



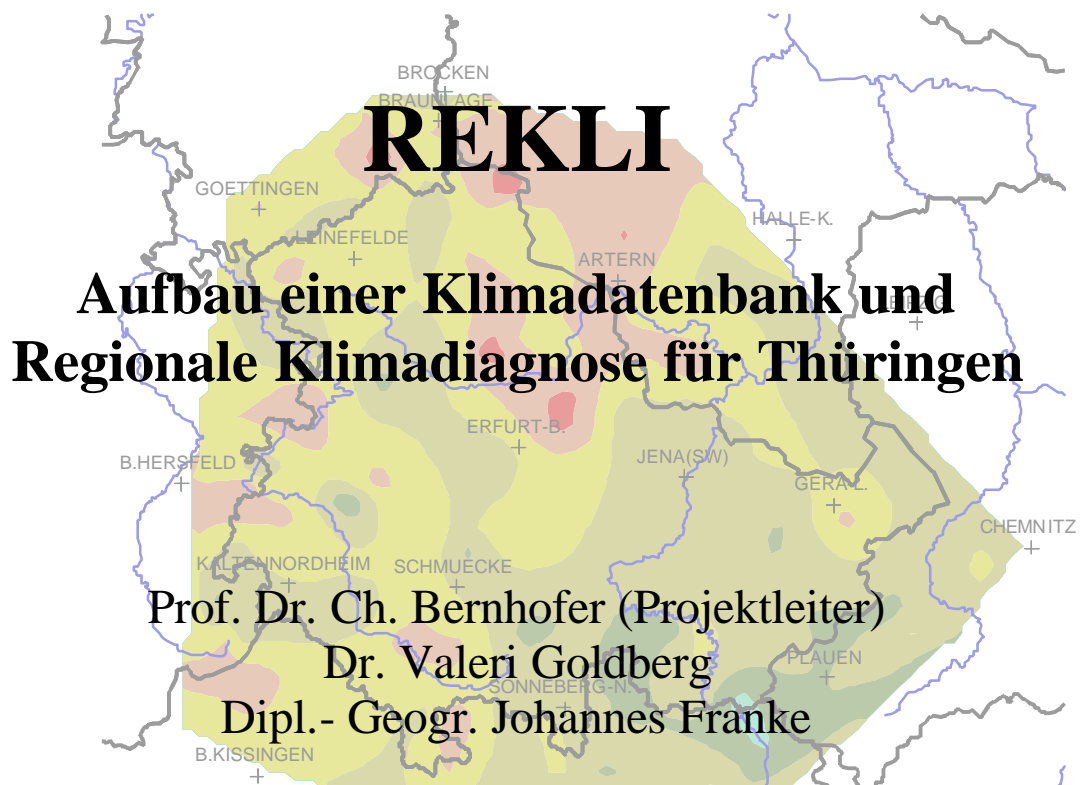
TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DRESDEN



Thüringer
Landesanstalt
für Umwelt
und Geologie

Abschlussbericht

Zum Forschungsvorhaben der
Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie



Institut für Hydrologie und Meteorologie,
Technische Universität Dresden
Chemnitzer Str. 46b
01187 Dresden

Dresden, November 2003

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	2
Tabellenverzeichnis	5
Symbole und Abkürzungen	5
1. Einleitung	7
1.1 Aufgabe	7
1.2 Zielsetzung	8
2. Material und Methoden	9
2.1 Methoden der Datenverarbeitung	9
2.1.1 Stand von Wissenschaft und Technik	9
2.1.2 Struktur der „Thüringer Klimadatenbank“	9
2.1.3 Datenassimilation	11
2.1.4 Systematik der Datenprüfung	12
2.1.4.1 Vorbereitende Analyse	12
2.1.4.2 Stationarität und Homogenität	14
2.1.4.3 Regelwerk für die Festlegung von Referenzstationen	22
2.1.4.4 Diskussion zur Homogenitätsprüfung	23
2.1.5 Systematik optionaler Datenanalysen	24
2.1.5.1 Trendanalyse	24
2.1.5.2 Diskussion zur Trendunteranalyse	26
2.1.5.3 Niederschlagsbezogene Datenanalysen	27
2.1.5.4 Temperaturbezogene Datenanalysen	29
2.1.6 Erzeugung von Flächendaten	30
2.2 Datenquellen und Datenlage	31
3. Ergebnisse	36
4. Zusammenfassung und Perspektiven	39
Literaturverzeichnis	41
Anhang	
A Karten – Niederschlag/ Schneedecke	43
B Karten – Temperatur	49
C Karten – Globalstrahlung	58
D Karten – Potentielle Verdunstung, Klimatische Wasserbilanz	63

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1: Struktur der „Thüringer Klimadatenbank“ und Systematik der Datenverarbeitung
- Abb. 2: Flussdiagramm zum implementierten Prüfalgorithmus
- Abb. 3: Stationaritätsprüfung (Niederschlagsreihe Kahla)
- Abb. 4: Craddock-Test der Reihen Kahla – Stadtroda
- Abb. 5: Doppelsummenanalyse für die Reihen Kahla – Stadtroda
- Abb. 6: Quotientenlinie für die Reihen Kahla – Stadtroda
- Abb. 7: Summendifferenzenlinie für die Reihen Kahla – Stadtroda
- Abb. 8: Polygonnetz nach Thiessen
- Abb. 9: Relevante Stationen des Klimamessnetzes des DWD
- Abb. 10: Relevante Stationen des Niederschlagsmessnetzes des DWD
- Abb. 11: Verwendete Stationen zur Darstellung des Niederschlags
- Abb. 12: Verwendete Stationen zur Darstellung der Schneedecke
- Abb. 13 Verwendete Stationen zur Darstellung der Lufttemperatur und daraus abgeleiteter
Klimaelemente
- Abb. 14: Verwendete Stationen zur Darstellung der Sonnenscheindauer (Globalstrahlung),
potentiellen Verdunstung, klimatischen Wasserbilanz
- Abb. A.1: Jahressumme des Niederschlags [mm] in Thüringen, 1971-2000
- Abb. A.2: Relativer Jahrestrend des Niederschlags [%] in Thüringen, 1951-2000
- Abb. A.3: Relativer Jahreszeitentrend des Niederschlags [%] in Thüringen,
Frühjahr 1951-2000
- Abb. A.4: Relativer Jahreszeitentrend des Niederschlags [%] in Thüringen,
Sommer 1951-2000
- Abb. A.5: Relativer Jahreszeitentrend des Niederschlags [%] in Thüringen,
Herbst 1951-2000
- Abb. A.6: Relativer Jahreszeitentrend des Niederschlags [%] in Thüringen,
Winter 1951-2000
- Abb. A.7: Relativer Trend des Niederschlags [%] in Thüringen,
Vegetationsperiode I 1951-2000
- Abb. A.8: Relativer Trend des Niederschlags [%] in Thüringen,
Vegetationsperiode II 1951-2000
- Abb. A.9: Anzahl von Schneedeckentagen (>20cm) in Thüringen,
Dezember-Februar 1971-2000

Abb. A.10: Relativer Trend von Schneedeckentagen (>20cm) [%] in Thüringen,
Dezember-Februar 1951-2000

Abb. B.1: Jahresmittel der Lufttemperatur [°C] in Thüringen, 1971-2000

Abb. B.2: Absoluter Jahrestrend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen, 1951-2000

Abb. B.3: Absoluter Jahreszeitentrend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen,
Frühjahr 1951-2000

Abb. B.4: Absoluter Jahreszeitentrend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen,
Sommer 1951-2000

Abb. B.5: Absoluter Jahreszeitentrend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen,
Herbst 1951-2000

Abb. B.6: Absoluter Jahreszeitentrend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen,
Winter 1951-2000

Abb. B.7: Absoluter Trend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen,
Vegetationsperiode I 1951-2000

Abb. B.8: Absoluter Trend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen,
Vegetationsperiode II 1951-2000

Abb. B.9: Wärmesummen [K] in Thüringen, Mai-September 1971-2000

Abb. B.10: Relativer Trend der Wärmesumme [%] in Thüringen,
Mai-September 1951-2000

Abb. B.11: Anzahl Heißer Tage ($T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$) in Thüringen, Sommerhalbjahr 1971-2000

Abb. B.12: Relativer Trend der Anzahl Heißer Tage [%] in Thüringen,
Sommerhalbjahr 1951-2000

Abb. B.13: Kältesummen [K] in Thüringen, November-März 1971-2000

Abb. B.14: Relativer Trend der Kältesummen [%] in Thüringen,
November-März 1951-2000

Abb. B.15: Heizgradtage [Kd/a] in Thüringen, 1971-2000

Abb. B.16: Relativer Trend der Heizgradtage [%] in Thüringen, 1951-2000

Abb. C.1: Jahressumme der Globalstrahlung [kJ/cm²] in Thüringen, 1971-2000

Abb. C.2: Relativer Jahrestrend der Globalstrahlung [%] in Thüringen, 1971-2000

Abb. C.3: Relativer Jahreszeitentrend der Globalstrahlung [%] in Thüringen,
Frühjahr 1971-2000

Abb. C.4: Relativer Jahreszeitentrend der Globalstrahlung [%] in Thüringen,
Sommer 1971-2000

Abb. C.5: Relativer Jahreszeitentrend der Globalstrahlung [%] in Thüringen,

Herbst 1971-2000

Abb. C.6: Relativer Jahreszeitentrend der Globalstrahlung [%] in Thüringen,

Winter 1971-2000

Abb. C.7: Relativer Trend der Globalstrahlung [%] in Thüringen,

Vegetationsperiode I 1971-2000

Abb. C.8: Relativer Trend der Globalstrahlung [%] in Thüringen,

Vegetationsperiode II 1971-2000

Abb. D.1: Jahressumme der Potentiellen Verdunstung [mm] in Thüringen, 1971-2000

Abb. D.2: Relativer Jahrestrend der Potentiellen Verdunstung [%] in Thüringen,

1971-2000

Abb. D.3: Relativer Trend der Potentiellen Verdunstung [%] in Thüringen, 1971-2000

Abb. D.4: Klimatische Wasserbilanz [mm] in Thüringen, 1971-2000

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Signifikanzgrenzen zum Buishand-Test

Tab. 2: Signifikanzgrenzen zum Alexandersson-Test

Tab. 3: Signifikanz der Trends

Symbole und Abkürzungen

A, B	Koeffizienten beim Abbe-Test
a, b	Konstanten der ANGSTRÖM-Formel ($a = 0,21$, $b = 0,56$)
a_i	Homogene Referenzreihe (Craddock-Test)
α	Irrtumswahrscheinlichkeit, Offset der Trendfunktion, Albedo ($\alpha = 0,25$)
b_I	Anzahl der identischen Reihenwerte des Beobachtungswertes
b_i	Testreihe (Craddock-Test)
β	Anstieg der Trendfunktion
C_1, C_2, C_3	Konstanten der MAGNUS-Formel ($C_1 = 6,1078$ hPa, $C_2 = 17,08085$, $C_3 = 234,175$ °C)
?	Psychrometerkonstante (hPa/K)
d	Mittelwert der Test- und Referenzreihe (Buishand-Test)
d_i	i-ter Differenzenwert zwischen Test- und Referenzreihe (Buishand-Test)
e	Dampfdruck (hPa)
e_s	Sättigungsdampfdruck (hPa)
ETP	potentielle Verdunstung nach PENMAN (mm)
$f(u)$	Windfunktion (m/s)
i_0	Summationsindex für Zwischen- und Testgröße (Alexandersson-Test)
m	Anzahl der Filtergewichte bei Tiefpassfilterung
N	Anzahl der Wertepaare
n	Stichprobenumfang
Q, R, U	Prüfgrößen beim Buishand – Test (Q ... Prüfgröße beim Kendall-Test)
q_i	Quotient bzw. Differenz der Test- und Vergleichsreihe (Alexandersson-Test)
\bar{q}	Mittelwert der Quotienten bzw. Differenzen (Alexandersson-Test)
R_{ex}	extraterrestrische Bestrahlungsstärke auf eine horizontale Fläche (W/m^2)

R_g	Globalstrahlung (W/m^2)
R_{kw}	kurzwelliger Strahlungsterm (W/m^2)
R_{lw}	langwelliger Strahlungsterm (W/m^2)
R_n	Nettostrahlung, Strahlungsbilanz (W/m^2)
S	gemessene Sonnenscheindauer (h)
S_0	max. (astronomische) mögliche Sonnenscheindauer (h)
S_1, S_2	Kumulative Terme (Craddock - Test)
S_{k^*}	Quotient aus Differenzensummen der Test- und Referenzreihe (Buishand-Test)
s	Standardabweichung, Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve (hPa/K)
sgn	Vorzeichen
s_q	Standardabweichung der Quotienten bzw. Differenzen (Alexandersson-Test)
st	Prüfgröße für Stationarität
T	Differenz zwischen erstem und letztem Funktionswert der Trendfunktion, Temperatur ($^{\circ}C$)
T_0	Testgröße (Alexandersson-Test)
T_{90}, T_{95}	Signifikanzgrenzen (Alexandersson-Test)
T_m	Monatsmittel der Temperatur ($^{\circ}C$)
t	Zeit, Prüfgröße beim Ausreißertest nach Dixon
\bar{t}	Tagesmittel der Temperatur ($^{\circ}C$)
u	Windweg (km/ Tag)
x	Realisierung aus der Grundgesamtheit
x_{max}	Maximalwert
\bar{x}	Mittelwert
y_I	Beobachtungswert
y_n	Trendfunktion
z_i	Zwischengröße (Alexandersson-Test)
\bar{z}_1, \bar{z}_2	Kumulative Mittelwerte der Zwischengröße (Alexandersson-Test)

1. Einleitung

1.1 Aufgabe

Die derzeit verwendeten Klimamodelle liefern aufgrund der verbesserten Modellphysik (z.B. Berücksichtigung der Wechselwirkung von Ozean bzw. Landoberfläche mit der Atmosphäre in unterschiedlichen Zeitmassstäben) bereits statistisch "zuverlässige" Trendaussagen für globale Mittelwerte. Im regionalen Maßstab zeigen sich jedoch z.T. erhebliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die regional prognostizierten Klimaänderungen mit zwei wesentlichen Unsicherheiten verbunden sind. Zum einen erreichen die Klimamodelle vor allem aus Gründen von Rechenzeiten nur eine räumliche Auflösung von maximal 100 km. Die Ableitung regionaler Klimatrends aus diesen Modellen erfordert demnach Methodiken, um die Auflösung der Klimamodelle durch sogenannte „down-scaling“-Verfahren zu erhöhen. Zum anderen fehlen im regionalen Maßstab z.B. für Mitteleuropa flächendeckende Klimatrendanalysen, welche die notwendige Eichung der Klimamodelle an die Wirklichkeit erlauben. Die Klimatrendanalyse lässt sich in die Klimadiagnose und die Klimaprognose unterteilen.

Vor dem Hintergrund der Diskussion anthropogener Änderungen des Großklimas erfordern langfristige Trends der Klimaparameter über die vergangenen Jahrzehnte besondere Aufmerksamkeit. Klimaveränderungen lassen sich nur aus der Kenntnis der Vergangenheit und des „Ist-Zustandes“ beurteilen. Im Rahmen des auf den Thüringer Raum ausgerichteten Projektes „REWA-Thüringen“ (Dr. Enke, Meteo-Research) wird der Fragestellung nachgegangen, welche Auswirkungen die von globalen Klimamodellen vorgezeichneten Szenarien für charakteristische Klimaregionen in Thüringen haben (Klimaprognose). Die Darstellung des „Ist-Zustandes“ durch die statistische Klimadiagnose, wurde auf nationaler Ebene bereits für Bayern (BayForKlim, 1996), die mittlere bis südliche Oberrheinregion (REKLIP, 1996) sowie für Sachsen (CLISAX, 2001 und CLISAX II, 2002) festgehalten. Ein vorliegender „Klimaatlas für das Gebiet der DDR“ (KLIMA-Atlas, 1953) bezieht sich auch auf den Thüringer Raum, stellt aber hinsichtlich der Zielstellung keine geeignete Grundlage dar. In diesem Kontext ist das geplante Vorhaben einzuordnen.

Ziel des Vorhabens ist es, einen Beitrag zur „Bestandsaufnahme“ regionaler Klimatrends in Europa zu leisten. Einen Schwerpunkt der Untersuchung bilden dabei die regionalen Niederschlags- und Temperaturtrends.

Die Notwendigkeit einer Durchführung regionaler Trendanalysen für einzelne Bundesländer wurde bereits Mitte der 90er Jahre betont (Rapp & Schönwiese, 1995) und ist Schwerpunkt gegenwärtiger nationaler Klimaforschung.

1.2 Zielstellung

Ziel der Arbeit ist es, alle für Thüringen verfügbaren Zeitreihen standardisierter Klimaelemente (Niederschlag, Lufttemperatur (Mittel, Maximum, Minimum), relative Feuchte, Sonnenscheindauer, Windgeschwindigkeit) sowie abgeleiteter (z.B. Globalstrahlung) und komplexer (potentielle Verdunstung) Klimagrößen zusammenzufassen und zu verlässlichen, interdisziplinär nutzbaren Aussagen über die zeitliche Entwicklung dieser Klimaelemente zu gelangen. Im Mittelpunkt stehen dabei die Berechnung, Darstellung und Bewertung der Klimatrends in ihren räumlichen und zeitlichen (Bezug: Jahr, Jahreszeiten, Vegetationsperioden I und II) Unterschieden. Innerhalb des vorgesehenen Gesamtzeitintervalls 1951-2000 wird insbesondere die derzeit gültige CliNo-Periode 1971-2000 betrachtet, da für diesen Zeitabschnitt zahlreiche Messreihen vorliegen und globale sowie regionale Trends bereits nachgewiesen worden sind.

Aus dieser Zielsetzung heraus formulieren sich folgende Arbeitsabläufe:

- Entwicklung der „Thüringer Klimadatenbank“ mit dem Datenbanksystem MIRCOSOFT-ACCESS 2000,
- Assimilation aller relevanten Klimadaten in die „Thüringer Klimadatenbank“,
- Prüfung der klimatologischen Zeitreihen auf Homogenität, ggf. Homogenisierung,
- Durchführung von Trendanalysen mit den geprüften Klimadatenreihen,
- Übertragung der Punktinformation auf die Fläche und Visualisierung mit der Software SURFER 8.0 und
- Dokumentation des "Bestandes" an regionalen Klimatrends in Thüringen und ihre Bewertung im Zusammenhang mit möglichen Klimaänderungen und Klimawirkungen.

2. Material und Methoden

2.1 Methoden der Datenverarbeitung

In diesem Kapitel werden neben der Darstellung des angewandten Prüfalgorithmus für klimatologische Zeitreihen auch Ausführungen zur Systematik optionaler Datenanalysen (z.B. Trendanalyse), Datenassimilation und zur Struktur der „Thüringer Klimadatenbank“ angestellt. Eingeleitet wird dieses Kapitel mit einem kurzen Überblick über den Stand der Technik. Methodisch wurde auf den im Projekt CLISAX (Bernhofer & Goldberg, 2001; Bernhofer et al, 2002) gemachten Erfahrungen aufgebaut.

Eine Anleitung zur konkreten Handhabung der „Thüringer Klimadatenbank“ ist dem Anhang E beigelegt.

