnen, werden mit bestimmten Bestandskoeffizienten berücksichtigt. Detaillierte Formeln sind im Anhang 2 aufgeführt. Nachfolgend werden ausgesuchte Verfahren kurz vorgestellt:

Verfahren nach BLANEY-CRIDDLE

Dieser Berechnungsansatz von BLANEY-CRIDDLE (1950) gehört zu den einfachen empirischen Verfahren und wird häufig in der Bewässerungsberatung eingesetzt. Die Formel gehört heute noch zu den am weitesten verbreiteten Ansätzen. Ähnlich wie beim Verfahren nach TURC werden negative Werte gleich 0 gesetzt. Das Verfahren liefert im Allgemeinen zu hohe Werte. Für Deutschland wird die von SCHRÖDTER (1985) angepasste Formel empfohlen.

Verfahren nach HAUDE

In Deutschland veröffentlichte zuerst HAUDE (1954) ein Verfahren zur Berechnung der monatlichen potentiellen Evapotranspiration. Dieses Verfahren besitzt den Vorteil, dass zur Anwendung nur die tägliche Lufttemperatur und relative Luftfeuchte notwendig sind. Für die Betrachtung einzelner Tage liefert dieses Verfahren jedoch zu ungenaue Ergebnisse Der empirisch gewonnene HAUDE-Faktor lässt Wassermangel unberücksichtigt, da er sich auf einen niedrigen Grasbewuchs mit hohem Grundwasserspiegel bezieht.

Im Vergleich zu Lysimeterdaten liefert diese Berechnung in Trockenjahren um 30% höhere und in Nassjahren um 10% niedrigere Werte (BEINHAUER 1998). An Tagen mit hoher Luftfeuchtigkeit oder in Küstengebieten kommt es zu einer Unterschätzung der ET_{Pot}.

Es existieren in der Literatur viele Pflanzenfaktoren für die unterschiedlichsten Landnutzungsarten (HAUDE 1954, ERNSTBERGER 1987, VDI 1990, LÖPMEIER 1994, DVWK 1996).

Verfahren nach PENMAN

Dieser halbempirische Ansatz wird häufig angewendet, da er auf meteorologische Routinemessdaten zurückgreift und an verschiedene örtliche Standortbedingungen angepasst werden kann (PENMAN 1956). Die aus Energiebilanzen und aerodynamischen Verfahren abgeleitete Kombinationsgleichung gilt für stets feuchte, bewachsene Landflächen.

Verfahren nach MAKKINK

Das von MAKKINK (1957) entwickelte Verfahren stammt aus den Niederlanden und stellt eine Vereinfachung der PENMAN-Beziehung dar. Empirische Faktoren liegen für die Niederlande und Europa vor.

Verfahren nach THORNTHWAITE

Dieses Verfahren basiert auf empirischen Beziehungen zwischen ET_{Pot} und der Lufttemperatur (THORNTHWAITE 1948). Dieses international weit verbreitete Verfahren ist jedoch nur für großräumige Abschätzungen von Monatssummen zu empfehlen. Für Deutschland liefert das Verfahren keine realistischen Werte. Generell werden für Mitteleuropa zu hohe ET_{Pot}-Werte berechnet.

Verfahren nach TURC

Das Verfahren von TURC (1961) wurde ursprünglich für Frankreich und Nordafrika entwickelt. Aus langjährigen Messwerten ergaben sich im östlichen Teil Deutschlands hohe Korrelationen, allerdings mit etwas zu niedrigen Werten im Frühjahr, so dass eine Korrektur notwendig ist. Aus Wasserhaushaltsberechnungen und Vergleichen mit dem Verfahren nach PENMAN ergab sich für Jahressummen in Deutschland ein Korrekturfaktor von ca. 1,1 (DVWK 1996).

Verfahren nach TURC-IVANOV

Da die TURC-Formel nur für positive Werte gültig ist, wurde sie durch die modifizierte Ivanov-Formel ergänzt (WENDLING & MÜLLER 1984). In KLIWA (2008) wurde das Verfahren mit einer Temperaturdifferenzierung angewendet. Wird das TURC-IVANOV-Verfahren auf deutsche Klimaverhältnisse bezogen, müssen die ermittelten Werte mit dem Faktor 1,1 korrigiert werden.

Verfahren nach TURC-WENDLING

Dieses Verfahren stellt eine einfach zu verwendende Beziehung dar, mit der Tages- oder Monatswerte der ET_{Pot} berechnet werden können (WENDLING et al. 1991). Hierbei kann ebenfalls ein Küstenfaktor mitberücksichtigt werden.

Spezielle Verdunstungsbetrachtungen

Schneeverdunstung

Umfangreiche Beobachtungen und Berechnungen der Schneeverdunstung im Alpengebiet der Schweiz hat DE QUERVAIN (1951) zusammengestellt. Danach hängt die Schneeverdunstung von einer Vielzahl von Einflussgrößen ab, insbesondere von der Lufttemperatur sowie der Sonnen- und Schattenlage.

Tab. 28: Richtwerte der mittleren täglichen Schneeverdunstung $E_{S,\ mittl.}$ für mittlere Klimaverhältnisse (Deutschland) (nach RACHNER 1999)

Monat	$E_{S,\ mittl}$ [mm/d]	$E_{S,\ mittl}$ [mm/mon]	Monat	$E_{S,\ mittl}$ [mm/d]	$E_{S,\ mittl}$ [mm/mon]
Januar	0,05	1,6	Juli	0,35	10,8
Februar	0,15	4,2	August	0,30	9,3
März	0,30	9,3	September	0,20	6,0
April	0,30	9,0	Oktober	0,10	3,1
Mai	0,30	9,3	November	0,05	1,5
Juni	0,35	10,5	Dezember	0,01	0,3

Verdunstung freier Wasserflächen

Für die Verdunstung von freien Wasserflächen (Seen, Stauseen, Flüssen, Kanälen) wurde von RICHTER (1997) eine empirische Beziehung abgeleitet. Dabei gilt es jedoch zu beachten, dass die Verdunstung natürlicher, oberirdischer Gewässer durch thermische Belastung (Einleitung von Kühlwasser) beträchtlich erhöht werden kann. Für freie, ruhende Wasseroberflächen kann die Verdunstung direkt berechnet werden.

Verfahren nach PRIESTLEY-TAYLOR

Das Verfahren nach PRIESTLEY-TAYLOR (1972) basiert auf einer großen Anzahl von Evaporationsmessungen über Wasseroberflächen. Es stellt eine Modifikation des PENMAN-Ansatzes dar, für den jedoch weniger umfangreiche Messungen erforderlich sind. Mit diesem Verfahren sind Berechnungen unter Bedingungen möglich, wo die Evapotranspiration von der Bodenwasserversorgung limitiert wird. Das Verfahren wurde von FLINT & CHILDS (1991) für verschiedene Oberflächen modifiziert. Dabei spiegelt der PRIESTLEY-TAYLOR-Koeffizient das Verhältnis zwischen der aktuellen Evaporationsraten und Evaporationsraten in einem Gleichgewichtszustand wider.

Verfahren nach MCNAUGHTHON & BLACK

Das Verfahren von MCNAUGHTHON & BLACK (1973) wurde für Douglasien-Standorte entwickelt. Es basiert auf der Messung latenter Wärmeströme bei Standorten mit wassergesättigten Böden.

Aktuelle Evapotranspiration

Verfahren nach PENMAN-MONTHEITH

MONTHEITH (1965) modifizierte den klassischen PENMAN-Ansatz, um die aktuelle Evapotranspiration ET_{akt} eines Systems Boden-Pflanze-Atmosphäre berechnen zu können. Zusätzlich zu den jeweiligen meteorologischen Bedingungen werden zwei Verdunstungswiderstände (pflanzenspezifischer aerodynamischer Widerstand und der mittlere Stromatawiderstand des Bestandes) eingeführt (ZENKER 2003). Dieser Berechnungsansatz stellt eine

der ausgereiftesten Methoden dar und findet eine weitverbreitete Anwendung (ALLEN 1986). Er bildet die Grundlagen vieler weiterer Ansätze wie etwa zur Entwicklung der Gras-Referenzverdunstung der FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) (ALLEN et al 1989).

FAO-Gras-Referenzverdunstung

Um eine vergleichbare Referenzverdunstung berechnen zu können, empfahl die FAO (Food and Agriculture Organisation of the United Nations) die Einführung einer international standardisierten Referenzoberfläche. Die in ALLEN et al. (1994) beschriebene Gras-Referenzverdunstung basiert auf der PENMAN-MONTHEITH-Beziehung.