2.1.1 Stand von Wissenschaft und Technik

Trendanalysen als diagnostisches Mittel zur Erkennung beobachteter Klimavariationen haben in den letzten 20 Jahren zunehmende Bedeutung erlangt. Eine ausführliche Darstellung des Standes der Forschung zum Begriff Trend und zu den Methoden der Trendanalyse wird z.B. durch Schönwiese (1992) und Rapp (2000) gegeben. Die gleichen Arbeiten geben auch eine Übersicht zum Stand der Klimatrendanalyse in Deutschland. Dabei wird aufgezeigt, dass Ergebnisse zu regionalen Klimatrends unter Berücksichtigung aller relevanten Klimastationen u.a. auch in Thüringen weitestgehend fehlen. Gleichzeitig muss auf die Problematik von Inhomogenitäten infolge von Messfehlern, Messausfällen, Stationsverlagerungen und Gerätewechsel hingewiesen werden. Bei Nichtberücksichtigung können diese zu Fehlern in den Klimatrends führen. Obgleich Pauschalabschätzungen dieses Fehlers existieren (Rapp, 2000), besteht hier der Bedarf einer aktuellen Analyse aller relevanten Klimazeitreihen. Zur Homogenitätsprüfung von klimatologischen Zeitreihen existieren verschiedene Tests, welche verbreitet Anwendung finden (z.B. Herzog und Müller-Westermeier, 1998).

2.1.2 Struktur der „Thüringer Klimadatenbank“

Die „Thüringer Klimadatenbank“ stellt einen relationellen Datenbankkomplex basierend auf dem Datenbanksystems MIRCOSOFT-ACCESS 2000 dar. Strukturell kennzeichnet

die „Thüringer Klimadatenbank“ einen Komplex bestehend aus 4 Subdatenbanken. Im einzelnen handelt es sich hierbei um die „Analysen“, „Daten“, „Homodat“ und die „Stationsliste“, wobei letztere das Bindeglied innerhalb des Datenbankkomplexes bildet. Die Verknüpfung der 4 Subdatenbanken zum Komplex vollzieht sich über die Tabelle „Stationslexikon“. Inhalt dieser Tabelle sind Stationsparameter (z.B. geographische Lage) und Angaben über die zugeordneten Zeitreihen der einzelnen Klimaelemente. Die Navigation und Steuerung der Bearbeitung erfolgt über speziell erstellte Formulare. Den implementierten Modulen liegen die Programmiersprachen VISUAL BASIC und SQL zugrunde.

Den Subdatenbanken „Daten“ und „Homodat“ obliegt die Speicherung von Rohdaten bzw. geprüften Datensätzen, wobei sich das Einlesen der Rohdaten in die „Daten“ - Datenbank programmgesteuert durch den Benutzer vollzieht. Somit lässt sich die datenseitige Fortführung der „Thüringer Klimadatenbank“ gewährleisten. Die „Analysen“ stellt die eigentliche Anwenderdatenbank dar. In ihr können programmbesteuert durch den Benutzer Datenprüfung, Trendanalyse, verschiedene Auswertungen sowie das Extrahieren von Datensätzen vorgenommen werden. Nachstehende Abbildung 1 zeigt die Struktur und die Systematik der Datenverarbeitung innerhalb der „Thüringer Klimadatenbank“.

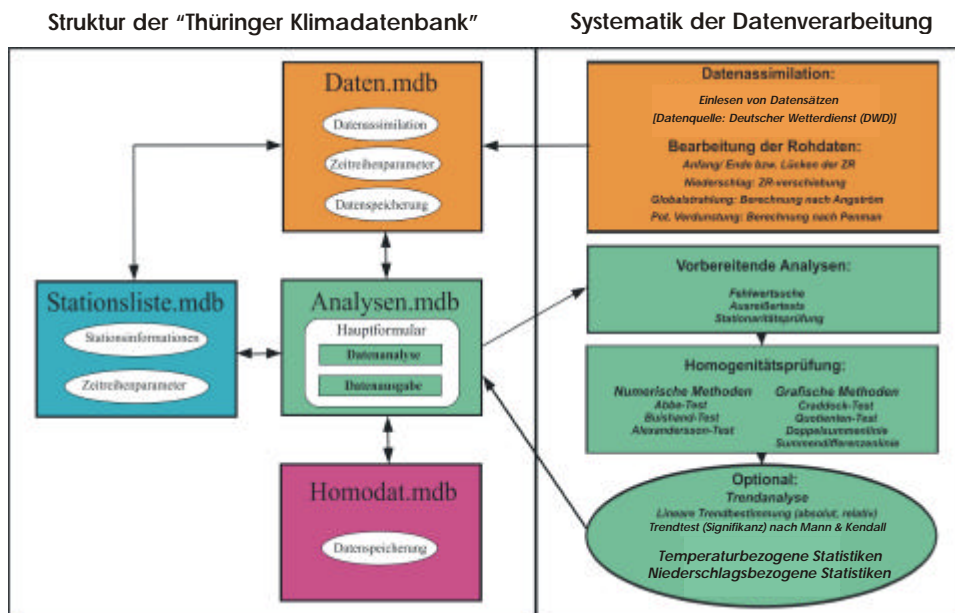


Abb. 1: Struktur der „Thüringer Klimadatenbank“ und Systematik der Datenverarbeitung

2.1.3 Datenassimilation

Der Vorgang der Datenassimilation in die „Thüringer Klimadatenbank“ ist im Handbuch (Anhang E) dargestellt. Neben der Assimilation standarisierter Klimaelemente aus dem Messprogramm des Deutschen Wetterdienstes (DWD) können u.a. die Globalstrahlung und potentielle Verdunstung als abgeleitete bzw. komplexe Klimagrößen aus ihren Parametern berechnet werden. Zur Ableitung der Globalstrahlung R_g aus der gemessenen Sonnenscheindauer ist der semi-empirische Ansatz nach ANGSTRÖM (aus Dyck & Peschke, 1995) implementiert.

$$R_g = R_{ex} \left(a + b \frac{S}{S_0} \right) \quad (1)$$

Zur Berechnung der potentiellen Verdunstung ETP als komplexe Klimagröße wird programmtechnisch die PENMAN-Formel (aus Schröder, 1985):

$$ETP = \frac{s}{s+g} R_n + \left(1 - \frac{s}{s+g} \right) (e_s - e) f(u) \quad \text{mit} \quad (2)$$

$$e_s = C_1 * \exp \left(\frac{C_2 * T}{(C_3 + T)} \right) \quad (\text{MAGNUS-Formel}), \quad (3)$$

$$f(u) = 0,27 \left(1 + \frac{u}{100} \right) \quad \text{und} \quad (4)$$

$$R_n = R_{kw} - R_{lw} = (1 - a) R_g - f(T) f(e) f \left(\frac{S}{S_0} \right) \quad , \text{ wobei} \quad (5)$$

$$f(T) = 1,98 * 10^{-9} (273 + T_m)^4, \quad (6)$$

$$f(e) = 0,34 - 0,044 \sqrt{e} \quad \text{und} \quad (7)$$

$$f \left(\frac{S}{S_0} \right) = 0,1 + 0,9 \frac{S}{S_0} \quad \text{ist,} \quad (8)$$

umgesetzt.

2.1.4 Systematik der Datenprüfung

Grundlage für die methodische Vorgehensweise bilden die Empfehlungen in den Veröffentlichungen von Schönwiese und Rapp. Das Flussdiagramm in Abbildung 2 stellt die schrittweise Abarbeitung des implementierten Prüfalgorithmus zur Homogenitätsprüfung dar. Die Strategie erfolgt verbal über vorbereitende Analysen (Kapitel 2.1.4.1), Stationaritäts- und Homogenitätsprüfung (Kapitel 2.1.4.2). Zu den vorbereitenden Analysen gehören die Fehlwertsuche (zeitliche Datenpräsenz als Prüfkriterium) und der Test auf Ausreißer. Diese beiden Testverfahren und die sich anschließende Stationaritätsprüfung können als „Einreihentest“ bezeichnet werden, da hier nur die zu prüfende Zeitreihe Grundlage ist. Im Gegensatz dazu charakterisiert sich die hier verwendete relative Homogenitätsprüfung durch die Prüfung anhand von Referenzstationen – „Zweireihentest“. Hinweise zur Festlegung von Referenzstationen werden in Kapitel 2.1.4.3 ausgeführt.

Die verwendeten Zeitreihen in täglicher Auflösung werden dem Prüfalgorithmus monatsweise unterzogen. Aufgrund der größeren Fluktuationen gegenüber Monatswerten wird die Homogenitätsprüfung täglicher Werte als kritisch eingestuft, da die höheren Amplituden oft physikalisch begründbar sind.

2.1.4.1 Vorbereitende Analyse

Fehlwertsuche

Die Fehlwertsuche wird nur auf die Testreihe angewandt. Abbruchkriterien sind hier:

- mehr als 25% der Jahre haben im betreffenden Monat Fehltage und
- die Reihe hat weniger als 25 Jahre (Monate ohne Fehltage).

Wird eines der beiden Kriterien erreicht, so erhält der Bearbeiter den Hinweis eine Fehlwertersetzung durchzuführen und das Programm wird abgebrochen.

Ausreißerprüfung

Nachfolgend wird die Zeitreihe auf Ausreißer geprüft. Hierzu wird der Test nach Dixon (1950), beschrieben in Sachs (1968) angewendet, wobei auch die Ausreißerprüfung nur die Testreihe kontrolliert.

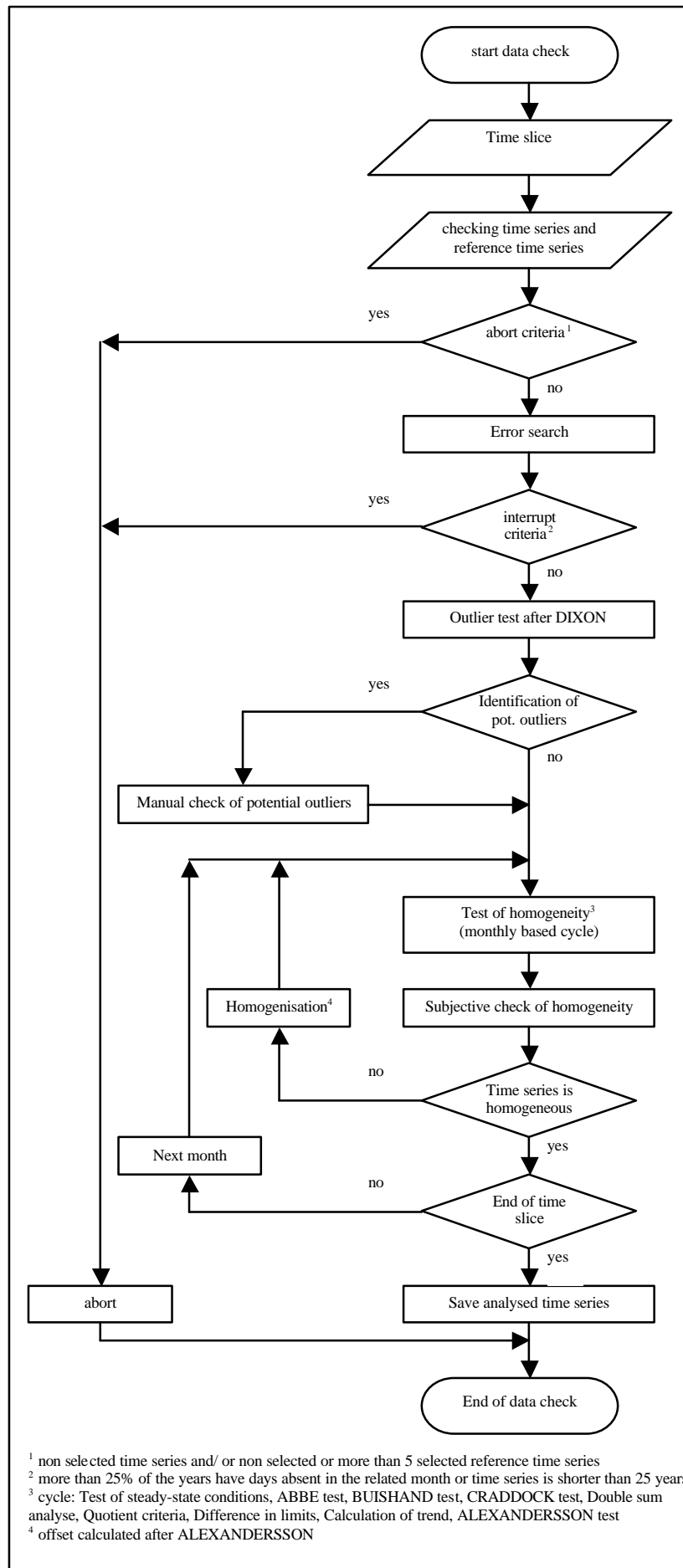


Abb. 2: Flussdiagramm zum implementierten Prüfalgorithmus

Bedingt durch die Art der Werte, werden bspw. die Niederschlagsreihen nur auf Ausreißer nach oben hin untersucht. Die Temperaturreihen werden nach Ausreißern an beiden Enden der Reihe untersucht. Das Programm berechnet einen Minimal- und Maximaltestwert entsprechend den statistischen Parametern der Reihe. Danach wird in der Reihe geprüft, welche Werte die Grenze überschreiten bzw. unterschreiten.

Der Ausreißertest nach DIXON setzt Normalverteilung voraus. Aus diesem Grund werden die Werte vorher logarithmiert. Die Prüfgröße t ermittelt sich aus:

$$t = \frac{x_{\max} - \bar{x}}{s} \quad (9)$$

wobei x_{\max} der Maximalwert der Reihe ist, \bar{x} der Mittelwert und s die Standardabweichung. Ist der so berechnete Wert t größer als 3.884, so ist mit $\alpha = 0.05$ anzunehmen, dass dieser Wert ein Ausreißer ist (exakt nur gültig bei mehr als 1000 Werten).

2.1.4.2 Stationarität und Homogenität

Ein grundlegendes Problem der Analyse klimatologischer Zeitreihen ist die Feststellung der Homogenität bzw. Inhomogenität. Im folgenden werden einige Verfahren zur Homogenitätsprüfung vorgestellt. Die Abhandlung basiert hauptsächlich auf den Ausführungen von Schönwiese und Malcher (1985). Zusätzlich sind andere Methoden aufgenommen worden.

Grundlagen

Stationarität bedeutet, dass die statistischen Charakteristika einer Zeitreihe zeitlich invariant sind (Schönwiese & Malcher, 1985). Die Nicht-Stationarität klimatologischer Zeitreihen kann prinzipiell zwei Ursachen haben: meteorologische und nichtmeteorologische. Im letzteren Fall wird von Inhomogenitäten in der Zeitreihe gesprochen. Wenn beispielsweise die Zeitreihen zweier Stationen supraskaligen Klimavariationen unterworfen sind kann von einer Nicht-Stationarität aber Homogenität der Zeitreihen gesprochen werden, da es sich um meteorologische Ursachen handelt (z.B.: Änderungen der atmosphärischen Zirkulation). Inhomogenität dagegen lässt sich an Unterschieden zwischen den Zeitreihen nahegelegener Stationen erkennen und beziehen

sich auf lokale, nicht zur Messgröße gehörende Einflüsse an einer Station (z.B. Geräteveränderung oder Stationsverlegung). Die einfachste und sicherste Aufdeckung von Inhomogenitäten müsste auf verlässlichen Dokumentationen der Stationsgeschichte beruhen. Solche liegen für die bearbeiteten Stationen meist nicht vor. Ein Notbehelf ist die statistische Homogenitätsprüfung. Dabei gibt es zwei Möglichkeiten: a) absolute Homogenitätstests, die sich auf nur eine Klimareihe stützen und entsprechend unsicher sind; b) relative Homogenitätstests, die auf Vergleichen mit benachbarten Stationen bzw. Gebietsmittelwerten (als Referenz-Datenreihen) beruhen. Da alle Verfahren gewisse Vor- und Nachteile aufweisen, sollten stets mehrere nebeneinander benutzt werden.

Stationaritätsprüfung

Mittels folgendem Schnelltest ist es möglich eine Zeitreihe sehr einfach und trotzdem sicher auf Stationarität zu prüfen

$$st \approx \pm s \cdot \sqrt{\frac{n}{m \cdot (m-1)}} \quad (10)$$

wobei s die Standardabweichung, n der Stichprobenumfang und m die Anzahl der Filtergewichte der genutzten Tiefpassfilterung sind (mit $m \ll n$). Aufgrund des elfjährigen Sonnenfleckenzyklus wird hierbei mit 11 Filtergewichten gerechnet. Die Vorgehensweise ist folgendermaßen. Zum Beginn wird die Reihe mit m Filtergewichten tiefpassgefiltert (das Programm nutzt $m = 11$ Jahre). Diese gefilterte Reihe wird zusammen mit der gemessenen Reihe in einem Diagramm über der Zeit aufgetragen. In diesem Diagramm werden die vom Mittelwert abgezogene sowie hinzugezogene st -Linie dargestellt. Beispielhaft wird in Abbildung 3 die Reihe von Kahla betrachtet. Da sich die tiefpassgefilterte Reihe innerhalb der Grenzen bewegt, kann die Aussage getroffen werden, dass die Kahlaer Niederschlagsreihe stationär ist. Dies beinhaltet keine Aussage über die Homogenität! Verlässt die tiefpassgefilterte Reihe den durch die st -Linien gegebenen Rahmen, so kann die Reihe als Nicht-Stationär bezeichnet werden. Eine solche Nicht-Stationarität kann durch Variationen im Klima am gewählten Messpunkt hervorgerufen werden oder nichtmeteorologische Ursachen haben.

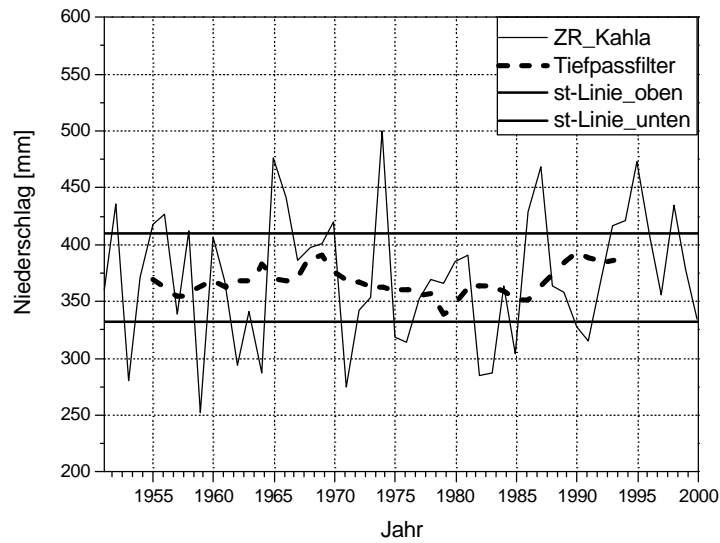


Abb. 3: Stationaritätsprüfung (Niederschlagsreihe Kahla)

Abbe-Test

Das Abbe-Kriterium berücksichtigt sowohl die Vorzeichen der Datenänderungen als auch die Abweichungen vom Mittelwert. Nach Abbe muss im Fall von Homogenität folgende Ungleichung erfüllt sein:

$$1 - \frac{1}{\sqrt{n-1}} \leq \frac{2 \cdot A}{B} \leq 1 + \frac{1}{\sqrt{n-1}} \quad (11)$$

mit

$$A = (x_1 - \bar{x})^2 + (x_2 - \bar{x})^2 + \dots + (x_n - \bar{x})^2 - \frac{1}{2} [(x_1 - \bar{x})^2 + (x_n - \bar{x})^2] \quad (12)$$

$$B = [(x_1 - \bar{x}) - (x_2 - \bar{x})]^2 + [(x_2 - \bar{x}) - (x_3 - \bar{x})]^2 + \dots + [(x_{n-1} - \bar{x}) - (x_n - \bar{x})]^2 \quad (13)$$

In dieser Form diagnostiziert der Abbe-Test jedoch auch langfristig auftretende Fluktuationen als Inhomogenitäten, die aber klimatisch real sind. Der Test ist demnach überkritisch.