Als Referenzoberfläche wurde eine kurze dichte Grasdecke mit 0,12 m Wuchshöhe und ausreichender Wasserversorgung gewählt. Weitere Randbedingungen: Bestandswiderstand r_{ms}= 70 s/m, aerodynamischer Widerstand: r_a= 208/v s/m (mit v_{m2} = Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe) und Albedo: α= 0,23.

Mit Hilfe von Vegetationskoeffizienten k_c kann die Evapotranspiration von Landflächen mit davon abweichender Vegetation abgeleitet werden. Die Werte der aktuellen Evapotranspiration können auf diesen Flächen sowohl oberhalb als auch unterhalb der Gras-Referenzverdunstung liegen. Generell weisen Pflanzenbestände mit großem Blattflächenindex höhere Werte bzw. kurze Grasflächen ohne ausreichende Wasserversorgung geringere Werte als die Gras-Referenzverdunstung auf.

Methode nach RENGER & WESSOLEK

Zur Ermittlung der aktuellen Verdunstung bewachsener Flächen wurde von RENGER & WESSOLEK (1990) ein Verfahren für ebene Standorte und Böden auf Lockergesteinen ausgearbeitet**.** Es gilt unter der Annahme, dass der Boden im Frühjahr auf *Feldkapazität* aufgefüllt ist, d.h. er kann noch bis zu 3 Tage das Wasser gegen die Schwerkraft halten. In diesem Zustand ist in den Grob- und Makroporen des Bodens noch Luft enthalten (vgl. DVWK 1990).

Verfahren nach WENDLING

Das Verfahren nach WENDLING (WENDLING et al. 1984) wurde für agrarmeteorologische Beratungen entwickelt. Mit ihm erhält man als Ergebnis die Tageswerte der aktuellen Evapotranspiration. Bei der Berechnung einer bewachsenen Fläche am Tag geht der jeweilige Bodenwasservorrat der effektiven Wurzelzone in die Berechnung mit ein.

Evaporation, Boden

Die Bodenevaporation betrachtet die Verdunstung von der mehr oder weniger feuchten Bodenoberfläche. Sie hat den niedrigsten Anteil an der Gesamtverdunstung und wird durch die verfügbare Energie, die Vegetation sowie die Durchlässigkeit und den Wassergehalt des Bodens gesteuert. Nachfolgend sind drei Berechnungsansätze aufgeführt

Ansatz von BELMANS

BELMANS et al. (1983) berechnen die potentielle Evaporation EV_{Pot} als Anteil der potentiellen Gesamtverdunstung in Abhängigkeit vom Blattflächenindex BFI.

Ansatz von BLACK

BLACK et al. (1969) entwickelten eine auf Lysimetermessungen basierende empirische Formel zur Abschätzung der aktuellen Bodenevaporation. Dabei geht die Dauer der zurückliegenden niederschlagsfreien Periode in die Betrachtung mit ein.

Ansatz von RITCHIE

Zur Bestimmung der potentiellen Evaporation gibt RITCHIE (1972) eine Gleichung an, die teilweise aus der Energiebilanzierung abgeleitet wurde.

Quellen (Stand: 31.07.12)

ALLEN, R.G. (1986): A Penman for all Seasons. – Journal Irrigation and Drainage Division, ASCE, 112,348-369

ALLEN, R.G., SMITH, M., PERRIER, A. & PEREIRA, L.S. (1994): An Update for Definition of Reference Evapotranspiration. ICID Bulletin 43, 2, 1-34.

ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D. & SMITH, M. (1998): Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper, 56, 300 S.

BEINHAUER, R. (1998): Flächenhafte potentielle Verdunstung nach Haude für Norddeutschland. Meteorologische Rundschau, 41 (1), 24-31.

BELMANS, C., J.G. WESSELING AND R.A. FEDDES (1983): Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. J. Hydrol. 63: 271-286.

BLACK, T.A., GARDNER, W.R., THURTELL, G.W. (1969): The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. Soil Sci. Soc, Am. Proc., 33, 655-660

BLANEY, H.F. & W.D. CRIDDLE. (1950): Determining Water Requirements in Irrigated Areas from Climatological and Irrigation Data. *USDA, SCS-TP-96*, 50 p.

DE QUERVAIN, M. (1951): Zur Verdunstung der Schneedecke. - Arch. Met. Geoph. Biokl., Bd. III, 47-64.

DVWK (1990): Stand der Verdunstungsermittlung in der Bundesrepublik Deutschland. In: DVWK-Schriften, Heft 86, 1-77, Bonn.

DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. – DVWK-Merkblätter 238, 135 S.

ERNSTBERGER, H. (1987): Einfluß der Landnutzung auf Verdunstung und Wasserbilanz: Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration von unterschiedlich genutzten Standorten zur Ermittlung der Wasserbilanz in unteren Mittelgebirgslagen Hessens. - 189 S.; Kirchzarten

FLINT, A.L. & CHILDS, S.W. (1991): Use of the Priestley–Taylor evaporation equation for soil water limited conditions in a small forest clearcut. - Agricultural and Forest Meteorology 56, 247–260.

HAUDE, W. (1954): Zur praktischen Bestimmung des aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. – Mitt. Deutsch. Wetterdienst, Nr. 8, 21 S.

KLIWA (2008): Langzeitverhalten von Sonnenscheindauer und Globalstrahlung sowie Verdunstung und klimatischer Wasserbilanz in Baden-Württemberg und Bayern. – KLIWA-Berichte Heft 12, 148 S.

LÖPMEIER, F.-J. (1994): Berechnung der Bodenfeuchte und Verdunstung mittels agrarmeteorologischer Modelle. Zeitschrift f. Bewässerungswirtschaft, 29, 157–167.

MAKKINK, G.F., (1957): Testing the Penman formula by means of lysimeters. International Journal of Water Engineering, 11: 277-288

MCNAUGHTON, K.G. & BLACK, T.A. (1973): A Study of Evapotranspiration from a Douglas Fir Forest Using the Energy Balance Approach. - Water Resour. Res., 9: 1579-1590.

MONTHEITH, J. L. (1965): Evaporation and environment. – In GOGG, G.E. (ed.): Symposium of the Society for experimental biology, The State and Movement of Water in Living Organisms, Vol. 19, 205-234.

PENMAN, H. L. (1956): Evaporation: An introductory survey. Netherlands J. Agric. Sci.1:9-29, 87-97,151-153.

PRIESTLEY, C. H. B. & TAYLOR, R. J. (1972): On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. - Monthly Weather Review, 100: 81-92.

RACHNER (1999) In: BAGLUVA Wasserhaushaltsverfahren zur Berechnung vieljähriger Mittelwerte der tatsächlichen Verdunstung und des Gesamtabflusses. – BfG-Report-1342, 118 S.

RENGER, M. & WESSOLEK, G. (1990): Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderungen auf die Grundwasserneubildung. – Mit. Inst. für Wasserwesen, Univ. der Bundeswehr München, 386: 295-307.

RICHTER, D. (1997): Das Langzeitverhalten von Niederschlag und Verdunstung und dessen Auswirkung auf den Wasserhaushalt des Stechlinseegebietes, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 201, 1-126.

RITCHIE, J.T. (1972): A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. Water Resources Research, 8 (5), 1204-1213

SCHRÖDTER, H (1985): Verdunstung : Anwendungsorientierte Messverfahren und Bestimmungsmethoden. – 186 S.

THORNTHWAITE, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. - The Geogr. Rev. 38 (1): 55-94.

TURC, L. (1961): Évaluation des besoins en eau dírrigation,évapotranspiration potentielle. – Ann Agron. Paris 12: 13-49.

VDI (Verein Deutscher Ingenieure), 1990: Meteorologische Messungen, Grundlagen. – VDI Richtlinien 3786, Blatt 1.

WENDLING, U., MÜLLER, J. & SCHWEDE, K. 1984. Ergebnisse von Verdunstungsmessungen über Gras mit einem *offline*-Datenerfassungssystem. *Zeitschrift für Meteorologie*, 34:190–202

WENDLING, U. & MÜLLER, J. (1984): Entwicklung eines Verfahrens zur rechnerischen Abschätzung der Verdunstung im Winter. – Z. Meteorol. 34:82-85

WENDLING, U., SCHELLIN, H.-G. & THOMĂ, M. (1991): Bereitstellung von täglichen Informationen zum Wasserhaushalt des Bodens für Zwecke des agrarmeteorologischen Beratung. – Z. Meteorol., 34: 82-85

ZENKER, T. (2003): Verdunstungswiderstände und Gras-Referenzverdunstung. – Diss. TU Berlin,, Fakultät VII – Architektur, Umwelt und Gesellschaft) 147 Seiten

ZIMMERMANN, L., RASPE, S., SCHULZ, CH. & GRIMMEISEN, W. (2008): Wasserverbrauch von Wäldern, LWF aktuell 66/2008, 16 – 20.