Buishand-Test

Den Nachteil, zu keiner Signifikanzaussage zu kommen, überwindet Buishand (1982), der in seinen relativen Homogenitätstest ebenfalls kumulative Abweichungen verwendet. Es ist ein multipler Test mit drei¹ Testgrößen.

Die Testgrößen lauten:

$$Q = \text{Max}|S_{k^*}| \quad (\text{aus } 0 \leq k \leq n) \quad (14)$$

$$R = \text{Max}(S_{k^*}) - \text{Min}(S_{k^*}) \quad (\text{jeweils aus } 0 \leq k \leq n) \quad (15)$$

$$U = \frac{1}{1 \cdot (n+1)} \cdot \sum_{k=1}^{n-1} (S_{k^*})^2 \quad (16)$$

dabei ist

$$S_{k^*} = \frac{\sum_{i=1}^k (d_i - d)}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (d_i - d)^2}} \quad (S_{k0} = 0) \quad (17)$$

mit $k = 1, 2, \dots, n$; d_i sind die Differenzwerte zwischen Test- und Referenzreihe und d ist deren Mittelwert. Der Test setzt Normalverteilung und Datenunabhängigkeit (d.h. keine signifikante Autokorrelation) voraus. Die Testgrößen Q, \dots, U müssen bestimmte Tabellenwerte, siehe Tabelle 1, überschreiten, um auf dem betreffenden Niveau Inhomogenität vermuten zu lassen.

Tab. 1: Signifikanzgrenzen zum Buishand-Test

n	$\frac{Q}{\sqrt{n}}$			$\frac{R}{\sqrt{n}}$			U		
	90%	95%	99%	90%	95%	99%	90%	95%	99%
20	1,10	1,22	1,42	1,34	1,43	1,60	0,343	0,447	0,662
50	1,14	1,27	1,52	1,44	1,55	1,78	0,342	0,452	0,718
100	1,17	1,29	1,55	1,50	1,62	1,86	0,341	0,457	0,712
∞	1,22	1,36	1,63	1,62	1,75	2,00	0,347	0,461	0,743

Craddock-Test

Craddock (1979) hat einen relativen Homogenitätstest in graphischer Form entwickelt. Jener soll verteilungsfrei und in der Lage sein, den Zeitpunkt vermuteter Inhomogenitäten

¹ im Originaltext werden vier Größen genutzt; die vierte Größe (wie in Schönwiese 1985 beschrieben) bringt aber keine sinnvollen Ergebnisse

anzugeben; er ermöglicht aber keine definitiven Signifikanzaussagen und genau genommen auch keine objektive Testentscheidung. In diesem Test werden die kumulativen Terme $S_1 = \frac{\bar{b}}{a} \cdot a_1 - b_1; S_2 = \frac{\bar{b}}{a} a_1 - b_1 + \frac{\bar{b}}{a} a_2 - b_2; \dots$ gegenüber der Zeit t graphisch aufgetragen, wobei $a_i (i = 1, \dots, n)$ eine homogene Referenzreihe (ggf. auch Gebietsmittelreihe) und b_i die zu testende Reihe ist (vgl. Abb. 4). Ausgeprägte relative Maxima und Minima weisen auf Inhomogenität hin.

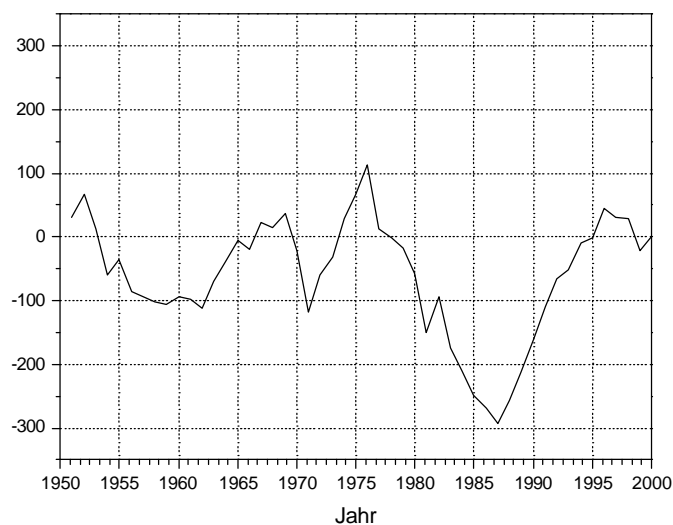


Abb. 4: Craddock-Test der Reihen Kahla - Stadtroda

Doppelsummenanalyse

Mit dem in Dyck (1980) beschriebenen relativen Testverfahren kann graphisch sowie rechnerisch die Homogenität geprüft werden. Werden die fortlaufend aufsummierten Werte der zu prüfenden Beobachtungsreihe gegen die im gleichen Zeitrhythmus aufsummierten Werte einer Bezugsreihe aufgetragen, so ergibt sich die Doppelsummenkurve (vgl. Abb. 5). Bei ausreichender Korrelation lässt sich im linearen Maßstab die Doppelsummenkurve als Gerade ausgleichen. Mathematisch gesehen bedeutet dieses, der Anstieg muss konstant sein. Im üblichen Rahmen erfolgt nur eine optische Auswertung. Diese kann durch einen Signifikanztest noch geprüft werden. Hierzu wird der F-Test angewendet.

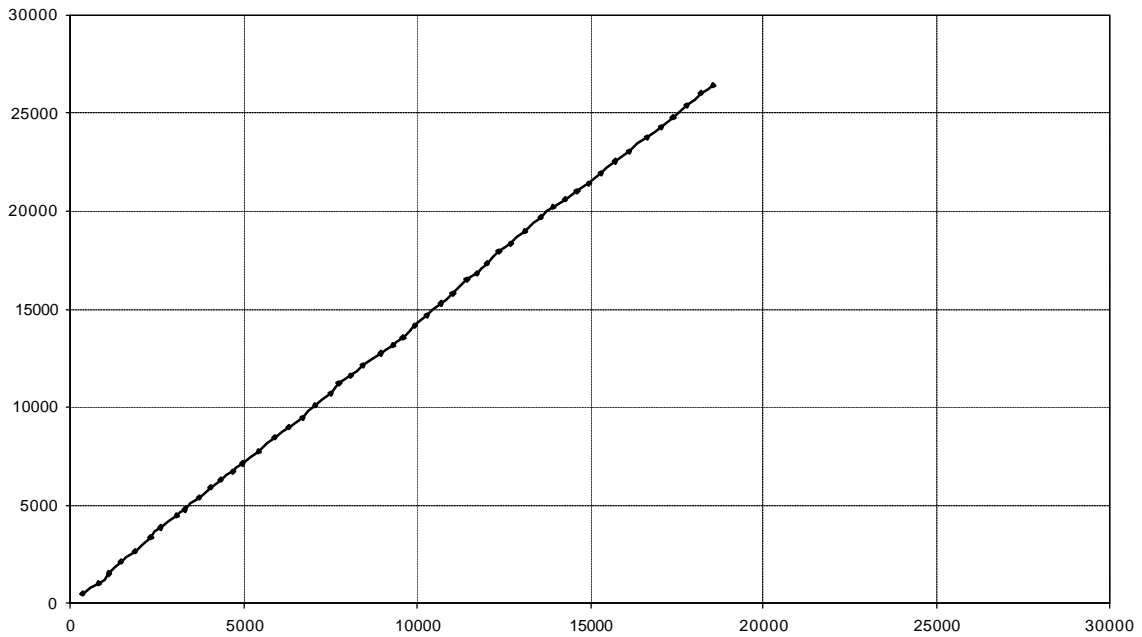


Abb. 5: Doppelsummenlinie für die Reihen Kahla - Stadtroda

Quotientenvergleich

Nach Hann (1898) kann davon ausgegangen werden, dass sich die Quotienten der Niederschläge benachbarter Orte nur in einem relativ geringen Schwankungsbereich bewegen (vgl. Abb. 6). Größere Ausreißer deuten fast immer auf eine Inhomogenität hin.

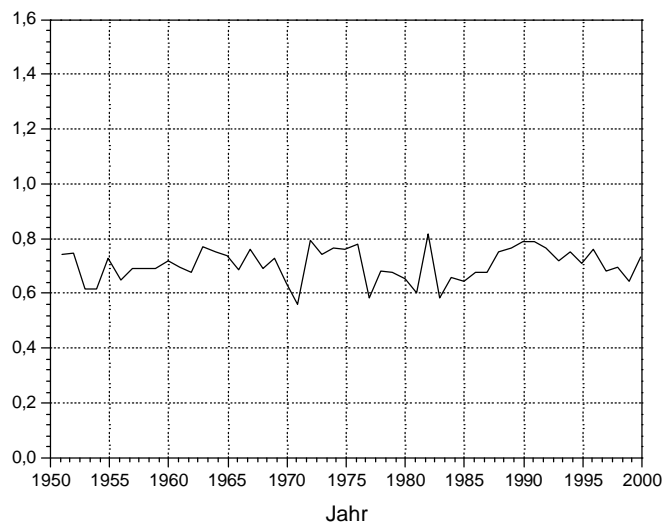


Abb. 6: Quotientenlinie für die Reihen Kahla - Stadtroda

Summendifferenzenlinie

Die Summendifferenzenlinie (SDL) ist kein Homogenitätstest im üblichen Sinne. Sie ist eine Form der graphischen Darstellung von hydrologischen Reihen. Ursprung ist die Definition der Summenlinie als das Integral der Ganglinie. Wird von dieser die kumulative Summe des Mittelwertes abgezogen, so entsteht die SDL (vgl. Abb. 7). Mit der daraus erhaltenen SDL können die einzelnen Zeitreihen verglichen werden. Vorteil der SDL ist, dass die Fluktuationen der Zeitreihen erkannt werden können. Treten zwischen den einzelnen Stationen signifikante Unterschiede auf, so muss von Inhomogenität ausgegangen werden.

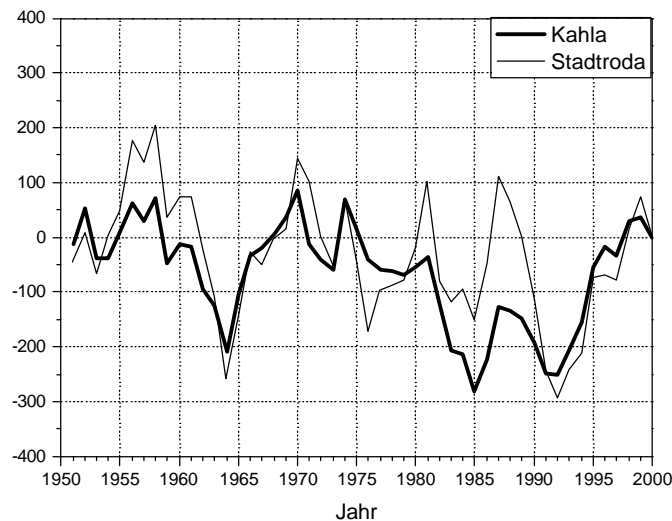


Abb. 7: Summendifferenzenlinie für die Reihen Kahla und Stadtroda

Alexandersson - Test

Alle bereits genannten Tests haben einen entscheidenden Nachteil. Sie sind nicht in der Lage erkannte Inhomogenitäten zu bereinigen. Dieses ist mit dem von Alexandersson (1986) entwickelten Test möglich. Im ersten Schritt wird die Homogenität der vorliegenden Reihe geprüft. Hierzu sind zwei Methoden wählbar. Die erste nutzt den Quotienten zweier Reihen, die zweite nutzt deren Differenzen. Vor dem eigentlichen Test wird eine Zwischengröße ermittelt.

$$z_i = \frac{q_i - \bar{q}}{s_q} \quad (18)$$

Dabei ist \bar{q} der Mittelwert der Quotienten bzw. Differenzen, s_q die Standardabweichung und q_i der Quotient bzw. die Differenz mit $1 \leq i \leq n$. Eingesetzt werden diese Werte in folgenden Formeln.

$$\bar{z}_1 = \frac{1}{i_0} \cdot \sum_{i=1}^{i_0} z_i \quad (19)$$

$$\bar{z}_2 = \frac{1}{n-i_0} \cdot \sum_{i=i_0+1}^n z_i \quad (20)$$

Die Testgröße wird daraus wie folgt ermittelt:

$$T_0 = \max \left[i_0 \cdot \bar{z}_1^{-2} + (n-i_0) \cdot \bar{z}_2^{-2} \right] \quad (21)$$

Überschreitet der Wert T_0 die entsprechende Signifikanzgrenze (vgl. Tab. 2), so ist auf dem entsprechenden Niveau Inhomogenität zu erwarten. Der Zeitpunkt der Inhomogenität ist $n_0 [= n \text{ für } T_n = \max]$. Das relative Ausmaß des Sprunges beträgt:

$$\frac{\frac{1}{n-n_0} \cdot \sum_{i=n_0+1}^n q_i}{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^{n_0} q_i} \quad (22)$$

Tab. 2: Signifikanzgrenzen zum Alexandersson-Test; T_{90} stellt die Signifikanzgrenze von 90% dar, T_{95} entsprechend 95%

n	T_{90}	T_{95}
25	6,55	7,75
50	7,25	8,55
75	7,65	8,95
100	7,80	9,15
150	8,05	9,35
200	8,20	9,55

Programminternes Homogenitätskriterium

Die monatsweise Homogenitätsprüfung wird durch Prüfung der Jahreswerte der Rohdaten ergänzt. Das Kriterium für Inhomogenität ist folgendermaßen definiert. Wird bei drei der numerischen Testgrößen Inhomogenität festgestellt und zeigt der Alexandersson-Test auch eine Inhomogenität an, so wird durch den Alexandersson-Test der monatliche Versatz berechnet. Die Homogenisierung vollzieht sich dann über die monatliche Verrechnung des Versatzes. Danach werden die Tests noch einmal durchlaufen, wobei hier abschließend die Jahreswerte der homogenisierten Monatswerte geprüft werden. Dieses wird so oft wiederholt, bis der Monat als homogen angesehen wird. Bei den beiden geprüften Jahresreihen wird nur ein Vorschlag für die Homogenisierung angegeben. Eine direkte Homogenisierung erfolgt nicht.

Generell sind zur Entscheidung auf Homogenität bzw. Inhomogenität die Ergebnisse der graphischen Testverfahren als Hilfsmittel zu verwenden.

2.1.4.3 Regelwerk für die Festlegung von Referenzstationen

Voraussetzung zur Durchführung einer Homogenitätsprüfung sind in sich homogene Referenzstationen. Prinzipiell müsste eine gut gewartete Klimastation immer die gleiche Standardumgebung haben, die in Messvorschriften festgelegt ist. Besonderheiten der Stationen werden dabei nach einem festgelegten Schlüssel aufgezeichnet (DWD, 1992). Diese Vorschriften ändern sich im Laufe der Zeit aber, die Änderungen werden nicht immer termingerecht vollzogen und auch nicht immer 100%-ig eingehalten. Über lange Zeiträume ist es also mit vertretbarem Aufwand praktisch kaum möglich für mehrere 100 Stationen anhand von Stationsdaten auf die Homogenität der Messdaten zu schließen. Ein möglicher Weg anhand der Daten mehrerer Stationen ein Urteil über die Homogenität der Daten einer einzelnen Station zu fällen soll im Folgenden beschrieben werden. Für ein räumlich begrenztes Gebiet, welches die gleichen klimatischen Eigenschaften (insbesondere bezogen auf Niederschlag, Temperatur) aufweist, müssen mehrere Stationen vorhanden sein. Beim Niederschlag sollte der horizontale Abstand möglichst gering sein, da insbesondere bei konvektiven Niederschlägen die horizontalen Unterschiede schon auf kleinsten Raum sehr groß werden können. Der vertikale Höhenunterschied ist nur von untergeordneter Bedeutung, solange man unterhalb der niederschlagsbildenden Wolken bleibt. Anders verhält sich die Temperatur. Aufgrund einer starken räumliche Korrelation kann dort der horizontale Abstand relativ groß sein. Vertikale Höhenunterschiede sollten

aber wegen der höhenabhängigen Temperaturschichtung möglichst gering sein. Die einzelnen Stationen dieses Kollektives werden nun im Rotationsverfahren gegen das Gebietsmittel der anderen Stationen auf Homogenität geprüft. Durch die Gebietsmittelung sollten eventuelle Inhomogenitäten einzelner Stationen aufgehoben werden. Die besten Stationen, die möglichst professionell betriebene Stationen sein sollten, können dann als Referenzstationen für die weitergehende Homogenisierung genutzt werden.

Räumliche Repräsentanz bzw. maximaler Abstand von Niederschlagsmessstationen

Im Fall der Niederschlagshöhe nimmt der Korrelationskoeffizient in der Nähe der Station (bis 200 km) zunächst rasch ab, mit größerem Abstand jedoch weniger schnell. Dieses Verhalten entspricht einer Abnahme mit dem Logarithmus der Entfernung, die Sneyers & Dupriez (1978) auch für die Monatssummen des Niederschlags in Belgien fanden. Die räumliche Repräsentanz liegt abhängig von Monat bzw. Jahreszeit zwischen 100 und 200 km. Die im Norden Deutschlands nur schwach ausgeprägten Luv- und Lee-Effekte wiederum führen dazu, dass die Repräsentanz dort etwas höher ist als im orografisch stärker gegliederten Süddeutschland. Anmerkung: Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung ergeben sich Einschränkungen der räumlichen Repräsentanz gegenüber den Aussagen von Rapp. So konnten im südlichen Teil Sachsens nur Stationen innerhalb eines Umkreises von weniger als 50 -75 km, im nördlichen Teil von 100 km, genutzt werden. Bei den Gebirgsstationen sind zusätzlich höhenabhängige Einschränkungen zu beachten.

2.1.4.4 Diskussion zur Homogenitätsprüfung

Der Bearbeiter entscheidet letztlich nach den statistischen Kennwerten, Stationsinformationen und dem Vergleich mit anderen geprüften Reihen, ob eine Reihe homogenisiert wird oder nicht. Dieses Verfahren schränkt die Fehler, die durch eine vollautomatische Datenverarbeitung „hindurchrutschen“ ein und lässt eine Entscheidung aufgrund komplexer Betrachtung zu. Es ist darum aber zum Teil auch ein individuelles, nichtobjektives Verfahren. Aus diesem Grund ist es in jedem Fall notwendig, bei einer Verwendung der homogenisierten Reihen die Informationen zur Homogenisierung und die Rohdaten mit zu beachten.