Wachstumszeit

Siehe „Vegetationsperiode“.

Warmperiode, Index

Der „Warm spell duration index“ (WSDI) definiert die Warmperiode ab einer Zeitperiode von sechs aufeinanderfolgenden Tagen, an denen die Maximaltemperatur größer ist als das 90. *Perzentil* einer Basisperiode (z.B. 1961 – 1990) (http://cccma.seos.uvic.ca, http://icdc.zmaw.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://cccma.seos.uvic.ca
http://icdc.zmaw.de

Wasserbilanz, klimatische

Die klimatische Wasserbilanz ergibt sich aus der Differenz von Niederschlag und potentieller Evapotranspiration (DIN4049-3, DIN 1994). Sie stellt ein Maß für das Wasserangebot in einem Gebiet dar und liefert Hinweise darauf, welche Vegetation in einem Gebiet auftreten kann und gegebenenfalls wie viel Wasser für den Landbau notwendig ist. Aus der klimatischen Wasserbilanz kann die Grundwasserneubildung nur eingeschränkt abgeschätzt werden.

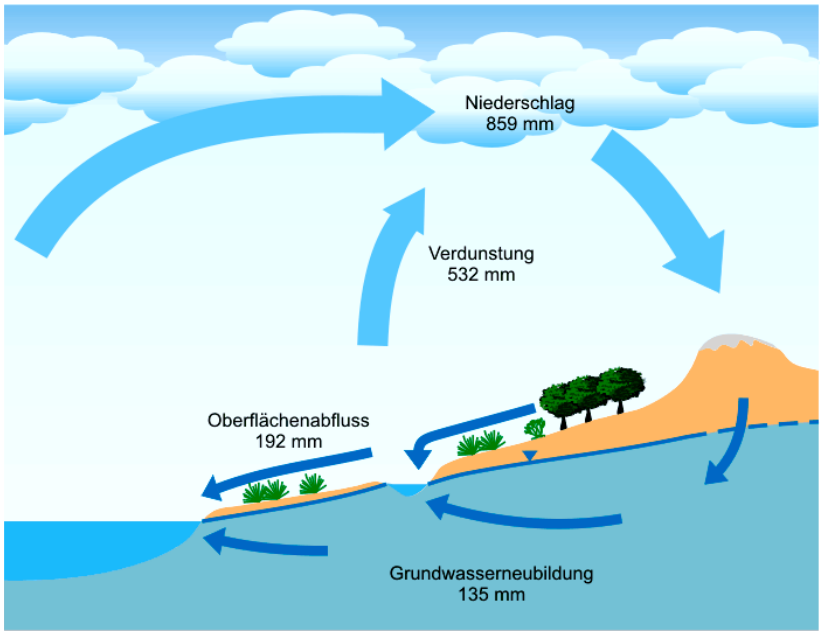

Abb. 5: Schematische Darstellung des Wasserkreislaufs mit Zahlen der mittleren Wasserbilanz für Deutschland von 1961 - 1990 (nach BfG 2008); (http://www.bgr.bund.de)

Quellen (Stand: 31.07.12)
DIN Deutsches Institut für Normung e. V. (1994): DIN 4049-3, Hydrologie - Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie, 80 S.
http://www.bgr.bund.de

Wetter

Das Wetter beschreibt den spürbaren momentanen Zustand der Atmosphäre oder eine Abfolge von Zuständen der Atmosphäre an einem bestimmten Ort der Erdoberfläche für den Zeitraum von Sekunden bis zu Tagen (LAUER & BENDIX 2004). Der Zustand der Atmosphäre wird beschrieben durch meteorologische Elemente wie: Temperatur, Luftdruck, Wind, Strahlung, Luftfeuchtigkeit, Bewölkung und Niederschlag. Man nennt sie auch Wetterelemente (http://www.geo.fu-berlin.de).

Die Darstellung des atmosphärischen Zustandes erfolgt in Form von Wetterkarten (Boden- und Höhenwetterkarten). Zur Wettervorhersage gebraucht man numerische Modelle der Atmosphäre, die auf den physikalischen Gesetzmäßigkeiten basieren (http://www.dwd.de/).

Quellen (Stand: 31.07.12)
Lauer, W.; Bendix, J. (2004): Klimatologie. Das Geographische Seminar. Braunschweig.
http://www.dwd.de/
http://www.geo.fu-berlin.de

Wetterlage

Der Begriff Wetterlage bezeichnet den Wetterzustand, wie er im Hinblick auf die wichtigsten meteorologischen Parameter (Luftdruck, Geopotential, Boden- und Höhenwind, Bewölkung, Niederschlag, Lufttemperatur und Luftfeuchte) über einem begrenzten Gebiet, während eines kurzen, höchstens eintägigen Zeitintervalls vorherrscht (http://www.dwd.de/).

Bleibt eine Wetterlage über mehrere Tage relativ unverändert, spricht man von einer Großwetterlage.

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.dwd.de/

Windstärke

Die Windstärke bezeichnet einen geschätzten Stärkewert, der aus den Auswirkungen des Windes auf die Wasseroberfläche oder auf Objekte an Land abgeleitet wird. In der international vereinbarten 13-teiligen Beaufort-Skala sind jedem Stärkewert Windgeschwindigkeitsbereiche zugeordnet (http://www.dwd.de). Für die Belange der Luftfahrt und für stündlich verbreitete Wettermeldungen werden allerdings viel genauere Messungen der Windgeschwindigkeit verwendet.

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.dwd.de

Windstiller Tag

Die Definitionen für einen windstillen Tag weisen deutliche Unterschiede bei den Windgeschwindigkeiten (V_w) auf. Der Deutsche Wetterdienst bezieht sich direkt auf die Klassifikation der Beaufort-Skala, wobei die Windstärke 0 der Windstille entspricht (V_w < 1 km/h) (http://www.dwd.de). Das Landesamt Natur, Umwelt und Verbraucherschutz Nordrhein-

Westfalen wählt einen vergleichbaren Ansatz (V_w <1,08 km/h) (http://www.klimaatlas.nrw.de). Davon abweichend, werden im Norddeutschen Klimaatlas Tage als windstille Tage bezeichnet, an denen die maximale Windgeschwindigkeit weniger als 12 km/h (Beaufort-Skala 2 = leichte Brise) beträgt (http://www.norddeutscher-klimaatlas.de).

Quellen (Stand: 31.07.12)
http://www.dwd.de
http://www.klimaatlas.nrw.de
http://www.norddeutscher-klimaatlas.de

Winterdürre

Siehe „Frosttrocknis“

Witterung

Witterung beschreibt die Abfolge der atmosphärischen Zustände mit einer relativ homogenen Ausprägung in einem Gebiet. Der Zeitraum reicht hierbei von mehreren Tagen bis zu einer Jahreszeit (http://www.geo.fu-berlin.de, LAUER & BENDIX 2004). Die Beschreibung umfasst die wichtigsten Charakteristika des Wetters dieses Zeitraums, wie etwa im Altweibersommer, in der Zeit der Herbststürme oder während einer Föhnperiode in den Alpen.