Entscheidung zur Homogenisierung

Die Homogenitätsanalyse ist ein Mittel zur Aufdeckung von anthropogen verursachten Nicht-Stationaritäten innerhalb meteorologischer Zeitreihen. Diese Nicht-Stationaritäten wirken sich in der Regel auf das gesamte Jahr aus. Somit sind aufgezeigte Inhomogenitäten einzelner Monate ein Hinweis auf mögliche bspw. niederschlagsspezifische Änderungen. Sofern sie aber nicht starke Differenzen aufzeigen, können sie für eine Homogenisierung nicht berücksichtigt werden (die Bearbeitung müsste auf der Grundlage umfangreicher Recherchen erfolgen, die mit vertretbarem Aufwand nicht zu generalisieren wäre). Vorschläge für klimatologisch unbedeutende Differenzen sind im DWD-Bericht 202 (1998) unterbreitet worden. Für den Niederschlag wird von einer Differenz von 100 mm bzw. 10% gesprochen. Bei der Temperatur entweder 0,2 °K bei Jahresmittelwerten und 0.5 °K bei Monatsmittelwerten. Prinzipiell sollte die Homogenisierung sehr konservativ angewendet werden. Um die Werte für spätere Arbeiten nicht zu verfälschen, sollte besser auf eine Homogenisierung verzichtet und die Reihe verworfen werden. Folglich kann die Homogenitätsanalyse mehr als Methode zur Überprüfung der Reihen angesehen werden, als dazu, Reihen zu begründen. Es ist nicht Sinn der Homogenitätsanalyse, eine verdeckte Korrektur von systematischen Niederschlagsfehlern durchzuführen!

2.1.5 Systematik optionaler Datenanalysen

2.1.5.1 Trendanalyse

Auf der Grundlage der Ausführungen von Rapp (2000), werden für jeden Monat, für die klimatologischen Jahreszeiten, das Kalenderjahr sowie für die Vegetationsperioden I und II Berechnungen der linearen Trends für die Stationen durchgeführt. Beim linearen Trend wird durch die Zeitreihe eine Regressionsgerade

$$y_n = \mathbf{a} + \mathbf{b} \cdot t_n \quad (23)$$

gelegt. Es bedeuten y_n die Ordinatenwerte der Regressionsgeraden zu den Zeitpunkten t_n , mit a und β als die Regressionskoeffizienten. Die Steigung β wird dabei folgendermaßen bestimmt:

$$\mathbf{b} = \frac{\frac{1}{N} \cdot \sum_{n=1}^N t_n y_n - \frac{1}{N} \cdot \sum_{n=1}^N t_n \cdot \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N y_n}{\frac{1}{N} \cdot \sum_{n=1}^N t_n^2 - \left(\frac{1}{N} \cdot \sum_{n=1}^N t_n\right)^2} \quad (24)$$

Tab. 3: Signifikanz der Trends

Q	V	α	Q	V	α
> 1	> 68,3%	< 0,317	> 1,282	> 80%	< 0,2
> 1,5	> 86,6%	< 0,134	> 1,645	> 90%	< 0,1
> 2	> 95,4%	< 0,046	> 1,960	> 95%	< 0,05
> 3	> 99,7%	< 0,003	> 2,576	> 99%	< 0,01
> 4	> 99,99%	< 0,00001	> 3,290	> 99,9%	< 0,001

mit N = der Anzahl der Wertepaare. In den Ergebnistabellen wird der Wert der Differenz des ersten und letzten Ordinatenwertes der Regressionsgeraden (T) angegeben.

$$T = \Delta y = y_N - y_1 = \mathbf{b} \cdot (N - 1) \quad (25)$$

Der relative Trend wird durch die Normierung mit dem Mittelwert \bar{y} der Ordinatenwerte über das betrachtete Zeitintervall angegeben.

$$T = \frac{\Delta y}{\bar{y}} \quad (26)$$

Zur Prüfung der Signifikanz des linearen Trends wird der Test nach Mann (1945) und Kendall (1970) angewendet. Die normierte Testgröße Q ergibt sich aus:

$$Q = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \text{sgn}(y_j - y_i)}{\frac{1}{18} [N(N-1)(2N+5) - \sum_l b_l (b_l - 1)(2b_l + 5)]} \quad (27)$$

wobei b_l die Anzahl der identischen Reihenwerte des Beobachtungswertes y_l ist. In dieser Form liefert der Mann-Kendall-Test Zahlenwerte Q, die mit den in Tabelle 3 angegebenen

Vertrauensgrenzen V und Irrtumswahrscheinlichkeiten α der Standardnormalverteilung identifiziert werden können.

2.1.5.2 Diskussion zur Trendanalyse

Die Arbeit von Rapp (2000) zeigt eine Vielzahl bei Trenduntersuchungen zu beachtende Aspekte auf. Eine Auswahl soll hier aufgezeigt werden.

Einfluss der Homogenisierung auf das Trendverhalten

Den Zeitreihen sind Inhomogenitäten nicht ohne weiteres anzusehen. Vielmehr führen erst Homogenitätstests zum Aufspüren künstlicher abrupter oder gradueller Änderungen. Diese können entweder nach der Analyse entfernt oder korrigiert werden, das heißt, die Zeitreihe wird mit einer Referenzreihe homogenisiert. Eine Homogenisierung der Daten einer Station für Zwecke der Trendanalyse an dieser Station ist in diesem Zusammenhang nicht sinnvoll, da hierbei lediglich die Information der homogenen Referenzreihe auf die zu homogenisierende übertragen und somit für die Berechnung eines Trendfeldes keine neue räumliche Information bereitgestellt wird.

Einfluss der Temperaturänderung auf Niederschlagstrends

Bei einem Temperaturanstieg von ca. 1 °C beinhalten die beobachteten Niederschlagstrends einen virtuellen Zusatztrend von ca. 2% der Niederschlagshöhe. Für die meisten Orte in Deutschland ist dieser Fehler eine Größenordnung kleiner als die gemessenen Niederschlagstrends. Bedeutender ist dieses Phänomen in Gebieten mit größerem Anteil des Niederschlages in fester bzw. gemischter Form. Hanssen-Bauer & Forland (in GOODISON et al., 1998) schätzen den virtuellen Trend für die norwegische Station Ny-Alesund (Spitzbergen) für Temperaturänderungsszenarien von 2, 4 und 6 °C ab. Sie kommen dabei auf Virtuellzuschläge von 6, 10 und 13 %, die den für mitteleuropäische Verhältnisse abgeschätzten Effekt spürbar übersteigen. Eine weitere Problematik betrifft die Jahrsniederschläge und tritt dann ein, wenn eine spürbare Niederschlagsumverteilung vom Sommer- in das Winterhalbjahr oder umgekehrt stattgefunden hat, ähnlich der in weiten Teilen Deutschlands in den letzten drei Dekaden beobachteten. Diese jahreszeitliche Umverteilung führt bei konstanter „wahrer“ Jahresniederschlagshöhe und konstanter mittlerer Windgeschwindigkeit zu einer künstlichen Verringerung der gemessenen Jahrsniederschlagsmenge. Dafür sorgt der

jahreszeitlich variierende systematische Fehler der Niederschlagsmessung, der nach Richter (1995) in Deutschland im Sommer grob gemittelt nur 10%, im Winter dagegen ca. 25% der wahren Niederschlagsmenge beträgt. Dieser Unterschied resultiert aus Art und Stärke des fallenden Niederschlages sowie der Windgeschwindigkeit, die einen mehr oder weniger ausgeprägten Jahresgang aufweist. Kurz gesagt, wird nach einer jahreszeitlichen Niederschlagsumverteilung weniger Niederschlag vom Messgerät aufgefangen als zuvor.

Zeitliche Repräsentanz bzw. Mindestlänge von Zeitreihen

Die Berechnung und Gegenüberstellung zahlreicher Trendmatrizen für verschiedene Stationen lassen erkennen, dass aufgrund der starken Veränderlichkeit der Trends für Zeitreihenlängen von weniger als ca. 30 Jahren (monatliche Niederschlagshöhe) bzw. ca. 20 Jahren (Monatsmittel der Lufttemperatur) dieser Teil der Trendmatrix nicht interpretierbar ist. Die Fluktuation der Trendwerte ist in diesem Bereich so stark, dass die Ableitung einer zeitlichen Repräsentanz meist fehlschlägt. Das führt zu der wichtigen Schlussfolgerung, dass bei der Berechnung von Klimatrends Zeitlängen unter 30 bzw. 20 Jahren vermieden werden sollten. Die von der WMO für die Mittelung von Klimaelementen eingeführte Dauer der CliNo-Perioden (30 Jahre) ist aus dieser Perspektive auch für Trendabschätzungen als sinnvoller Grenzwert anzusehen. Anmerkung: Eine Übertragung der Trends auf Zeiträume vor und nach dem Untersuchungszeitraum ist prinzipiell nicht möglich!

Weitere Anmerkungen

Bei der Trendanalyse wird nur der lineare Trend berechnet. Da natürlich auftretende Fluktuationen nichtlinear sind, können diese durch die Trendfunktion nicht beschrieben werden. Wird eine Reihe homogenisiert, so werden der Testreihe die Charakteristika der Referenzreihe aufgeprägt. Dies hat schwerwiegende Folgen. So ist zum Beispiel der einzelne Tageswert nicht mehr nutzbar. Es können nur statistische Parameter der Einzelwerte (z.B. Monatssummen, Kennwerte für Trockenzeiten) genutzt werden. Weiterhin sind diese Werte nicht mehr für Wasserhaushaltsuntersuchungen verwendbar.

2.1.5.3 Niederschlagsbezogene Datenanalysen

Auf der Grundlage täglicher Niederschläge lassen sich Trockenzeiten und Niederschlagsereignisse für einen definierten Zeitraum identifizieren und auszählen. Auf

dieser Grundlage können relativ schnell und einfach Statistiken (auch mit Raumbezug) erstellt werden.

Bei der Analyse von **Niederschlagsereignissen** werden in Abhängigkeit der gewünschten zeitlichen Auflösung (Monat, Jahr, Gesamtzeitraum) die Ereignisse bestimmten Schwellenwerten zugeordnet und ausgezählt. Umgesetzt sind die Schwellenwerte:

- $\geq 0,1$ mm,
- ≥ 1 mm,
- ≥ 3 mm,
- ≥ 10 mm,
- ≥ 20 mm,
- ≥ 30 mm und
- ≥ 50 mm.

Als Ergebnis wird ebenso der Maximumniederschlag im betreffenden Zeitschritt angegeben.

Die Identifizierung von **Trockenzeiten** vollzieht sich innerhalb eines definierten Untersuchungszeitraumes durch die Eingabe eines Mindestdauer in Tagen mit einem maximal zulässigen Tagesniederschlag. Üblicherweise wird die Dauer mit 14 Tagen und der maximal zulässige Niederschlag mit $\geq 0,1$ mm/ Tag angegeben. Diese sind aber frei wählbar. Als Ergebnis wird der konkrete Zeitbezug von identifizierten Trockenperioden mit der Zeitdauer (≥ 14 Tage per Definition) und der Summe des gefallenen Niederschlages angegeben.

Die Auszählung von Tagen einer frei wählbaren **Schneedeckenhöhe** vollzieht sich innerhalb des definierten Untersuchungszeitraumes, wobei sich dieser auf die jeweiligen Winterhalbjahre oder meteorologischen Winter bezieht. In Abhängigkeit des Untersuchungsgegenstandes variieren die definierbaren Schwellenwert. Bei Untersuchungen von Wintersportbedingungen wird bspw. ein Schwellenwert von 20cm Schneedeckenhöhe am Tag verwendet.

Die **klimatische Wasserbilanz** stellt eine hydrometeorologische Komplexgröße dar. Definiert ist sie durch die Differenz aus Niederschlag und potentieller Verdunstung (atmosphärischer Verdunstungsanspruch) und ist somit ein Maß für das potentielle Wasserdargebot. Dies beschreibt die Wassermenge, welche ober- oder unterirdisch aus

einem Gebiet abfließen kann, bzw. bei negativer Wasserbilanz die Wassermenge, welche aus Nachbargebieten zugeführt werden muss, um den Wasserhaushalt auszugleichen

2.1.5.4 Temperaturbezogene Analysen

Aus der Lufttemperatur können mehrere Klimagrößen abgeleitet werden. Diese beziehen sich oft auf bestimmte Zeitabschnitte (z.B. meteorologische Jahreszeiten, Sommer- u. Winterhalbjahr) eines Kalenderjahres und können daher zur Charakterisierung bzw. zum Vergleich herangezogen werden. Nachfolgend sind die hier relevanten und programmtechnisch implementierten Klimagrößen definiert. Aus den Ergebnissen der Berechnungsprogramme lassen sich relativ schnell und einfach Statistiken (auch mit Raumbezug) erstellen. Zur weiteren Auswertung ist den Berechnungen noch die Bestimmung des linearen Trends nachgestellt.

Kältesummen [Kelvin] werden als Summe der absoluten Beträge negativer Tagesmittel der Temperatur für die Monate November bis März berechnet. Diese gelten als ein Maß zur Beurteilung der Winterstrenge.

Die **Wärmesumme** [Kelvin] ist definiert als Summe des Anteils der Tagesmitteltemperaturen $> 20^{\circ}\text{C}$ über die Monate Mai bis September. Diese kann als Maß für die Sommerwärme betrachtet werden.

Heizgradtage [(Kelvin * Tage) pro Kalenderjahr] sind die über alle Heiztage eines Kalenderjahres gebildete Summe der täglich ermittelten Differenz zwischen Raumlufthtemperatur und mittlerer Tagesaußentemperatur. Ein Heiztag ist definiert durch die Relation Tagesmittel der Außentemperatur $<$ Heizgrenze. Die Berechnung kann durch die Veränderung der Parameter Heizgrenze und Raumlufthtemperatur variiert werden. In der technischen Klimatologie werden 12°C für die Heizgrenze und 20°C für die Raumlufthtemperatur verwendet.

Heizgradtage (oder Tagesgradzahlen) entstammen aus der technischen Klimatologie und werden für Kalkulationen von Heizaufkommen in Abhängigkeit klimatischer Bedingungen verwendet.

Klimatische Charakterisierungen von Zeiträumen (Winter, Sommer) lassen sich auch durch das Auszählen von bestimmten **Ereignistagen** vornehmen. Implementiert wurden:

- Frosttage ($T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$),
- Eistage ($T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$),
- Sommertage ($T_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$) und
- Heiße Tage ($T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$).

2.1.6 Erzeugung von Flächendaten

Die an den Einzelstationen ermittelten Klimatrends werden durch Anwendung von Interpolationstechniken (z.B. Kriging) auf die Fläche übertragen. Das Ergebnis sind regionale Trendaussagen für das Gebiet von Thüringen. In diesem Fall werden aus den punktgetreuen Klimainformationen über die Interpolationstechnik „Natural Neighbor“ (Owen, 1992) Flächendaten erzeugt. Dieses Verfahren zur Übertragung von Punkt- in Flächeninformation basiert auf dem Thiessen-Polygon-Netz. Um die einzelnen Stationen werden mit Hilfe der Delauney Triangulation Polygone erstellt (Abb. 8). Die Polygone umgeben jeweils den näheren Bereich der Messstationen. Für diese Fläche gilt dann der an der Station gemessene Wert. Die Flächendaten werden mittels Visualisierungstool in eine Kartendarstellung gebracht. Für die Interpolation und die Visualisierung wurde mit der Software SURFER 8.0 gearbeitet. Als Ergebnis stehen somit Gebiets- und Trendkarten zur Verfügung. Bei dem Vergleich unterschiedlicher Zeiträume (z.B. Periode 1961-1990 mit Periode 1971-2000) ist darauf zu achten, mit derselben Stationsliste zu arbeiten, da sonst

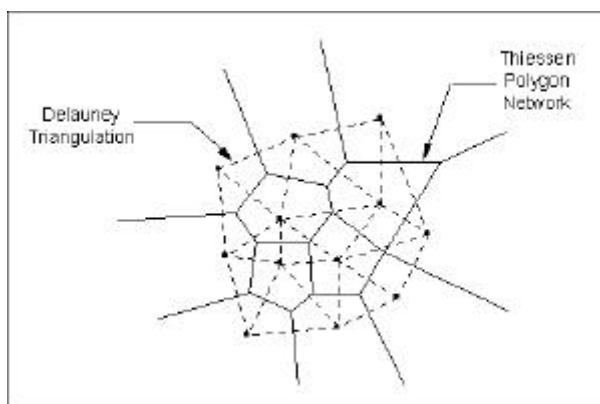


Abb. 8: Polygonnetz nach Thiessen

eine Verschiebung der Polygone zwangsläufig stattfinden würde. Der Vergleich wäre somit kritisch. Weiterhin sollten die verwendeten Stationslisten das Untersuchungsgebiet und einen umgebenden Randstreifen abdecken, da i.A. die Interpolationstechniken an den Rändern große Fehler aufweisen.

2.2 Datenquellen und Datenlage

Die in die Datenbank assimilierten Daten wurden ausschließlich durch den Deutschen Wetterdienst (DWD) zur Verfügung gestellt. Hierbei handelt es sich um Stationen aus dem Niederschlags- und Klimamessnetz des DWD. Die gelieferten Zeitreihen für den Niederschlag, die Lufttemperatur (Mittel, Maximum, Minimum), die relative Feuchte, die Windgeschwindigkeit und die gemessene Sonnenscheindauer liegen soweit möglich für den Zeitraum 1.1.1951 bis 28.2.2002 als Tageswerte vor. Programmgesteuert wurden aus den Klimaelementen des Standardmessprogramms die Globalstrahlung nach ANGSTRÖM und die potentielle Verdunstung nach PENMAN berechnet und in die Datenbank eingelesen. Als weitere Datenquelle konnten Archive beim DWD in Weimar durch Digitalisierung nutzbar gemacht werden. Insgesamt sind aus dem Klimamessnetz 74 und aus dem Niederschlagsmessnetz 213 Stationen in die „Thüringer Klimadatenbank“ assimiliert worden. Bezogen auf die einzelnen Klimaelemente ergeben sich:

- 250 Niederschlagsmessstationen (teilweise mit Angaben zur Schneedecke),
- 74 Temperaturmessstationen (Mittel, Maximum, Minimum),
- 71 Messstationen der relativen Feuchte,
- 71 Windmessstationen und
- 44 Messstationen der Sonnenscheindauer.

Die Abbildungen 9 und 10 stellen die räumliche Verteilung von Messstationen des jeweiligen Messnetzes für Thüringen und einem Randstreifen dar.

Erfahrungsgemäß ist die räumliche Dichte der verwendbaren Messstationen für die der Zielstellung entsprechenden statistischen Untersuchungen kleiner als der Umfang der Datenlieferung, da Datenlücken bzw. Datenpräsenz entsprechend der zu untersuchenden Zeitintervalle hier restriktiv wirken. Nach Prüfung der Datensätze haben sich für die einzelnen Klimaelemente modifizierte Stationsverteilungen ergeben. Auf der Grundlage der in den Abbildungen 11 bis 14 elementweise dargestellten Stationsverteilungen wurden alle Untersuchungen (Trend etc.) durchgeführt.

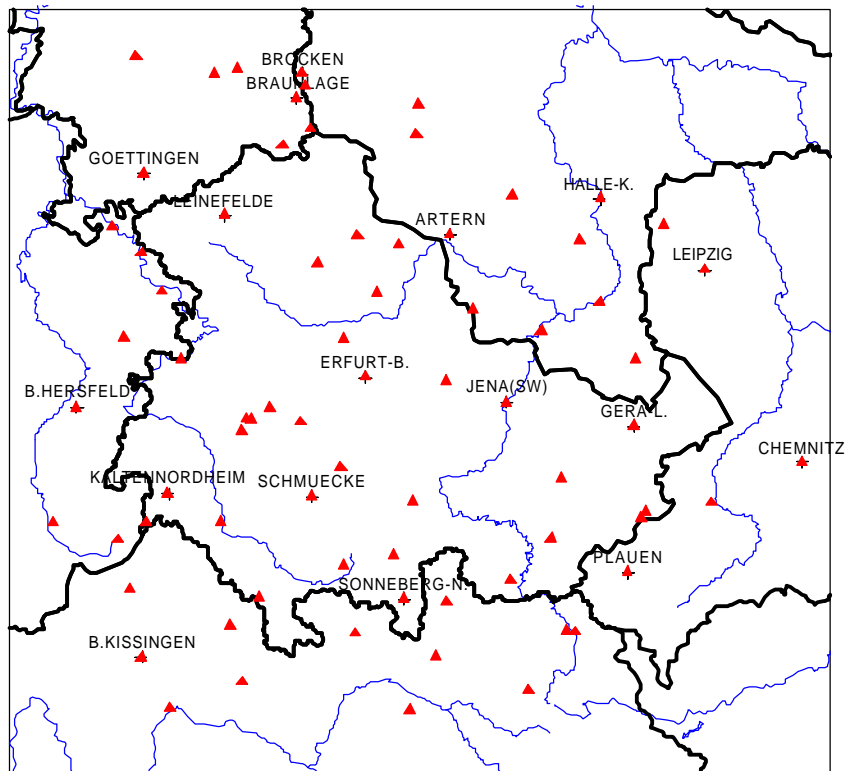


Abb. 9: Relevante Stationen des Klimamessnetzes des DWD

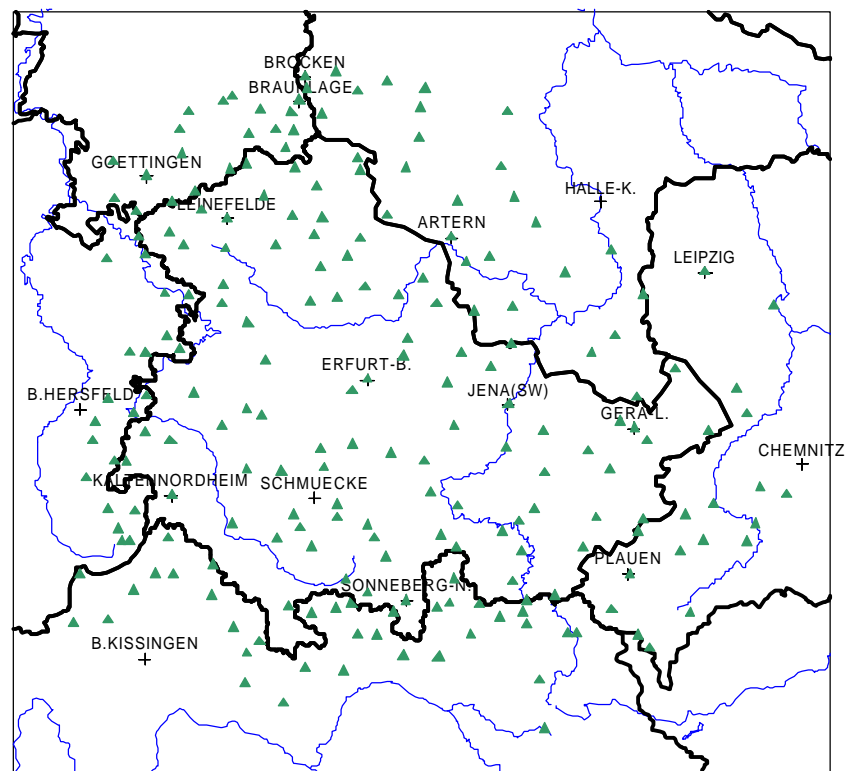


Abb. 10: Relevante Stationen des Niederschlagsmessnetzes des DWD

Mit Ausnahme der Niederschlagsmessungen muss der Datengrundlage für Untersuchungen langer Zeiträume (30 bis 50 Jahre) der Status „verbesserungswürdig“ verliehen werden. Wichtige Stützstellen im Klimamessnetz weisen trotz umfangreicher Digitalisierung des DWD – Archivs noch nennenswerte Datenlücken auf. Dementsprechend ist es nicht auszuschließen dass Fehlinterpretationen in Anbetracht der lokalen Besonderheiten (z.B. Topographie) möglich sind. So stellt bspw. für das Untersuchungsgebiet der Thüringer Wald einen gewichtigen Klimafaktor dar. Mit den verwendbaren Zeitreihen (nur Zeitraum 1971-2000) der Klimastationen Schmücke und Sonneberg ist dieser eher unterrepräsentiert, wobei insbesondere die Klimastation Schmücke eine eher unsichere Datenlage, bedingt durch die Stationshistorie, aufweist.

Zur Kompensierung dieser potentiellen Fehlerquelle wäre eine weitere Digitalisierung von Datenarchiven notwendig und möglich. Dieser Vorgang zeigte sich als immens zeitintensiv.

Bemerkungen zur Niederschlagsmessung

Die Forschungen zum systematischen Niederschlags-Messfehlers belaufen sich mindestens auf zwei Jahrhunderte. Eine sehr gute Zusammenfassung sowie neuere Untersuchungen sind bspw. in Sevruk (1981) zu finden. Einen wichtigen Beitrag zur Problematik des Windmessfehlers leistete Richter (1995). *Die Untersuchungen basieren auf unkorrigierten Niederschlagsdaten.* Die Verwendung der Daten für Wasserhaushaltsuntersuchungen erfordert eine Korrektur des Niederschlagsmessfehlers.

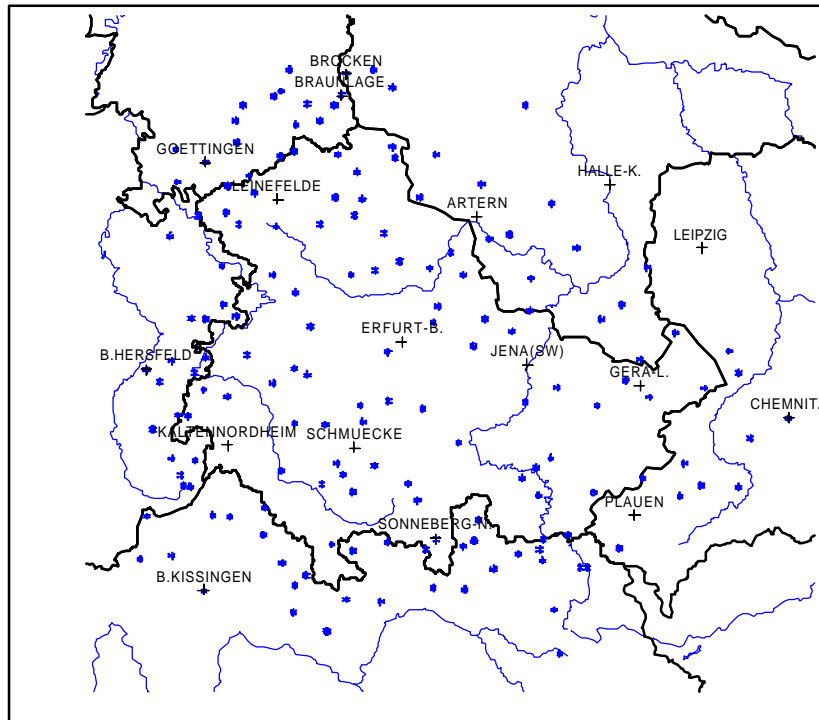


Abb. 11: Verwendete Stationen zur Darstellung des Niederschlags

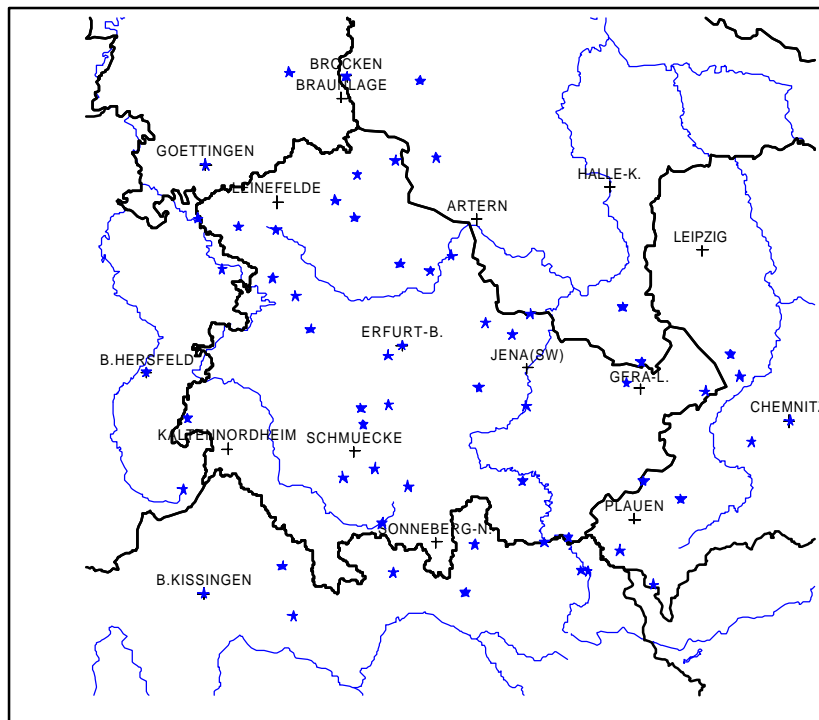


Abb. 12: Verwendete Stationen zur Darstellung der Schneedeckenhöhe

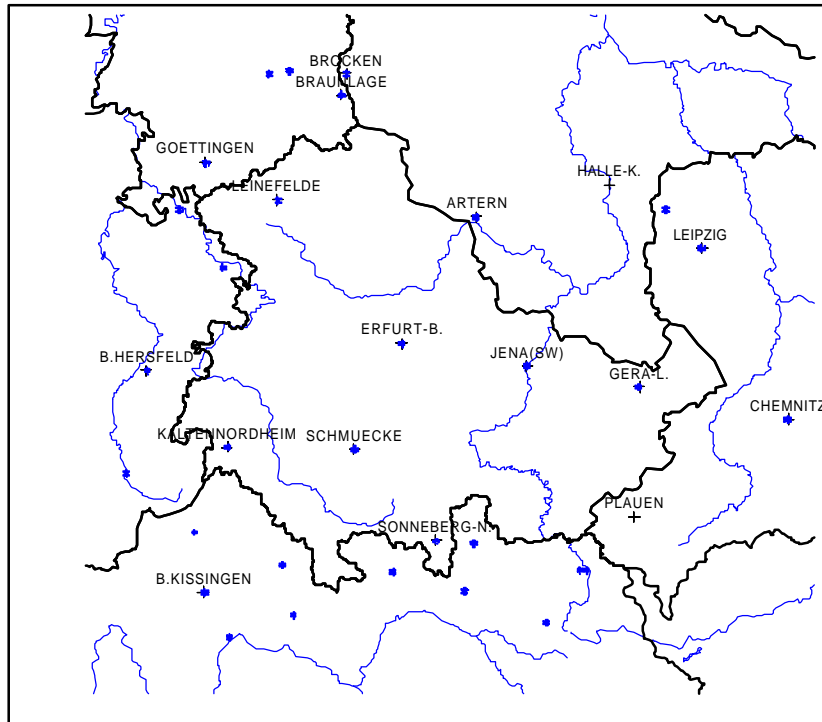


Abb. 13: Verwendete Stationen zur Darstellung der Lufttemperatur und daraus abgeleiteter Klimagrößen

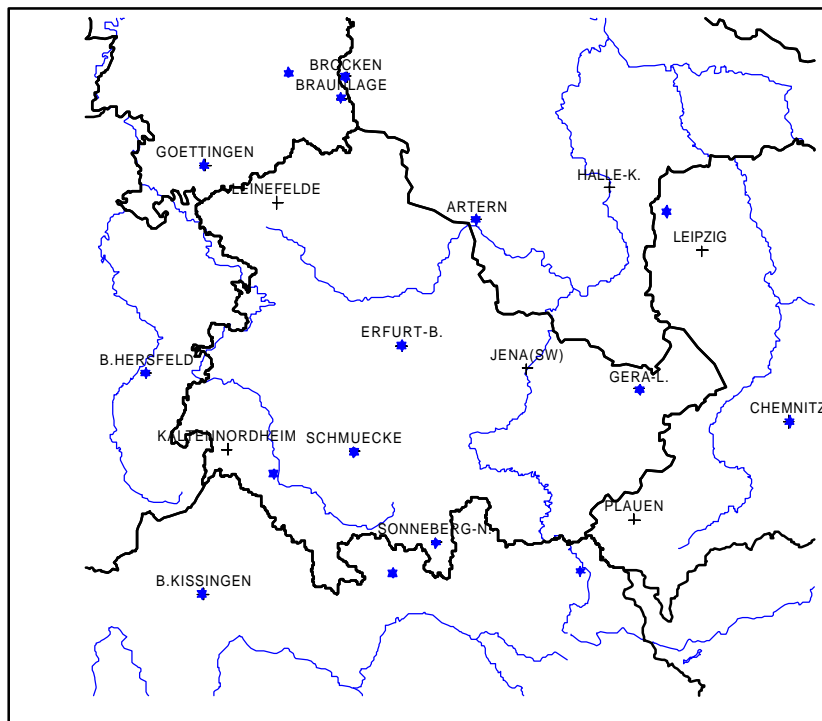


Abb. 14: Verwendete Stationen zur Darstellung der Sonnenscheindauer (Globalstrahlung), potentiellen Verdunstung, klimatischen Wasserbilanz

3. Ergebnisse

Auf der Grundlage der durchgeführten Untersuchungen können folgende Ergebnisse festgehalten werden.

Die langjährigen Jahresniederschläge (1971-2000) variieren zwischen dem Thüringer Becken mit 400mm und den Kammlagen des Thüringer Waldes mit 1200mm außerordentlich stark (Abb. A.1). Der hohe Vertikalgradient des Niederschlages deutet in Abhängigkeit von der Anströmrichtung auf eine Lee-Wirkung der Mittelgebirge hin. Auf Jahresbasis zeigt sich im Thüringer Wald in den letzten 50 Jahren eine Niederschlagszunahme von 15% bis 20%. Im Gegensatz dazu konnte im Thüringer Becken eine Niederschlagsabnahme bis 10% registriert werden (Abb. A.2). In den vergangenen 50 Jahren sind die stärksten Niederschlagstrends im Herbst und Winter im Thüringer Wald mit 30% und im übrigen Untersuchungsgebiet mit 20% festzuhalten, wobei sich im Winter die Niederschlagszunahme mit bis zu 10% im Thüringer Becken gegenüber dem Herbst abschwächt (Abb. A.5 u. A.6). Für das Frühjahr zeichnet sich ebenso eine Niederschlagszunahme mit geringerer Stärke (Abb. A.3). Für den Sommer und die Vegetationsperioden I und II zeigen sich flächendeckend deutliche Niederschlagsabnahmen, wobei innerhalb der II. Vegetationsperiode die Trends nicht so stark ausfallen (Abb. A.4, A.7, A.8). Dabei steht das Thüringer Becken mit einem negativen Trend von 30% an deutlichsten in der Missgunst.

Diese raumzeitlichen Entwicklungen des Niederschlages in den vergangenen 50 Jahren können dahingehend interpretiert werden, dass Regionen mit geringen Jahresniederschlägen noch trockener werden, während in den Regionen Westthüringens mit relativ hohen Jahresniederschlägen mit einer Niederschlagszunahme zu rechnen ist.

Hinsichtlich einer für den Wintersport maßgebenden Schneedecke von 20cm ist festzuhalten, dass etwa mit einem Drittel der im Winterquartal möglichen Tage in den oberen Lagen bis zum Kamm des Thüringer Waldes mit einer solchen zu rechnen ist (Abb. A.9). Dennoch haben sich in den letzten 50 Jahren sehr starke negative Trends gezeigt (Abb. A.10). Das Intervall reicht entsprechend der Höhenstufung von -10% bis -50%. Außerhalb der Mittelgebirge ist schneeabhängiger Wintersport nicht mehr durchführbar. Der Harz ist im Vergleich zum Thüringer Wald hinsichtlich des Wintersports deutlich im Vorteil. Um die Brockenregion kann fast über das gesamte Winterquartal (Mittel 1971-

2000) von einer Schneedecke $>20\text{cm}$ ausgegangen werden (Abb. A.9). Auch sind die negativen Trends nicht vergleichbarer Stärke als im Thüringer Wald.

Die Jahresmitteltemperatur folgt einer orographisch bedingten Höhenstufung im Intervall von 5°C in den Kammlagen des Thüringer Waldes bis 10°C im Thüringer Becken (Abb. B.1). Der Jahrestrend der letzten 50 Jahre zeigt eine allgemeine Temperaturzunahme. Die Stärke des Trends variiert in Abhängigkeit der Orographie. So sind im Mittelgebirge schwächere Trends von $0,2^{\circ}\text{C}$ gegenüber stärkeren mit $1,2^{\circ}\text{C}$ im Thüringer Becken festzuhalten (Abb. B.2). Generell nimmt in allen Jahreszeiten, insbesondere im Winter mit $1,8^{\circ}\text{C}$ bis 2°C im Thüringer Becken und $1,2^{\circ}\text{C}$ im Thüringer Wald (Abb. B.6), die Temperatur zu (Abb. B.3, B.4, B.7, B.8). Eine Ausnahme bildet dabei der Herbst mit flächendeckenden Temperaturabnahmen bis zu $0,4^{\circ}\text{C}$ im Mittelgebirge (Abb. B.5).

Die Temperatur betreffend wurden auch aus ihr abgeleitete Klimagrößen für den Zeitraum 1971-2000 dargestellt. Namentlich handelt es sich hierbei um Wärmesummen, Anzahl Heißer Tage, Kältesummen und Heizgradtage, jeweils mit Trendverhalten (1951-2000). Die graphischen Darstellungen sind in den Abbildungen B.9 bis B.16 zu finden. Generell zeigen die jeweiligen langjährigen Mittel ein analoges Verteilungsmuster auf. Dies liegt schon in der Konsistenz der Datensätze begründet. Ebenso lässt sich eine Analogie im Trendverhalten entsprechend der abgeleiteten Klimagröße feststellen.

Der Strahlungsgenuss ist in Westthüringen (somit im höher gelegenen Gelände) mit 360 kJ/cm^2 im Allgemeinen niedriger als in den östlichen Landesteilen (380 kJ/cm^2 , Abb. C.1). Der Jahrestrend zeigt über die vergangenen 30 Jahre flächendeckende Zunahmen von 2% bis 4%, örtlich auch 6% (Abb. C.2). In Analogie zur Temperatur nimmt auch die Globalstrahlung in allen Jahreszeiten zu. Die stärksten Trends sind dabei während des Winters im Thüringer Becken mit 12% festzustellen (Abb. C.6). Ausnehmend ist auch hier der Herbst zu nennen. Das negative Trendverhalten erstreckt sich nahezu über das gesamte Bundesland. Am stärksten ist die Abnahme des Strahlungsgenusses im Thüringer Wald (-8%), wobei im Thüringer Becken die Globalstrahlung in den letzten 30 Jahren um 2% abgenommen hat (Abb. C.5). Für das Frühjahr lässt sich eine Streifung der Trendintervalle feststellen. Hier nimmt das Trendverhalten der Globalstrahlung von West (2%-4%) nach Ost (8%-10%) zu (Abb. C.3). Die erste Vegetationsperiode hat im Vergleich zur zweiten während der vergangenen 30 Jahre einen deutlich höheren Strahlungsinput erhalten (Abb. C.7, C.8).