Quellen (Stand: 31.07.12)
Lauer, W.; Bendix, J. (2004): Klimatologie. Das Geographische Seminar. Braunschweig.
http://www.geo.fu-berlin.de

Annex 1: Verwendete Abkürzungen

Abkürzung	Parameter
T	Lufttemperatur [°C]
T_{14}	Lufttemperatur um 14:00 Uhr [°C]
T_m	Tagesmittel der Lufttemperatur [°C]
T_{mnday}	Mittelwert der Lufttemperatur für ein bestimmtes Zeitintervall (Tag, Monat) [°C]
T_{mJ}	Jahresmitteltemperatur [°C]
t_d	Anzahl der Trockentage seit dem letzten Niederschlagsereignis [-]
W_{Bi}	Bodenwasservorrat im effektiven Wurzelraum zu Beginn des Tages [mm]
W_{Pfl}	pflanzenverfügbare Wassermenge im Boden (W_{Pfl}= nutzbare Feldkapazität (nFk) + kapillarer Aufstieg)
nFk	nutzbare Feldkapazität [Vol-%]
FK_{mW}	mittlere Feldkapazität im effektiven Wurzelraum [%]
S_d	Sonnenscheindauer des Tages [h]
S_{0md}	mittlere tägliche Sonnenscheindauer (h/d)
S_{0m}	mittlere tägliche astronomisch mögliche Sonnenscheindauer des Zeitintervalls [h]
S_0	astronomisch mögliche Sonnenscheindauer [h]
S_{Jahr}	Jahressumme der Sonnenscheindauer [h]
S_R	Verhältnis der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer zu der bei Tag- und Nachtgleiche (=S_0/12)
s	Steigung der (Sättigungs-)Dampfdruckkurve [hPa/K]
z_{Wm}	Messhöhe der Windgeschwindigkeit [m]
z_{a0}	aerodynamische Rauhigkeitslänge der Vegetation im Jahresverlauf [m]
f_{Haude}	Monatskoeffizient (Haude-Faktor) [-]
$f_{Pr\text{-}Ta}$	Priestley-Taylor Koeeffizient
F_{14}	relative Luftfeuchte um 14:00 Uhr [%]
f_k	Küstenfaktor, im Küstenbereich von 50 km Breite als Mittelwert f_k=0,6, sonst f_k=1,0 [-]
BFI	Blattflächenindex [-]
F_{md}	Tagesmittel der relativen Luftfeuchte [%]
F_d	relative Luftfeuchte [%]
γ	Psychrometerkonstante [hPa/K]
ρ	Dichte der Luft [kg/cm³]
c_P	spezifische Wärme der Luft bei konst. Druck [J/(kg K)]
α	Albedo (Reflektionsvermögen der Landbedeckung) [-]
φ	geographische Breite
JT	Datum in fortlaufender Tageszählung
R_n	Nettostrahlung [MJ/(m^2*d)]
R_0	extraterrestrische Strahlung [J/m^2]
R_L	effektive langwellige Ausstrahlung [J/m^2]
R_{nB}	Strahlungsbilanz [W/m²]
R_{Gd}	Tagessumme der Globalstrahlung [J/cm^2]
R_G	Globalstrahlung [J/cm^2]
R_{mG}	mittlere Globalstrahlung [J/cm^2]
R_{Eff}	effektive Strahlungsbilanz [W/m²]
G	Bodenwärmestromdichte [W/m²]
r_a	aerodynamischer Widerstand [s/m]
r_{ms}	mittlerer Bestandswiderstand (Stomatawiderstand) [s/m]
r_c	Oberflächenwiderstand des Kronendaches [s/m]
L_1	spezifische Verdunstungswärme für 1 mm Verdunstungshöhe [J/kg]
L	spezielle Verdunstungswärme [(J/cm^2)/mm)]
L_L	spezifische Wärme der feuchten Luft [kJ/kg °C]
$F(t)_{Wald}$	Korrekturfaktor (F(t)< 1,4 – 1,6) abhängig vom Waldtyp und phänologischen Stadium
f(v)	von Windgeschwindigkeit v und Bewuchshöhe abhängige Funktion
Δe_s	Sättigungsdefizit abhängig von Lufttemperatur T und Dampfdruck e [hPa]
Δe_m	mittlerer Dampfdruckgradient [hPa]
Δe	Dampfdruckdefizit [hPa]

Abkürzung	Parameter
e	Dampfdruck [hPa]
e_{14}	Sättigungsdampfdruck um 14:00 Uhr [hPa]
$ET_{Pot,i}$	potentielle Evapotranspiration multipliziert mit Bestandskoeffizient [mm/d]
ET_{pot}	potentielle Evapotranspiration [mm/d]
ET_{akt}	Aktuelle/reelle/tatsächliche Evapotranspiration [mm/d]
$ET_{Pot\text{-}Wald}$	Potentielle Evapotranspiration Wald [mm/d]
$ET_{Pot\text{-}W\text{-}Veg}$	Potentielle Transpiration Wald für den vegetationsbedeckten Anteil der Bodenoberfläche [mm/d]
$ET_{mPot\text{-}Veg}$	langjähriges Mittel ET_{Pot} in der Vegetationsperiode [mm/d]
EV_{akt}	aktuelle Bodenevaporation [cm/d]
EV_{Pot}	potentielle Evaporation [m/d]
EV_L	Evaporationsverlust [W/m^2]
z_{mw}	mittlere Wurzeltiefe [dm]
v_2	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m/s]
v_{wfl2}	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe über der Wasserfläche, gültig für Tageswerte [m/s]
v_{m2}	Tagesmittel der Windgeschwindigkeit in 2m Höhe [m/s]
v_W	Windgeschwindigkeit [m/s]
c_{Mak1}, c_{Mak2}, a_{Mak}, J_{Mak}	Empirische bzw. standortspezifische Faktoren des Verfahrens nach MAKKINK
n	Länge des gewählten Zeitintervalls [d]
N_J	jährliche Niederschlagshöhe [mm]
N_{So}	Sommerniederschlag (Summe 01.04 bis 30.09) [mm]
N_{Wi}	Winterniederschlag (Summe 01.10 bis 31.03 des Folgejahres) [mm]
N_i	Bestandsniederschlag am Tag i [mm/d]
PWP_m	mittlerer Welkepunkt im effektiven Wurzelraum [%]

Annex 2: Formeln

Ermittlung der potentiellen Evapotranspiration

Verfahren nach BLANEY-CRIDDLE (1950)
Ähnlich wie beim TURC-Verfahren werden negative Werte gleich 0 gesetzt.

$$ET_{Pot-BC} = (8{,}128 + 0{,}457 \cdot T) \cdot \frac{S_0 \cdot 100}{S_{Jahr}}$$

T: Lufttemperatur
S_0: astronomisch mögliche Sonnenscheindauer
S_{Jahr}: Jahressumme der Sonnenscheindauer

Für Deutschland wird die von SCHRÖDTER (1985) angepasste Formel empfohlen.

$$ET_{Pot-Schr} = -1{,}55 + 0{,}96 \cdot (8{,}128 + 0{,}457 \cdot T) \cdot \frac{S_0 \cdot 100}{S_{Jahr}}$$

T: Lufttemperatur
S_0: astronomisch mögliche Sonnenscheindauer
S_{Jahr}: Jahressumme der Sonnenscheindauer

Verfahren nach HAUDE (1954)
Die größtmögliche erreichbare Tagessumme beträgt 7 mm/d. Höhere Ergebniswerte werden mit diesen Wert gleichgesetzt.

$$ET_{Pot-Hau} = f_{Haude} \cdot e_{14} \cdot \left(1 - \frac{F_{14}}{100}\right)$$

$e_{14} = 6{,}11 \cdot 10^{\frac{7{,}48 \cdot T_{14}}{237 + T_{14}}}$ (DVWK 1996) bzw. $e_{14} = 6{,}11 \cdot 10^{\frac{17{,}62 \cdot T_{14}}{243{,}12 + T_{14}}}$ (HAUDE 1955)

mit:

f_{Haude}: Monatskoeffizient (Haude-Faktor) [-]
e_{14}: Sättigungsdampfdruck um 14:00 Uhr [hPa]
F_{14}: relative Luftfeuchte um 14:00 Uhr [%]
T_{14}: Lufttemperatur um 14:00 Uhr [°C]

Tab. 29: Monatliche Pflanzenfaktoren für die Verdunstungsberechnung nach HAUDE in Deutschland

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Unbewachsener Boden (Haude 1954)	0,26	0,26	0,33	0,39	0,39	0,37	0,35	0,33	0,31	0,26	0,26	0,26
Gras (Löpmeier 1994)	0,20	0,20	0,21	0,29	0,29	0,28	0,26	0,25	0,23	0,22	0,22	0,20
Gras (DVWK 1996)	0,22	0,22	0,22	0,29	0,29	0,28	0,26	0,25	0,23	0,22	0,22	0,22
Rasen (VDI 1990)	0,20	0,20	0,22	0,34	0,29	0,29	0,28	0,26	0,23	0,20	0,20	0,20
Wiesen (VDI 1990)	0,20	0,20	0,25	0,29	0,29	0,28	0,26	0,25	0,23	0,22	0,20	0,20
Mais (Löpmeier 1994)	0,15	0,15	0,18	0,18	0,18	0,26	0,26	0,26	0,24	0,21	0,14	0,14
Roggen (Löpmeier 1994)	0,18	0,18	0,20	0,30	0,38	0,36	0,28	0,20	0,18	0,18	0,18	0,18

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Sommergerste (Löpmeier 1994)	0,15	0,15	0,18	0,25	0,30	0,36	0,26	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18
Winterraps (Löpmeier 1994)	0,18	0,18	0,20	0,32	0,37	0,35	0,26	0,20	0,18	0,18	0,18	0,18
Winterweizen (Löpmeier 1994)	0,18	0,18	0,19	0,26	0,34	0,38	0,34	0,22	0,21	0,20	0,18	0,18
Zuckerrüben (Löpmeier 1994)	0,15	0,15	0,18	0,15	0,23	0,30	0,36	0,32	0,26	0,19	0,14	0,14
Buschbrache* (Ernstberger 1987)	0,10	0,10	0,10	0,20	0,28	0,45	0,38	0,35	0,28	0,20	0,10	0,10
Buche (VDI 1990)	0,01	0,00	0,04	0,10	0,23	0,28	0,32	0,26	0,17	0,10	0,01	0,00
Buche/Eiche, alt* (Ernstberger 1987)	0,01	0,01	0,01	0,10	0,25	0,33	0,35	0,30	0,30	0,20	0,01	0,01
Fichte (VDI 1990)	0,08	0,04	0,14	0,35	0,39	0,34	0,31	0,25	0,20	0,13	0,07	0,05
Fichte, jung* (Ernstberger 1987)	0,01	0,01	0,05	0,23	0,28	0,30	0,33	0,28	0,25	0,10	0,01	0,01
Fichte, mittelalt* (Ernstberger 1987)	0,01	0,01	0,05	0,23	0,28	0,35	0,38	0,33	0,25	0,15	0,01	0,01

*: Interzeption wird getrennt betrachtet

Verfahren nach PENMAN (PENMAN 1956)

Klassische PENMAN-Beziehung

$$E_{Pot\text{-}Pen} = \frac{s}{s+\gamma} \cdot \frac{R_{eff}}{L_1} + \frac{\gamma}{s+\gamma} \cdot f(v) \cdot (\Delta e_s)$$

s: Steigung der Dampfdruckkurve
γ: Psychrometerkonstante [hPa/K]
R_{eff}=(R_n-G): effektive Strahlungsbilanz [W/m²]
R_n: Strahlungsbilanz [W/m²]
G: Bodenwärmestromdichte [W/m²]
L_1: spezifische Verdunstungswärme für 1 mm Verdunstungshöhe [J/kg]
f(v): von Windgeschwindigkeit v und Bewuchshöhe abhängige Funktion
Δe_s: Sättigungsdefizit abhängig von Lufttemperatur T und Dampfdruck e [h/Pa]

Da für die klassische PENMAN-Beziehung in der Regel die erforderlichen Eingangsdaten nicht verfügbar sind, müssen Vereinfachungen verwendet werden, um ET_{Pot}-Werte zu berechnen

$$ET_{Pot\text{-}Pen} = g(T) \cdot \left(\frac{0{,}60 \cdot R_{Gd}}{L} + 0{,}66 \cdot (1 + 1{,}08 \cdot v_{m2}) \cdot \left(1 - \frac{F_{md}}{100}\right) \cdot S_R \right)$$

und $g(T) = \frac{s}{s+\gamma} \approx 2{,}3 \cdot \frac{T_m + 22}{T_m + 123}$

R_{Gd}: Tagessumme der Globalstrahlung [J/cm²]
L: spezielle Verdunstungswärme [(J/cm²)/mm)]
v_{m2}: Tagesmittel der Windgeschwindigkeit in 2m Höhe [m/s]
F_{md}: Tagesmittel der relativen Luftfeuchte [%]
S_R: Verhältnis der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer zu der bei Tag- und Nachtgleiche (=S_0/12)
T_m: Tagesmittel der Lufttemperatur [°C]
s: Steigung der Dampfdruckkurve
γ: Psychrometerkonstante [hPa/K]

Verfahren nach MAKKINK (1957)

$$ET_{Pot-Mak} = \frac{s}{s+\gamma} \cdot \left(c_{Mak1} \cdot \frac{R_G}{L_1} + c_{Mak2} \right)$$

s: Steigung der Dampfdruckkurve
γ: Psychrometerkonstante [hPa/K]
c_{Mak1} und c_{Mak2}: empirische Konstanten
R_G: Globalstrahlung [J/cm^2]
L_1: spezifische Verdunstungswärme für 1 mm Verdunstungshöhe

Tab. 30: MAKKINK-Faktoren nach DVWK (1996)

c_{Mak1}	c_{Mak2}	
0,65	0	Niederlande (küstennah)
0,61	-0,12	Europa

Verfahren nach PENMAN-MONTHEITH (MONTHEITH 1965)

$$ET_{akt\text{-}PeMo} = \frac{1}{L_1} \cdot \frac{s \cdot R_{eff} + \frac{\rho \cdot c_P}{r_a} \cdot (\Delta e_S)}{s + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_{ms}}{r_a}\right)}$$

ET_a: reelle Evapotranspiration
L_1: spezifische Verdunstungswärme für 1 mm Verdunstungshöhe [J/kg]
s: Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
R_{eff}=(R_n-G): effektive Strahlungsbilanz
R_n: Strahlungsbilanz [W/m²]
G: Bodenwärmestromdichte [W/m²]
ρ: Dichte der Luft [kg/cm³]
c_P: spezifische Wärme der Luft bei konst. Druck [J/(kg K)]
Δe_S: Sättigungsdefizit, abhängig von Lufttemperatur T und Dampfdruck e [hPa]
r_a: aerodynamischer Widerstand [s/m]
r_{ms}: mittlerer Bestandswiderstand (Stomatawiderstand) [s/m]
γ: Psychrometerkonstante [hPa/K]

Die Nettostrahlung (R_n) berechnet sich nach:

$$R_n = (1-\alpha) \cdot R_G - R_L$$

α: Albedo (Reflektionsvermögen der Landbedeckung
R_G: Globalstrahlung
R_L: effektive langwellige Ausstrahlung

Der aerodynamische Widerstand r_a wird mit nachfolgender Gleichung ermittelt:

$$r_a = \frac{4{,}72 \cdot \left(\ln\left(\frac{z_{Wm}}{z_{a0}} \right) \right)^2}{1 + 0{,}54 \cdot v_W}$$

z_{Wm}: Messhöhe der Windgeschwindigkeit
z_{a0}: aerodynamische Rauhigkeitslänge der Vegetation im Jahresverlauf
v_W: Windgeschwindigkeit

Tab. 31: Größenordnungen der biologischen Widerstände (nach BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996)

Widerstand	Symbol	Pflanzentyp	Größenordnung [s/cm]	Bemerkungen
Stomatawiderstand	r_s	Xerophyten	> 30	
		Mesophyten	1 - 2	
Grenzschichtwiderstand	r_a		0,3 - 1	kleine Blätter u. leichter Wind
Kutikulärer Widerstand	r_k	Xerophyten	40 - 400	
		Mesophyten	20 - 40	

Die PENMAN-Ansätze können über einen Korrekturfaktor an Waldflächen angepasst werden

$$ET_{Pot-Wald} = ET_{mPot-Veg} \cdot F(t)_{Wald}$$

$ET_{Pot-Wald}$: Potentielle Evapotranspiration Wald [mm/d]
$ET_{mPot-Veg}$: Potentielle Transpiration für Wald mit vegetationsbedecktem Anteil der Bodenoberfläche [mm/d]
$F(t)_{Wald}$: Korrekturfaktor (F(t)< 1,4 – 1,6) abhängig vom Waldtyp und phänologischen Stadium

Tab. 32: Korrekturfaktoren zur Berechnung von ET_{Pot} nach PENMAN für Waldbestände (nach ERNSTBERGER 1987)

	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov-Feb	Mrz
Fichte, jung	0,53	0,58	0,60	0,73	0,70	0,65	0,35	0,03	0,10
Fichte, mittelalt	0,53	0,58	0,65	0,75	0,75	0,65	0,35	0,03	0,10
Buche/Eiche alt	0,35	0,50	0,78	0,80	0,85	0,82	0,65	0,03	0,03
Buschbrache	0,53	0,60	0,92	0,90	0,88	0,80	0,70	0,30	0,30