Die potentielle Verdunstung zeigt sowohl in ihrer regionalen Verteilung als auch im Trendverhalten eine auffällige West – Ost Abhängigkeit. Die Zunahme der mittleren

Jahressumme (1971-2000) erfolgt in der genannten Richtung von 700mm bis 800mm (Abb. D.1). Der Jahrestrend zeigt in den letzten 30 Jahren eine Verstärkung des Trends von West (6%) nach Ost (12%, Abb. D.2) an. Der stärkste Trend wurde für die Vegetationsperiode I diagnostiziert. Hier verstärkt sich der atmosphärische Verdunstungsanspruch von 8% auf 16% (Abb. D.3).

Abbildung D.4 zeigt die regionale Verteilung der klimatischen Wasserbilanz (1971-2000). Darin wird ein sehr starker Kontrast zwischen dem Thüringer Becken (-300mm) und den Mittelgebirgslagen (+600mm) sichtbar. Die negative Wasserbilanz in Ostthüringen ist eher maßgebend von den geringen Niederschlagshöhen als von der potentiellen Verdunstung abhängig. Bei relativ vergleichbarem atmosphärischen Verdunstungsanspruch kommt auch hier der große Vertikalgradient des Niederschlags zur Geltung.

Die von der TU Dresden angefertigten regionalen Klimadiagnosen für Sachsen (CLISAX) und Thüringen (REKLI) lassen anhand der Ergebnisse überregionale Aussagen zur rezenten Klimavariabilität zu.

- Mit Ausnahme des Sommers ist für beide Bundesländer eine generelle Niederschlagszunahme festzustellen, wobei dieser positive Trend in Sachsen vom Niederschlagsrückgang im Sommer kompensiert wird.
- Die Niederschlagsabnahme bis 30% im Sommer beziehen sich insbesondere auf die Tieflandsbereiche beider Bundesländer (Leipziger Tiefland, Thüringer Becken).
- Im Herbst und Winter ist mit 30% die Niederschlagszunahme in den Mittelgebirgslagen des Thüringer Waldes außerordentlich stark.
- Im Erzgebirge lässt sich mit bis 20% ein vergleichbarer Niederschlagstrend im Herbst festhalten, wobei sich dieser im Winter in starkem Maße (bis 30%) auch auf das Leipziger Tiefland ausweitet.
- In Sachsen und Thüringen nimmt die Temperatur in allen Jahreszeiten, insbesondere im Winter (Sachsen: bis 2,4°C, Thüringen: bis 2°C) und Frühjahr (Sachsen: bis 2°C, Thüringen: bis 1,6°C), außerordentlich stark zu. Eine Ausnahme bildet der Herbst mit den stärksten Temperaturabnahmen in den Mittelgebirgen (Erzgebirge: -0,2°C, Thüringer Wald: -0,4°C).
- Die starken Temperaturtrends im Frühjahr und Winter beziehen sich für beide Bundesländer auf die jeweiligen Tieflandsbereiche, wobei in Ostsachsen eine analoge

Trendstärke festzuhalten ist. Die Temperaturzunahme ist im Erzgebirge höher als im Thüringer Wald.

- Insbesondere für die Tieflandsbereiche ist eine Zunahme der Andauer und Häufigkeit von Trockenperioden besonders in der Vegetationsperiode I (April-Juni) für beide Bundesländer festzustellen.
- Dauer und Mächtigkeit der winterlichen Schneedecke nehmen im Erzgebirge stärker ab als im Thüringer Wald. Im Thüringer Wald zeigt sich die Reduktion der wintersportlich relevanten Schneehöhe (>20cm) insbesondere in den mittleren aber auch in den oberen Lagen, wobei im Erzgebirge ebenso die Kammlagen in starkem Maße betroffen sind.

Aus dem Vergleich lässt sich schlussfolgernd sagen, dass in Regionen mit geringen Jahresniederschlägen (Leipziger Tiefland, Thüringer Becken) mit Zunehmender Trockenheit zu rechnen ist, während in den Mittelgebirgslagen (Erzgebirge, Thüringer Wald) bei relativ hohen Jahresniederschlägen eine Niederschlagszunahme zu erwarten ist. In Sachsen und Thüringen zeigen die Trends von Niederschlag und Temperatur zwischen 1951 und 2000 die gleiche Richtung auf. Die Trendstärken variieren dahingehend, dass in Sachsen die positiven Temperaturtrends im stärkeren Maße alle Naturraumeinheiten betreffen, wobei Thüringen über die Jahreszeiten (Ausnahme Sommer) stärkere Niederschlagstrends aufweist. Vor diesem Hintergrund lässt sich von einem überregionalen West-Ost Gradienten sprechen. Die Ergebnisse der regionalen Klimadiagnosen können als deutliche Indikatoren für einen bereits stattfindenden Klimawandel bewertet werden.

4. Zusammenfassung und Perspektiven

Im Rahmen des REKLI-Projektes konnte ein wichtiger Beitrag zur Bestandesaufnahme regionaler Klimatrends in Thüringen geleistet werden. Als Grundlage hierfür entstand die „Thüringer Klimadatenbank“, welche einen umfassenden Datenfundus für die Region Thüringen verwaltet. Die Datenbank zeichnet sich durch ihre Komplexität und ihr Nutzerfreundlichkeit aus. Des weiteren Besteht die Möglichkeit einer zeitlichen Fortführung.

Folgende Leistungen wurden durch den Auftragnehmer TU Dresden erbracht:

- Aufstellen einer „Thüringer Klimadatenbank“ mit dem Datenbanksystem MIRCOSOFT-ACCESS 2000
- Assimilation aller verfügbar gemachten Klimadaten in die „Thüringer Klimadatenbank“
- Prüfung der Zeitreihen auf Homogenität und ggf. Homogenisierung
- Trendanalysen der geprüften Zeitreihen
- Detaillierte Darstellung der angewandten Methoden zur Datenprüfung und Datenanalyse
- Ergebnissdarstellung in Form von Gebietskarten

Im Ergebnis der vorliegenden Studie wurde eine Beschreibung des Klima-"Ist"-Zustandes in Thüringen, der Klimavariabilität der letzten 50 Jahre und der aktuellen Klimatrends gegeben.

Unter Nutzung der verdichteten und geprüften Datensätze kann eine Erhöhung der statistischen Sicherheit und Prognosegüte der regionalisierten Klimamodellergebnisse (Klimaprognose) für Thüringen in Aussicht gestellt werden.

Die Kombination der Ergebnisse aus regionaler Klimadiagnose u. –prognose ermöglichen eine räumlich fassbare und zeitnahe Adaptation von Bewirtschaftungsrichtlinien (u.a. Wasserwirtschaft, Landwirtschaft, Forstwirtschaft, Tourismus). In diesem Zusammenhang sollten weiterführende Untersuchungen auf die Auswirkungen einer rezenten Klimavariabilität ausgerichtet sein. Konkret handelt es sich um Trends in der Starkregenstatistik und um Andauerhäufigkeiten von sommerlichen Trockenperioden, insbesondere während der Vegetationsperioden I und II.

Generell ist festzuhalten das für die Vertiefung und Absicherung der bisher erzielten Arbeitsergebnisse insbesondere die Datenbasis hinsichtlich Menge und Qualität verbessert werden muss.

Um den lokalen Bedingungen (insbesondere der Topographie) bei der kartographischen Darstellung der Klimaelemente unter einer gegebenen Datengrundlage besser gerecht zu werden, sollten digitale Geländeinformationen einbezogen werden.

Literaturverzeichnis

- Alexandersson, H (1986): A homogeneity test applied to precipitation data. *J. Climatol.* 6, S. 661-675
- Bernhofer, C. u. V. Goldberg (2001): CLISAX – Statistische Untersuchungen regionaler Klimatrends in Sachsen. Tharandt, Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, AZ 13-8802.3521/48
- Bernhofer, C., Goldberg, V. u. J. Franke (2002): CLISAX II – Assimilation von standartisierten und abgeleiteten Klimadaten für die Region Sachsen und Ausbau der Sächsischen Klimadatenbank. Tharandt, Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, AZ 13-8802.3521/50
- Buishand, J. A. (1982): Some Methods for Testing the Homogeneity of Rainfall Records. *J. Hydrol.* 58, S. 11-27
- Craddock, J. M. (1979): Methods for Comparing Annual Rainfall Records for Climatic Purposes. *Weather* 34, S. 322-346
- Deutscher Wetterdienst (1992): Mess- u. Beobachtungsnetze in der Bundesrepublik Deutschland. Vorschriften und Betriebsunterlagen Nr. 8, Offenbach a. M.
- Dixon, W. J. (1950): Analysis of extreme values. *Ann. Math. Statist.* 21, S. 488-506
- Dyck, S. (1980): Angewandte Hydrologie – Teil 1: Berechnung und Regelung des Durchflusses der Flüsse. Berlin
- Dyck, S. u. G. Peschke (1995): Grundlagen der Hydrologie. Berlin
- Goodison, B. E., Louie, P. Y. T. u. D. Yang (1998): WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison. Final Report, WMO/ TD-No. 872, Instruments and Observing Methods Report No. 67
- Hann, J. (1898): Über die Reduktion kürzerer Reihen von Niederschlagssummen auf die langjährige Reihe einer Niederschlagsstation. *Meteorologische Zeitung* 15, S. 121-133
- Herzog, J. u. G. Müller-Westermeier (1998): Homogenitätsprüfung und Homogenisierung klimatologischer Messreihen im Deutschen Wetterdienst. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 202
- Kendall, M. G. (1970): Rank correlations methods. Griffin, London, 4th ed.
- Mann, H. B. (1945): Nonparametric test against trends. *Econometrica* 13, S. 245-259
- OWEN, S. J. (1992): An Implementation of Natural Neighbor Interpolation in Three Dimensions. Master's Thesis, Brigham Young University, pp.118

- Rapp, J. u. C. D. Schönwiese (1995): Klimatrend – Atlas Deutschland 1891-1990. Frankfurter Geowiss. Arb., Band 5, Univ. Frankfurt/M
- Rapp, J. (1997): Regionale und jahreszeitliche Trendanalyse des Niederschlags und der Lufttemperatur in Deutschland. Petermanns Geographische Mitteilungen 141, S. 99-107
- Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 212
- Richter, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 212
- Sachs, L. (1968): Statistische Auswertungsmethoden. Springer
- Schönwiese, C. D. (1996): Problematik der Klimaänderungen: Ursachen und Beobachtungen. Klimaänderung und Wasserwirtschaft, Internationales Symposium am 27./28. November 1995 im Europäischen Patentamt München; Tagungsband. Wasserwirtschaft und Ressourcenschutz Heft 56a
- Schönwiese, C. D. u. J. Malcher (1985): NichtStationarität oder Inhomogenität? Ein Beitrag zur statistischen Analyse klimatologischer Zeitreihen. Wetter und Leben 37, S. 181-193
- Schrödter, H. (1985): Verdunstung – Anwendungsorientierte Messverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer
- Sevruk, B. (1981): Methodische Untersuchungen des systematischen Messfehlers der Hellmann-Regenmesser im Sommerhalbjahr in der Schweiz. Diss. ETH Zürich
- Sneyers, R. u. G. L. Dupriez (1978): Les Normales Du Reesau Pluviometrique Belge. Royal Meteor. de Belgique, Pub. Ser. A 101

A

Karten – Niederschlag/ Schneedecke

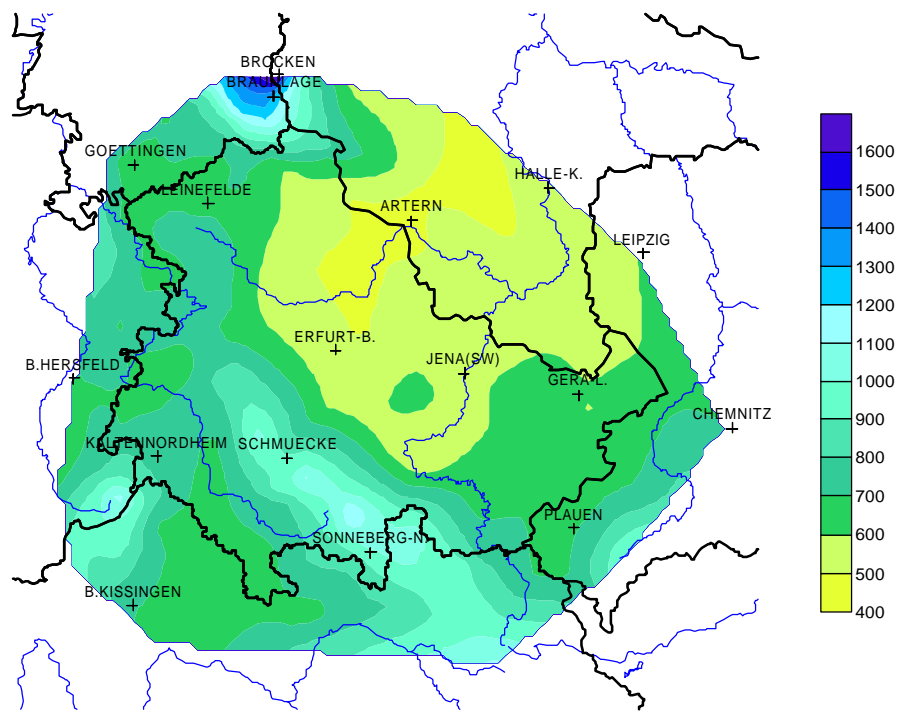


Abb. A.1: Jahressumme des Niederschlags [mm] in Thüringen, 1971-2000

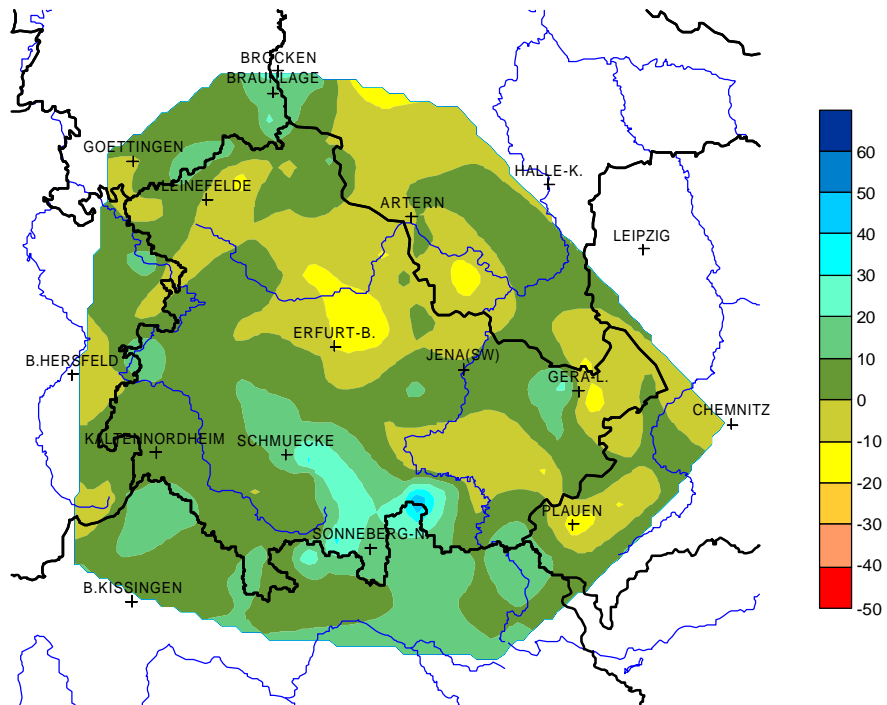


Abb. A.2: Relativer Jahrestrend des Niederschlags [%] in Thüringen, 1951-2000

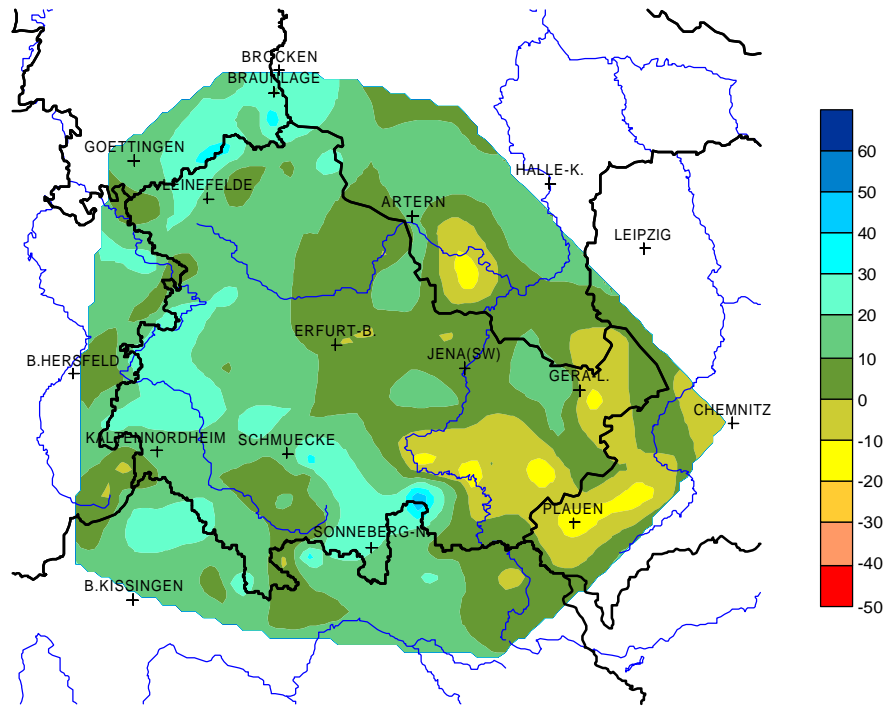


Abb. A.3: Relativer Jahreszeitentrend des Niederschlags [%] in Thüringen, Frühjahr 1951-2000

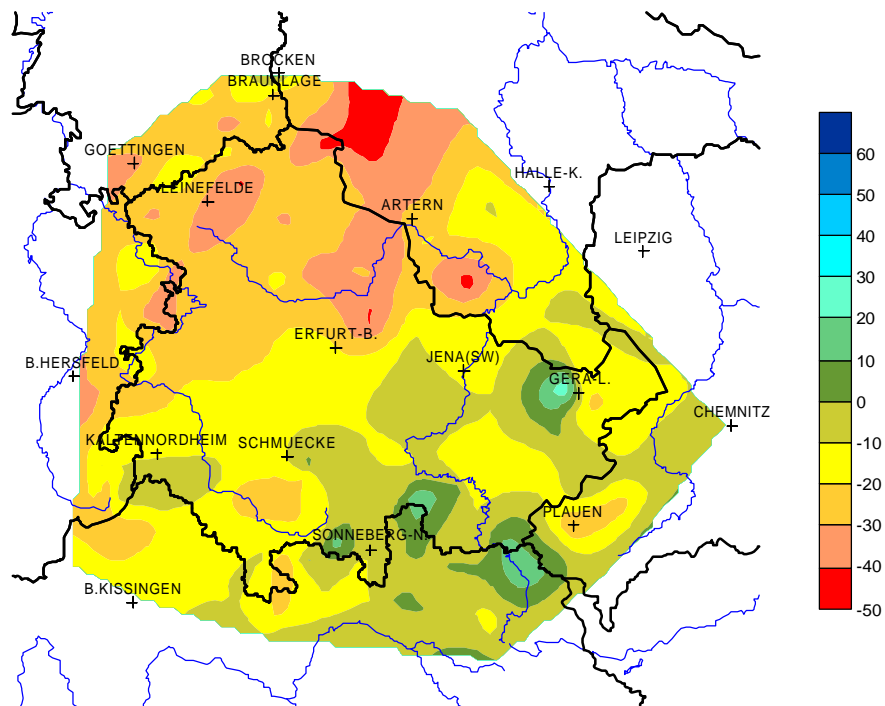


Abb. A.4: Relativer Jahreszeitentrend des Niederschlags [%] in Thüringen, Sommer 1951-2000