Verfahren nach THORNTHWAITE (1948)

$$ET_{Pot-Tho} = 0{,}533 \cdot n \cdot \frac{S_{0m}}{12} \cdot \left(\frac{10 \cdot T_{mnday}}{J_{Tho}} \right)^{a_{Tho}}$$

n: Länge des gewählten Zeitintervalls [d]
S_{0m}: mittlere tägliche astronomisch mögliche Sonnenscheindauer des Zeitintervalls [h]
T_{mnday}: Mittelwert der Lufttemperatur für ein bestimmtes Zeitintervall (Tag, Monat) [°C]
Bei negativen Werten ist T=0
a_{Tho}, J_{Tho}: ortsabhängig, empirische Koeffizienten
T_{mJ}: Jahresmitteltemperatur [°C]

Die Größen a_{Tho} und J_{Tho} müssen am jeweiligen Standort bestimmt werden:

$$J_{Tho} = \sum_{Jan}^{Dez} \left(\frac{T_{mJ}}{5} \right)^{1{,}514} \text{ und } a_{Tho} = \left(0{,}0675 \cdot J_{Tho}^{\ 3} - 7{,}71 \cdot J_{Tho}^{\ 2} + 1792 \cdot J_{Tho} + 49239 \right) \cdot 10^{-5}$$

Verfahren nach TURC (1961)

$$ET_{Pot-Tur} = \left(c_{Tur1} + c_{Tur2} \cdot S_{0md}\right) \cdot n \cdot \frac{T_{mnday}}{(T_{mnday} + 15)}$$

n: Anzahl der Tage, für die die Verdunstung berechnet werden soll. Der Berechnungszeitraum sollte mindestens 10 bis 30 Tage lang sein
S_{0md}: mittlere tägliche Sonnenscheindauer (h/d)
T_{mnday}: Lufttemperatur (Mittel über n Tage) [°C]
c_{Tur1}, c_{Tur2}: TURC-Koeffizienten

Tab. 33: Koeffizienten in der TURC-Formel

Monat	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
c_{Tur1}	1,09	1,40	1,86	2,36	2,76	3,00	2,93	2,58	2,10	1,57	1,19	1,02
c_{Tur2}	0,180	0,259	0,350	0,429	0,476	0,489	0,488	0,448	0,390	0,294	0,210	0,158

Bei ET_{Pot} –Werten <0,1 mm/d wird der Wert auf 0,1 mm/d gesetzt.

In der Literatur tauchen viele Varianten der TURC-Formel (TURC 1954) auf:

$$ET_{Pot-Tur} = \frac{N_J}{\sqrt{0{,}9 + \left(\frac{N_J}{L(T)}\right)^2}} \qquad \text{mit: } L(T) = 300 + 25 \cdot T_{mJ} + 0{,}05 \cdot T_{mJ}^{\ 3}$$

ET_{Pot}: jährliche Evapotranspiration [mm]
N_J: jährliche Niederschlagshöhe [mm]
T_{mJ}: Jahresmitteltemperatur [°C]

In vielen Lehrbüchern (z.B. KAPPAS 2009) wird die TURC-Formel auch wie folgt dargestellt:

$$ET_{Pot-Tur} = 0{,}0031 \cdot C_{Tur} \cdot (R_G + 209) \cdot \frac{T_m}{T_m + 15} \qquad \text{mit } C_{Tur} = 1 + \frac{50 - F_{md}}{70} \quad \text{bei } F_{md} < 50\%,$$

C_{Tur}= 1 bei F_{md} ≥50%

R_G: Tagessumme der Globalstrahlung [J/cm^2]
T_m: Tagesmittel der Lufttemperatur [°C]
F_{md}: Tagesmittel der relativen Luftfeuchte [%]

Liegt die Globalstrahlung nicht als Messwert vor, kann sie aus der registrierten Sonnenscheindauer abgeschätzt werden:

$$R_G = R_0 \cdot \left(0{,}19 + 0{,}55 \cdot \frac{S_d}{S_0}\right)$$

R_0: extraterrestrische Strahlung [J/m^2]
S_d: Sonnenscheindauer des Tages [h]
S_0: Tageswert der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer [h]

$$S_0 = 12{,}3 + \sin\zeta \cdot \left(4{,}3 + \frac{\varphi - 51{,}0}{6}\right) \qquad \text{mit } \zeta = 0{,}0172 \cdot JT - 1{,}39$$

φ: geographische Breite
JT: Datum in fortlaufender Tageszählung

Verfahren nach TURC-IVANOV (WENDLING & MÜLLER 1984)
In den Monaten November bis Februar gilt für die Berechnung der Monatssummen [mm]:

$$ET_{Pot-TuIva} = 0{,}0011 \cdot (T_m + 25)^2 \cdot (100 - F_{md})$$

T_m: Tagesmittel der Lufttemperatur [°C]
F_{md}: Tagesmittel der relativen Luftfeuchte [%]

In KLIWA (2008) wurde das TURC/IVANOV-Verfahren nach Temperaturen differenziert:

$$ET_{Pot-KLI} = (R_G + 209) \cdot \frac{0{,}00311 \cdot T}{T \cdot 15}$$ bei T≥3°C

$$ET_{Pot-KLI} = 0{,}000036 \cdot (25 + T)^2 \cdot (100 - F_d)$$ bei T<3°C

ET_{Pot}: potentielle Verdunstung [mm/d]
T: Lufttemperatur [°C]
F_d: relative Luftfeuchte [%]
R_G: Globalstrahlung in [J/cm^2]

Verfahren nach TURC-WENDLING (WENDLING ET AL. 1991)

$$ET_{Pot-TuWe} = \frac{(R_{Gd} + 93 \cdot f_k) \cdot (T_m + 22)}{150 \cdot (T_m + 123)}$$

R_{Gd}: Tagessumme der Globalstrahlung [J/cm^3]
f_k: Küstenfaktor, im Küstenbereich von 50 km Breite als Mittelwert f_k=0,6, sonst f_k=1,0
T_m: Tagesmittel der Lufttemperatur [°C]

Spezielle Verdunstungsbetrachtungen

Verdunstung freier Wasserflächen
Empirische Beziehung für freie Wasserflächen (Seen, Stauseen, Flüsse, Kanäle) nach RICHTER (1997):

$$E_{Pot-Wfl} = (0{,}327 \cdot \Delta e_m + 0{,}00055 \cdot R_{mG} - 0{,}035) \cdot n$$

Δe_m: mittlerer Dampfdruckgradient [hPa]
R_{mG}: mittlere Globalstrahlung [J/cm^2]
n: Anzahl der Tage (gültig für Dekaden- und Monatssummen*)*

für Tageswerte:

$$E_{Pot-Wfl} = \left(0{,}16 + 0{,}2 \cdot vwfl_2^{0,5}\right) \Delta e_m$$

v_{wfl2}: Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe über der Wasserfläche, gültig für Tageswerte

Verfahren nach PRIESTLEY-TAYLOR (1972)

$$ET_{Pot-Pr-Ta} = f_{Pr-Ta} \cdot \frac{s \cdot (R_n - G)}{s + \gamma}$$

f_{Pr-Ta}: Priestley-Taylor Koeffizient = 1,26
R_n: Strahlungsbilanz [W/m²]
G: Bodenwärmestromdichte [W/m²]
s: Steigung der Dampfdruckkurve
γ: Psychrometerkonstante [hPa/K]

Verfahren nach PRIESTLEY-TAYLOR, Modifikation nach FLINT & CHILDS (1991)

$$ET_{Pot-Fl-Ch} = f_{Pr-Ta} \cdot \frac{s \cdot (R_n - G)}{s + \gamma}$$

f_{Pr-Ta}: Priestley-Taylor Koeffizient = 1,26
R_n: Strahlungsbilanz [W/m²]
G: Bodenwärmestromdichte [W/m²]
s: Steigung der Dampfdruckkurve
γ: Psychrometerkonstante [hPa/K]

Tab. 34: PRIESTLEY-TAYLOR- Koeffizienten (f_{Pr-Ta})(FLINT & CHILDS 1991)

f_{Pr-Ta}	Oberflächen-Bedingungen	Quelle
1,57	Stark advektive Bedingungen	JURY & TANNER (1975)
1,29	Gras (Boden bei Feldkapazität)	MUKAMMAL & NEUMANN (1977)
1,27	Bewässertes Weidelgras	DAVIES & ALLEN (1973)
1,26	Wassergesättigte Oberfläche	PRIESTLEY & TAYLOR (1972)
1,26	Offene Wasseroberfläche	PRIESTLEY & TAYLOR (1972)
1,26	Nasse Wiese	STEWART & ROUSE (1977)
1,18	Nasser Douglasien-Wald	MCNAUGHTON & SCHWARZ (1973)
1,12	Kurzes Gras	DE BRUIN & HOLTSLAG (1982)
1,05	Douglasien-Wald	MCNAUGHTON & SCHWARZ (1973)
1,04	Unbedeckte Bodenfläche	BARTON (1979)
0,84	Dichter Douglas-Tannenwald	BLACK (1979)
0,80	Ausgedünnter Douglas-Tannenwald	BLACK (1979)
0,73	Douglas-Tannenwald (am Tag)	GILES ET AL. (1984)
0,72	Fichtenwald (am Tag)	SHUTTLEWORTH & CALDER (1979)

Verfahren nach MCNAUGHTHON & BLACK (1973)

$$ET_{Pot-Na-Bl} = \frac{L_L \cdot \rho \cdot \Delta e}{\gamma \cdot r_c}$$

L_L : spezifische Wärme der feuchten Luft [kJ/kg °C]
ρ: Dichte der Luft [kg/m³]
Δe: Dampfdruckdefizit [kPa]
r_c : Oberflächenwiderstand des Kronendaches [s/m]
γ: Psychrometerkonstante [hPa/K]

Ermittlung der aktuellen Evapotranspiration

FAO-Gras-Referenzverdunstung

Als Berechnungsgrundlage dient das PENMAN-MONTEITH-Verfahren:

$$ET_{akt-GrasRef} = \frac{0{,}408 \cdot s \cdot R_{eff} + \frac{900}{T+273} \cdot v_2 \cdot (\Delta e_s)}{s + \gamma \cdot (1 + 0{,}34 \cdot v_2)}$$

ET_{akt}: aktuelle Evapotranspiration
s: Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
R_{eff} =(R_n-G): effektive Strahlungsbilanz
R_n: Strahlungsbilanz [W/m²]
G: Bodenwärmestromdichte [W/m²]
T: Luftemperatur
v_2: Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m/s]
Δe_S: Sättigungsdefizit, abhängig von Lufttemperatur T und Dampfdruck e [hPa]
γ: Psychrometerkonstante [hPa/K]

Methode nach RENGER & WESSOLEK (1990)

$$ET_{akt} = a_{RW} \cdot N_{So} + b_{RW} \cdot N_{Wi} + c_{RW} \cdot \log W_{Pfl} + d_{RW} \cdot ET_{Por-Hau} + e_{RW}$$

N_{So}: Sommerniederschlag (Summe 01.04 bis 30.09) [mm]
N_{Wi}: Winterniederschlag (Summe 01.10 bis 31.03 des Folgejahres) [mm]
W_{Pfl}: pflanzenverfügbare Wassermenge im Boden (W_{Pfl}= nutzbare Feldkapazität (nFk) + kapillarer Aufstieg)
ET_{PotHau}: ET_{Pot} nach HAUDE (Gras) in mm, Summe 01.04 bis 31.03. des Folgejahres
a_{RW} - e_{RW}: standortspezifische Konstanten

Tab. 35: Standortfaktoren zur Berechnung der aktuellen Verdunstung bewachsener Flächen mit dem Verfahren nach RENGER & WESSOLEK

Norddeutschland (DVWK 1996)	**Bodennutzung**	**a_{RW}**	**b_{RW}**	**c_{RW}**	**d_{RW}**	**e_{RW}**
	Ackerland	0,39	0,08	153	0,12	-109
	Grünland	0,48	0,10	286	0,10	-330
	Nadelwald	0,33	0,29	166	0,19	-127

Verfahren nach WENDLING ET AL. (1984)

$$ET_{akt,i} = N_i - (N_i - ET_{Pot,i}) \cdot R_i$$

$$R_i = \frac{1 - \frac{PWP_m \cdot z_{mw}}{w_i}}{1 - \frac{PWP_m \cdot z_{mw}}{FK_{mw} \cdot z_{mw}}} + 0{,}1 \cdot \frac{ET_{mPot-Veg}}{ET_{Pot,i}}$$

$ET_{Pot,i}$: potentielle Evapotranspiration multipliziert mit Bestandskoeffizient [mm/d]
N_i: Bestandsniederschlag [mm/d]
W_i: Bodenwasservorrat im effektiven Wurzelraum zu Beginn des Tages [mm]
FK_{mW}: mittlere Feldkapazität im effektiven Wurzelraum [%]
PWP_m: mittlerer Welkepunkt im effektiven Wurzelraum [%]
z_{mw}: mittlere Wurzeltiefe [dm]
$ET_{mPot-Veg}$: langjähriges Mittel ET_{Pot} in der Vegetationsperiode [mm/d]

Ermittlung der Evaporation, Boden

Evaporation, Boden
Ansatz von Belmans et al. (1983)

$$EV_{Pot-Bel} = ET_{Pot} \cdot e^{-0,6 \cdot BFI}$$

EV_{Pot}: potentielle Evaporation [m/d]
BFI: Blattflächenindex [-]
ET_{Pot}: potentielle Evapotranspiration [m/d]

Ansatz von Black et al. (1969)

$$EV_{akt-Bla} = 0,35 \cdot \left(\sqrt{t_d + 1} - \sqrt{t_d}\right)$$

EV_{akt}: aktuelle Bodenevaporation [cm/d]
t_d: Anzahl der Trockentage seit dem letzten Niederschlagsereignis [-]

Ansatz von Ritchie (1972)

$$EV_{Pot-RIC} = \frac{s \cdot R_n \cdot e^{-0,39 \cdot BFI}}{(s + \gamma) \cdot L_L}$$

EV_{Pot}: potentielle Evaporation [m/d]
BFI: Blattflächenindex [-]
R_n: Nettostrahlung [MJ/(m^2*d)]
γ: Psychrometerkonstante [hPa/K]
s: Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
L_L: spezifische Wärme der feuchten Luft [kJ/kg °C]

Quellen

BARTON, I.J. (1973): A Parameterization of the Evaporation from a Non-Saturated Surface. - J. Appl. Meteor., 18: 43-47, 1979.

BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (Hrsg.) (1996): Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie. - In: Lehrbuch der Hydrologie Bd. 1, 2. Auflage, Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart

BELMANS, C., J.G. WESSELING AND R.A. FEDDES (1983): Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. J. Hydrol. 63: 271-286.

BLACK, T. A. (1979): Evapotranspiration from Douglas-Fir Stands Exposed to Soil Water Deficits. - Water Resour. Res., 15 (1): 164-170

BLACK, T.A., GARDNER, W.R., THURTELL, G.W. (1969): The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. Soil Sci. Soc, Am. Proc., 33, 655-660

BLANEY, H.F. & W.D. CRIDDLE. (1950): Determining Water Requirements in Irrigated Areas from Climatological and Irrigation Data. *USDA, SCS-TP-96*, 50 p.

DE BRUIN, H. A. R. & HOLTSTAG, A. A. M. (1982): A Simple Parameterization of the Surface Fluxes of Sensible and Latent Heat During Daytime Compared with the Penman- Monteith Concept. - J. Appl. Meteor., 21: 1610-1621.

DAVIES, J. A. & ALLEN, C. D. (1973): Equilibrium, Potential, and Actual Evaporation from Cropped Surfaces in Southern Ontario. - J. Appl. Meteor., 12: 649-657.

DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. – DVWK-Merkblätter 238, 135 S.

ERNSTBERGER, H. (1987): Einfluß der Landnutzung auf Verdunstung und Wasserbilanz: Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration von unterschiedlich genutzten Standorten zur Ermittlung der Wasserbilanz in unteren Mittelgebirgslagen Hessens. - 189 S.; Kirchzarten

FLINT, A. L. & CHILDS, S. W. (1991): Use of the Priestley–Taylor evaporation equation for soil water limited conditions in a small forest clearcut. - Agricultural and Forest Meteorology 56, 247–260.

GILES, D. G., BLACK, T. G. & SPITTLEHOUSE, D. L. (1984): Determination of Growing Season Soil Water Deficits on a Forested Slope Using Water Balance Analysis. - Can. J. For. Res., 15: 107-114.

HAUDE, W. (1954): Zur praktischen Bestimmung des aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. – Mitt. Deutsch. Wetterdienst, Nr. 8, 21 S.

HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. - Mitt. Dt. Wetterd. 2 (11)

JURY, W. A. & TANNER, C. B. (1975): Advection Modification of the Priestley and Taylor Evapotranspiration Formula. - Agron. J., 67: 840-842.