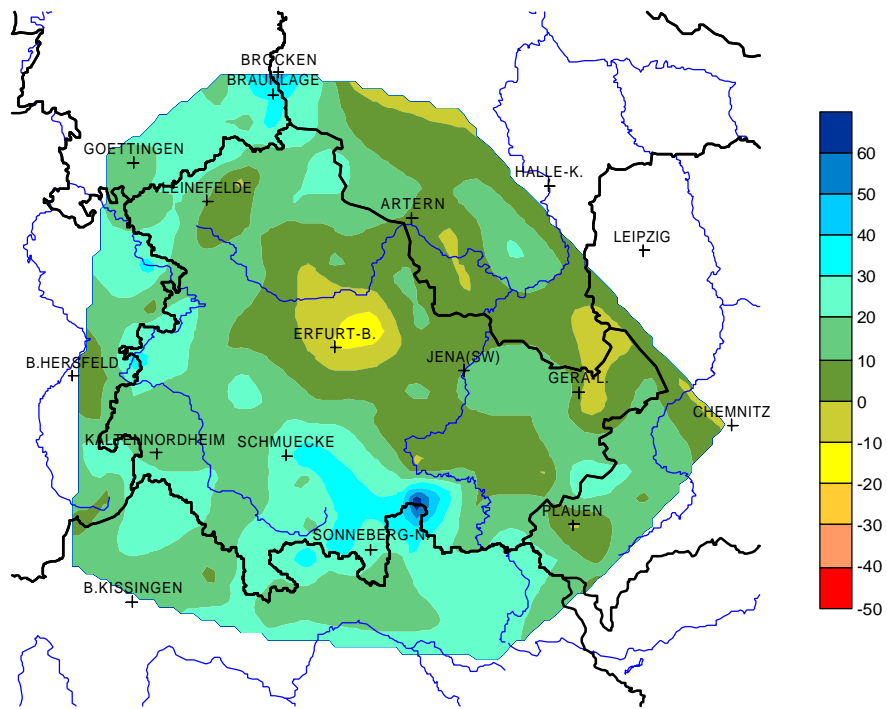


Abb. A.5: Relativer Jahreszeitentrend des Niederschlags [%] in Thüringen, Herbst 1951-2000

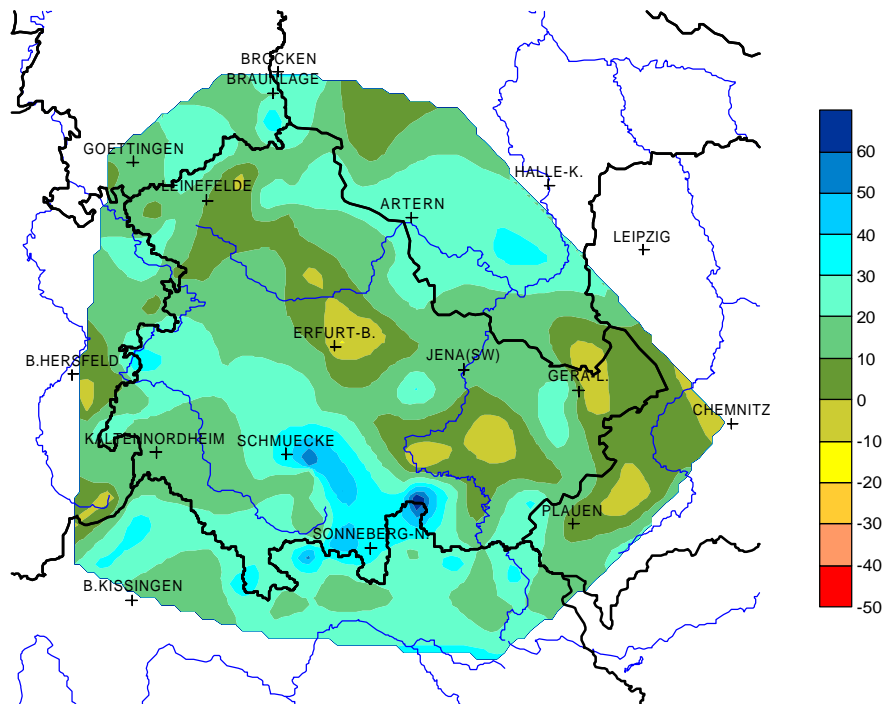


Abb. A.6: Relativer Jahreszeitentrend des Niederschlags [%] in Thüringen, Winter 1951-2000

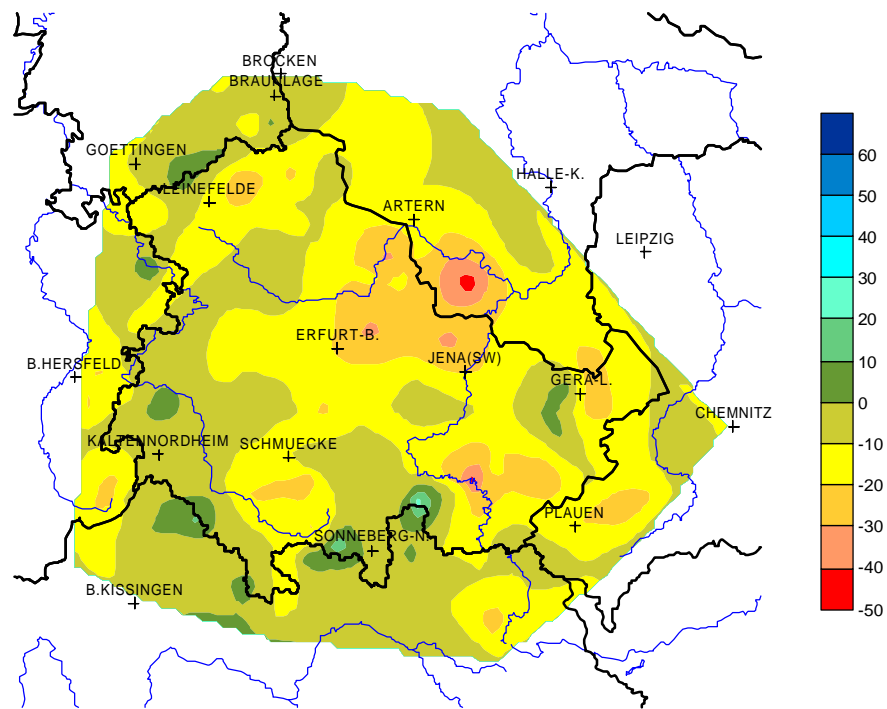


Abb. A.7: Relativer Trend des Niederschlags [%] in Thüringen, Vegetationsperiode I 1951-2000

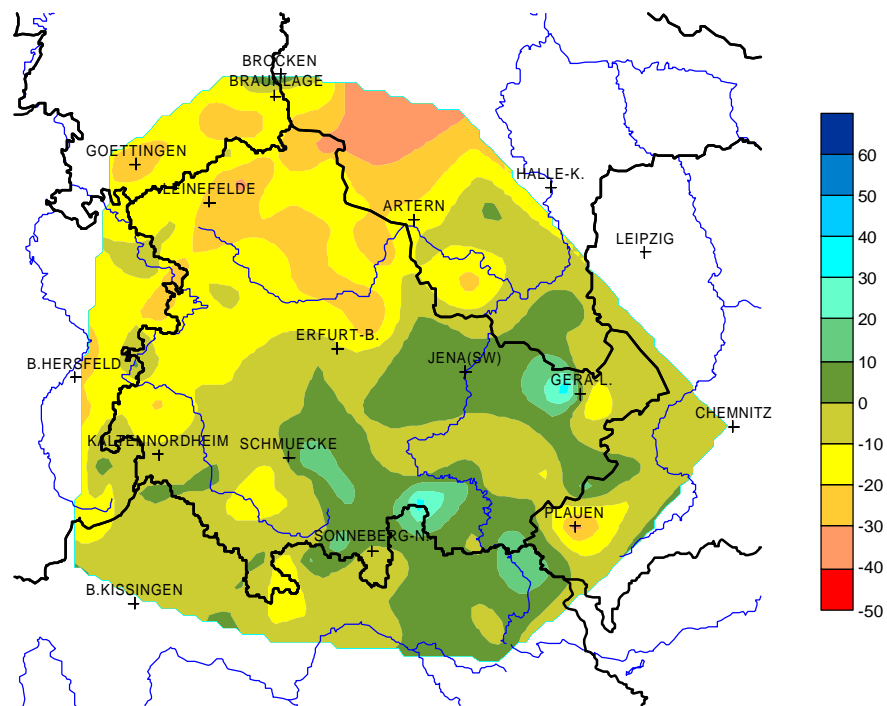


Abb. A.8: Relativer Trend des Niederschlags [%] in Thüringen, Vegetationsperiode II 1951-2000

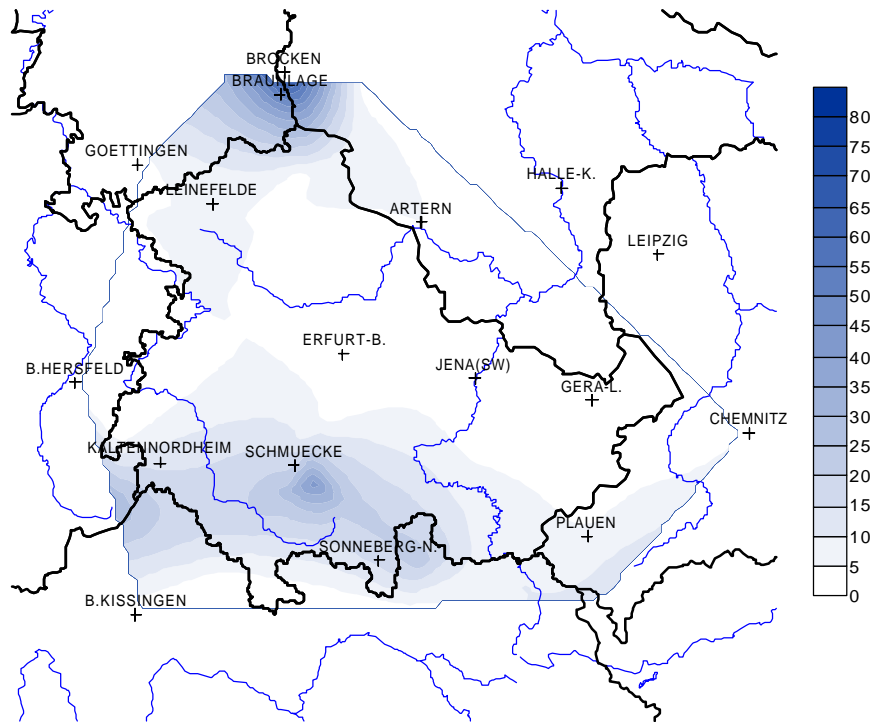


Abb. A.9: Anzahl von Schneedeckentagen (>20cm) in Thüringen, Dezember-Februar 1971-2000

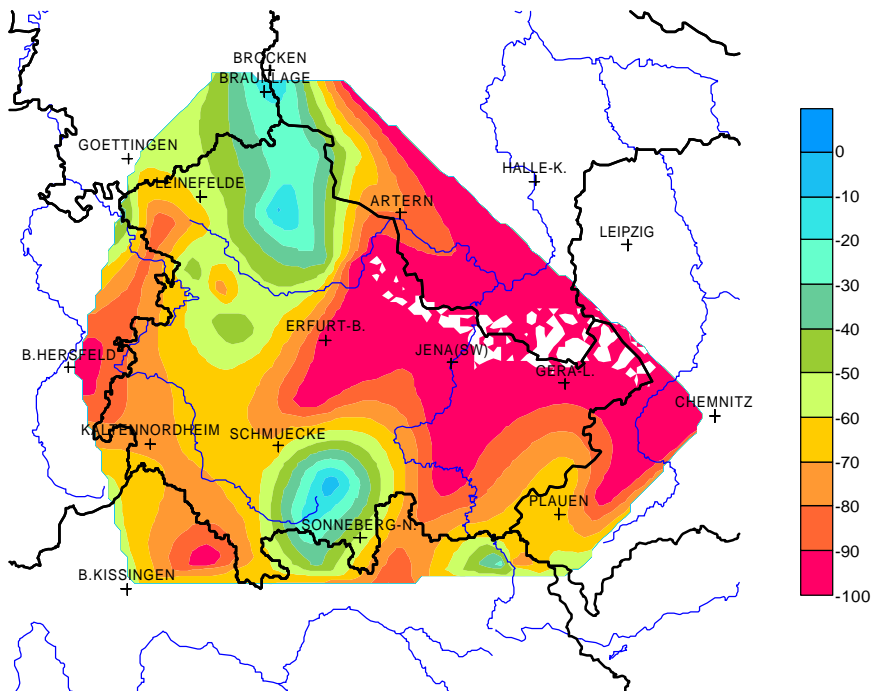


Abb. A.10: Relativer Trend von Schneedeckentagen (>20cm) [%] in Thüringen, Dezember-Februar 1951-2000

B

Karten – Temperatur

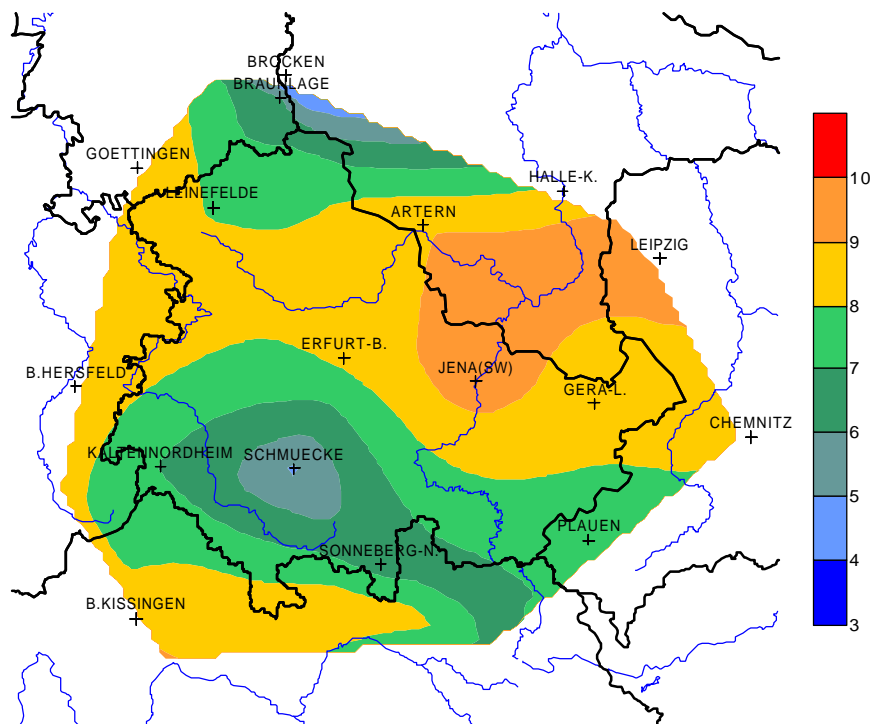


Abb. B.1: Jahresmittel der Lufttemperatur [°C] in Thüringen, 1971-2000

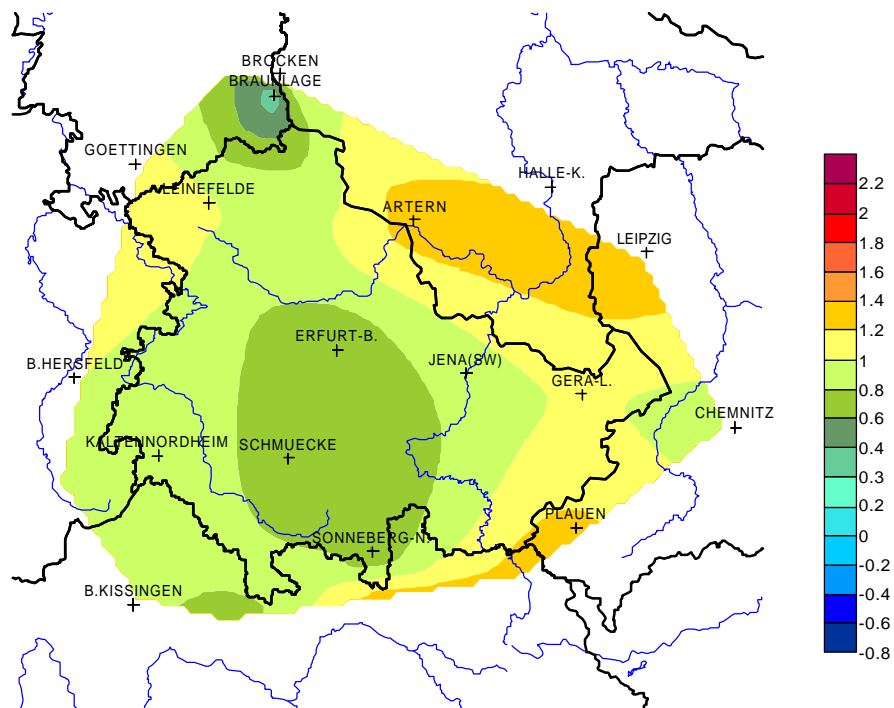


Abb. B.2: Absoluter Jahrestrend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen, 1951-2000

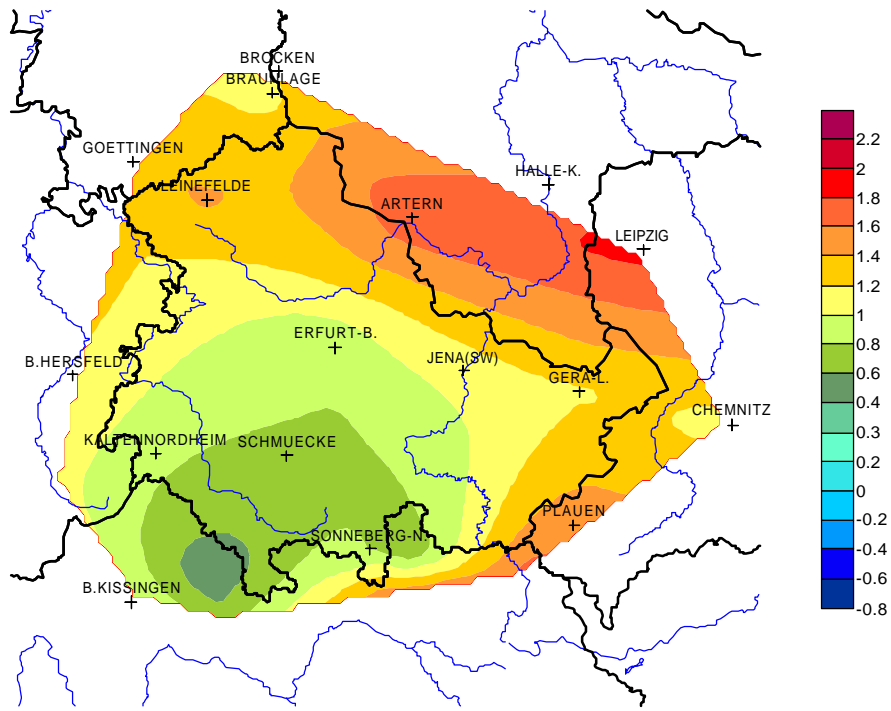


Abb. B.3: Absoluter Jahreszeitentrend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen, Frühjahr 1951-2000