KAPPAS, M. (2009): Klimatologie, Klimaforschung im 21. Jahrhundert. Herausforderung für Natur- und Sozialwissenschaften. 356 S.

KLIWA (2008): Langzeitverhalten von Sonnenscheindauer und Globalstrahlung sowie Verdunstung und klimatischer Wasserbilanz in Baden-Württemberg und Bayern. – KLIWA-Berichte Heft 12, 148 S.

LÖPMEIER, F.-J. (1994): Berechnung der Bodenfeuchte und Verdunstung mittels agrarmeteorologischer Modelle. Zeitschrift f. Bewässerungswirtschaft, 29, 157–167.

MAKKINK, G.F., (1957): Testing the Penman formula by means of lysimeters. International Journal of Water Engineering, 11: 277-288

MCNAUGHTON, K. G. & BLACK, T. A. (1973): A Study of Evapotranspiration from a Douglas Fir Forest Using the Energy Balance Approach. - Water Resour. Res., 9: 1579-1590.

MONTHEITH, J. L. (1965): Evaporation and environment. – In GOGG, G.E. (ed.): Symposium of the Society for experimental biology, The State and Movement of Water in Living Organisms, Vol. 19, 205-234.

MUKAMMAL, E. I. & NEUMANN, H. H. (1977): Application of the Priestley-Taylor Evaporation Model to Assess the Influence of Soil Moisture on the Evaporation from a Large Weighing Lysimeter and Class A Pan. - Boundary-Lay. Met., 14: 243-256.

PENMAN, H. L. (1956): Evaporation: An introductory survey. Netherlands J. Agric. Sci.1:9-29, 87-97,151-153.

PRIESTLEY, C. H. B. & TAYLOR, R. J. (1972): On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. - Monthly Weather Review, 100: 81-92.

RENGER, M. & WESSOLEK, G. (1990): Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderungen auf die Grundwasserneubildung. – Mit. Inst. für Wasserwesen, Univ. der Bundeswehr München, 386: 295-307.

RICHTER, D. (1997): Das Langzeitverhalten von Niederschlag und Verdunstung und dessen Auswirkung auf den Wasserhaushalt des Stechlinseegebietes, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 201, 1-126.

RITCHIE, J.T. (1972): A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. Water Resources Research, 8 (5), 1204-1213

SCHRÖDTER, H (1985): Verdunstung : Anwendungsorientierte Messverfahren und Bestimmungsmethoden. – 186 S.. Springer-Verlag, Berlin.

SHUTTLEWORTH, W. J., & CALDER, I. R. (1979): Has the Priestley-Taylor Equation Any Relevance to Forest Evaporation? - J. Appl. Meteor., 18: 639-646.

STEWART, R. B. & ROUSE, W. R. (1977): Substantiation of the Priestley-Taylor Parameter = 1.26 for Potential Evaporation in High Latitudes. - J. Appl. Meteor., 16: 649-650.

THORNTHWAITE, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. - The Geogr. Rev. 38 (1): 55-94.

TURC, L. (1961): Évaluation des besoins en eau dírrigation,évapotranspiration potentielle. – Ann Agron. Paris 12: 13-49.

TURC L. (1954): Le bilan d' eau des sols. Relations entre les precipitations, l' evaporation, et l' ecoulement, Ann. Agr., 6, 5-131.

VDI (Verein Deutscher Ingenieure), 1990: Meteorologische Messungen, Grundlagen. – VDI Richtlinien 3786, Blatt 1. Düsseldorf.

WENDLING, U., MÜLLER, J. & SCHWEDE, K. 1984. Ergebnisse von Verdunstungsmessungen über Gras mit einem *offline*-Datenerfassungssystem. *Zeitschrift für Meteorologie*, 34:190–202

WENDLING, U. & MÜLLER, J. (1984): Entwicklung eines Verfahrens zur rechnerischen Abschätzung der Verdunstung im Winter. – Z. Meteorol. 34:82-85

WENDLING, U., SCHELLIN, H.-G. & THOMĂ, M. (1991): Bereitstellung von täglichen Informationen zum Wasserhaushalt des Bodens für Zwecke des agrarmeteorologischen Beratung. – Z. Meteorol., 34: 82-85

Annex 3: Glossar

Arithmetisches Mittel

Das arithmetische Mittel oder auch Durchschnitt ist ein Mittelwert, der als Quotient aus der Summe aller beobachteten Werte und der Anzahl der Werte definiert wird.

Bodenmatrix

Die Bodenmatrix bezeichnet in der Bodenkunde die festen Bestandteile des Bodens ohne den Porenraum.

Grundwasserflurabstand

Der Grundwasserflurabstand ist der lotrechte Abstand zwischen der Grundwasseroberfläche des oberen Grundwasserstockwerks und einem Punkt der Geländeoberfläche.

Kapillare Aufstiegshöhe

Die kapillare Aufstiegshöhe oder auch Kapillarhub ist die Höhe, über die Wasser in Kapillaren (enge Röhrchen oder Poren) aus einer freien Wasseroberfläche (Grund- oder Stauwasser) aufsteigen kann. Das Wasser steigt umso höher, je geringer der Kapillardurchmesser ist. Der Kapillaraufstieg hat Bedeutung für die Pflanzenversorgung. Sandige und schwach lehmige Böden können hohe Wasserraten über begrenzte Höhen nachliefern. Dagegen sind die Aufstieghöhen in Tonböden größer, die Mengen jedoch kleiner.

Matrixpotential

Das Matrixpotential gibt den energetischen Ausdruck für die Bindungsstärke einer Bezugsmenge Wasser an die Bodenmatrix an. Das Matrixpotential wirkt dem Gravitationspotential entgegen, d. h. Wasser kann sich auch entgegen der Schwerkraft bewegen. Der Betrag des Matrixpotentials wird häufig zur Beschreibung der Wasserspannung oder Saugspannung verwendet.

Median

Der Median oder Zentralwert ist ein Mittelwert für Verteilungen. Der Median einer Anzahl von Werte ist die Zahl, die an der mittleren Stele steht, wenn man die Werte nach der Größe ordnet. Allgemein teilt ein Median eine Anzahl von Werten in zwei Hälften, so dass die Werte in der einen Hälfte kleiner als der Medianwert sind, in der anderen größer.

Nutzbare Feldkapazität

Die nutzbare Feldkapazität wird üblicherweise als der Wasservorrat eines Bodens angesehen, der von den Pflanzen genutzt werden kann. Sie wird durch den Wassergehalt bei Feldkapazität (pF-Wert: 1,8 – 2,5) und dem permanenten Welkepunkt (pF=4,2) begrenzt. In Lehm- und Schluffböden ist die nutzbare Feldkapazität am größten.

Perzentil

Ein Perzentil ist ein Wert auf einer Skala von Null bis Hundert. Er gibt den Prozentsatz an Datensatzwerten an, der gleich oder niedriger als er selbst ist. Ein Perzentil wird oft genutzt, um Extremwerte einer Verteilung abzuschätzen.

Synoptische Wetterstationen

Die synoptische Meteorologie ist ein Teilgebiet der Meteorologie, das sich mit der großräumigen Zusammenschau der Wetterzustände in ihrer räumlichen Verteilung und zeitlichen Änderung für einen gegebenen Zeitpunkt beschäftigt. Synopse bedeutet soviel wie Gesamtschau, Übersicht oder Überblick.

Teufe

Teufe ist der bergmännische Ausdruck für Tiefe oder Tiefenlage. Teufe ist der Abstand eines Punktes im Untergrund von der Geländeoberkante oder Normalnull (NN).

Vorfluter

In der Hydrologie und Hydrogeologie wird jede Art von natürlichen oder künstlichen Gewässern als Vorfluter bezeichnet, in denen Wasser in Form von Abwasser, Regenwasser oder Drainagewasser in ein Gewässer abfließen kann. Natürliche Vorfluter sind offene Fließgewässer, die Wasser aus anderen Gewässern, Grundwasserkörpern oder Abflusssystemen aufnehmen und ableiten.

Xylem

Das Xylem oder der Holzteil von höheren Pflanzen ist ein komplexes, holziges Leitgewebe, das dem Transport von Wasser und anorganischen Salzen durch die Pflanze dient. Es übernimmt auch eine Stützfunktion.

Zonale Vegetation

Zonale Vegetation ist die Vegetation, die dem Großklima eines ausgedehnten Gebietes entspricht, z. B. die Pflanzengesellschaften einer Steppen-, Laubwald- oder Nadelwaldzone.