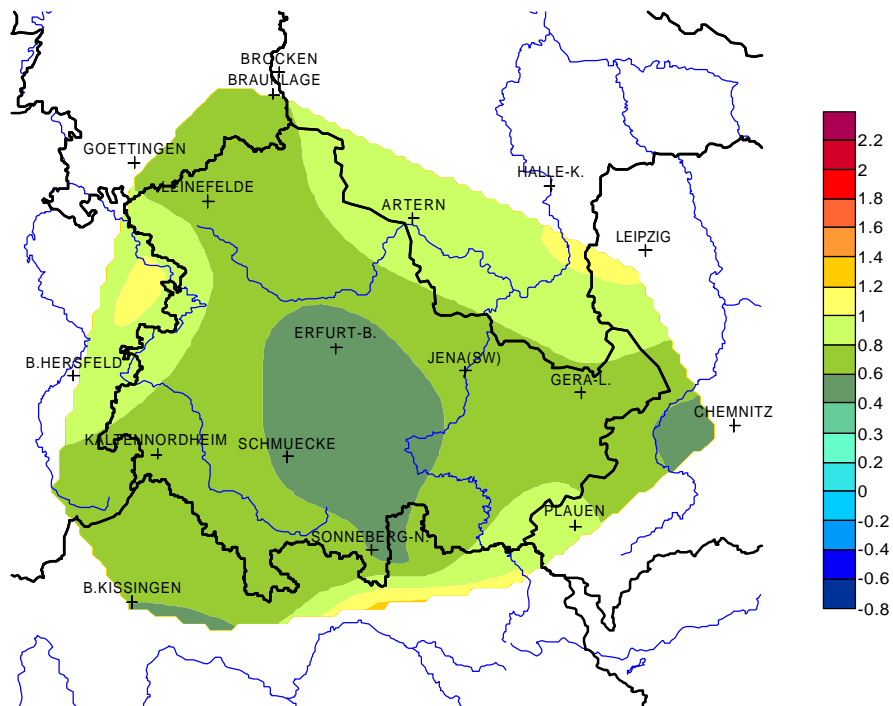


Abb. B.4: Absoluter Jahreszeitentrend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen, Sommer 1951-2000

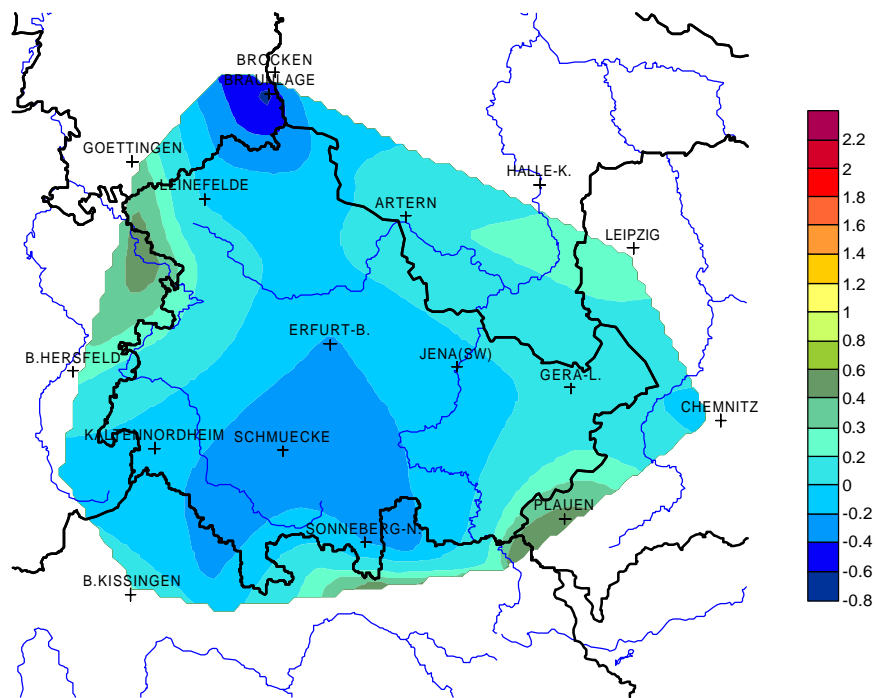


Abb. B.5: Absoluter Jahreszeitentrend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen, Herbst 1951-2000

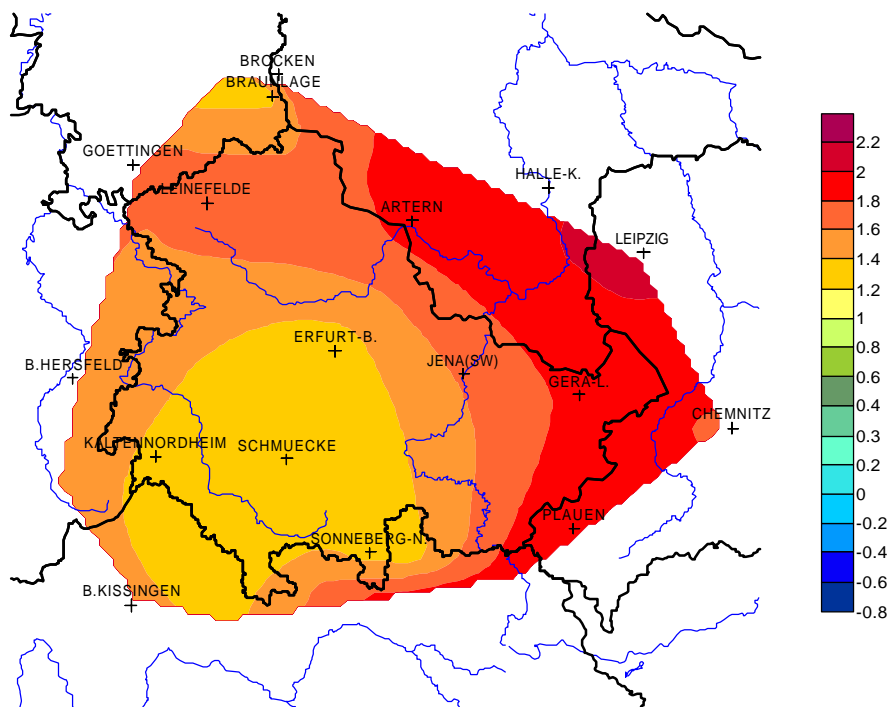


Abb. B.6: Absoluter Jahreszeitentrend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen, Winter 1951-2000

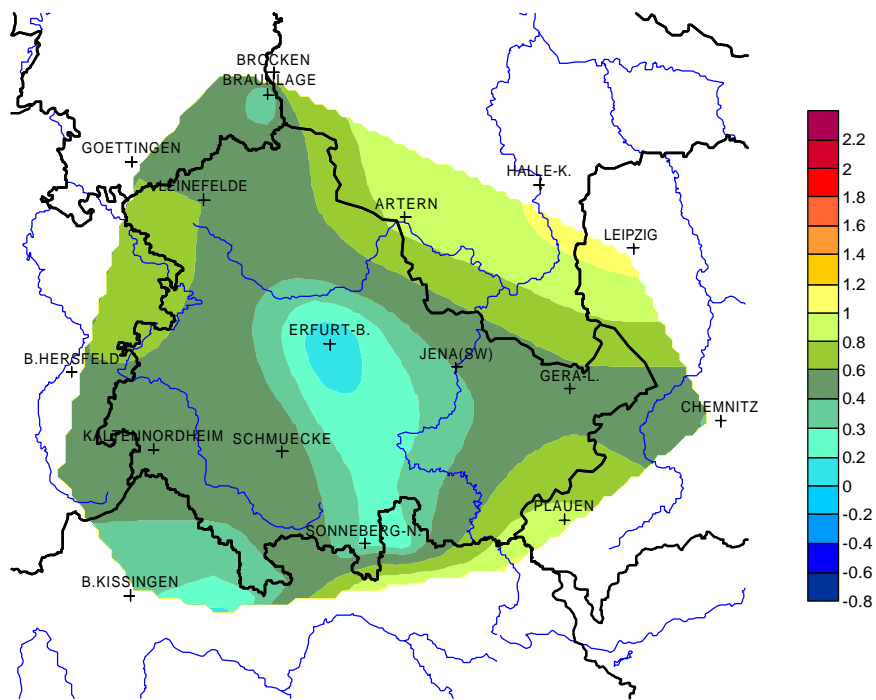


Abb. B.7: Absoluter Trend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen, Vegetationsperiode I 1951-2000

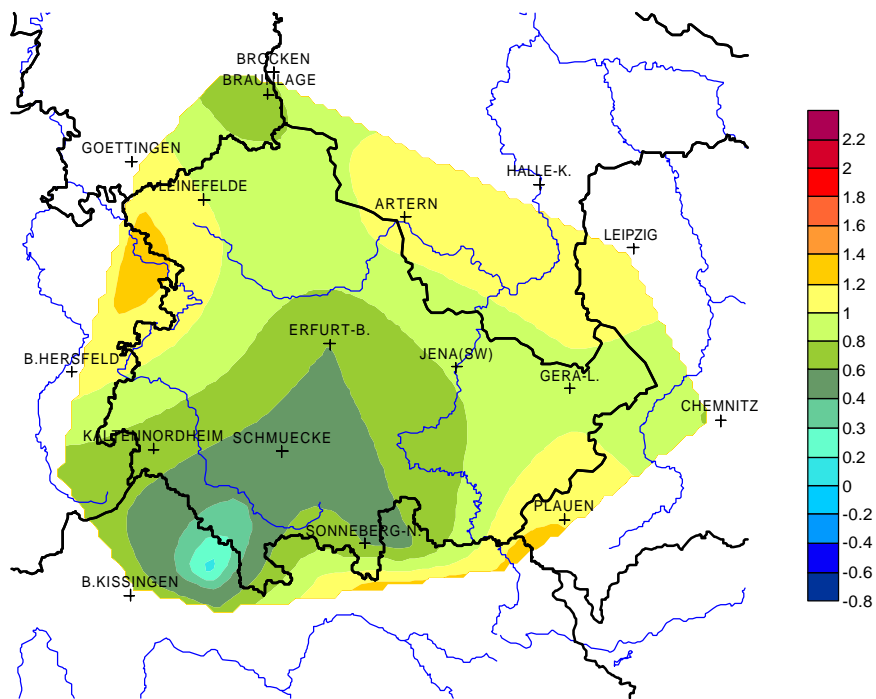


Abb. B.8: Absoluter Trend der Lufttemperatur [°C] in Thüringen, Vegetationsperiode II 1951-2000

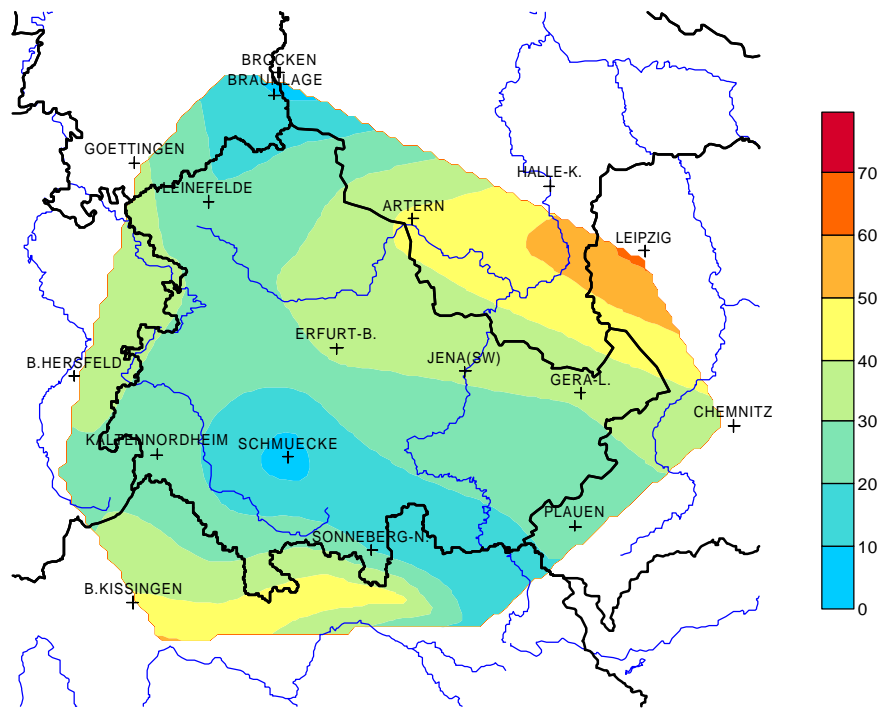


Abb. B.9: Wärmesummen [K] in Thüringen, Mai-September 1971-2000

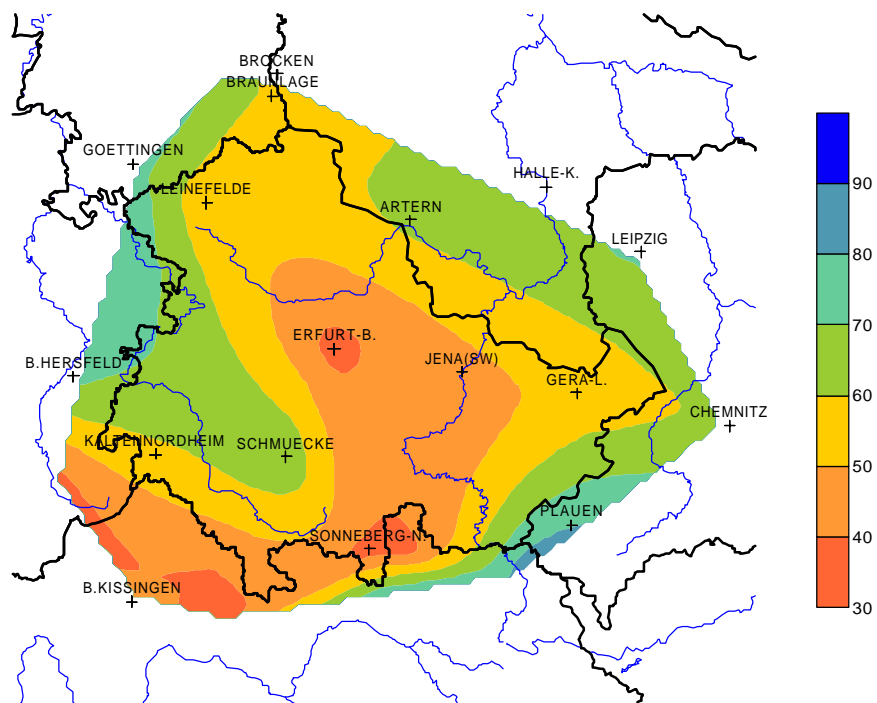


Abb. B.10: Relativer Trend der Wärmesummen [%] in Thüringen, Mai-September 1951-2000

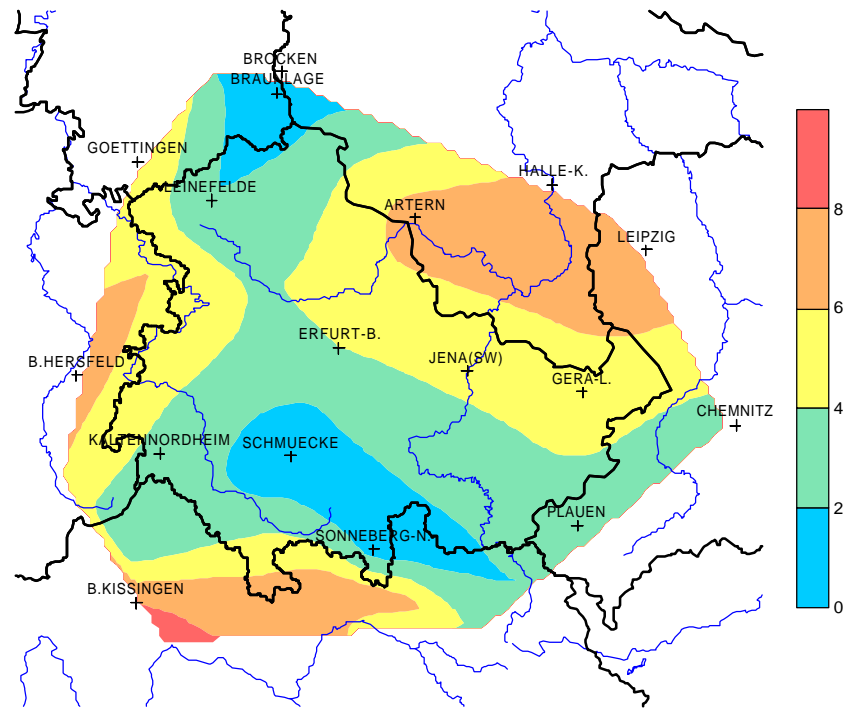


Abb. B.11: Anzahl Heißer Tage ($T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$) in Thüringen, Sommerhalbjahr 1971-2000

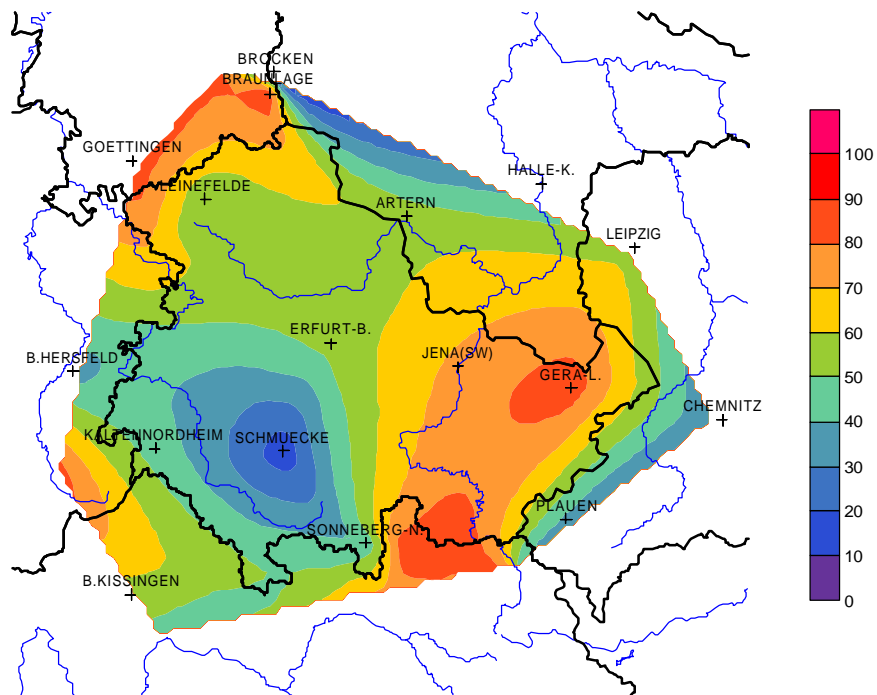


Abb. B.12: Relativer Trend der Anzahl Heißer Tage [%] in Thüringen, Sommerhalbjahr 1951-2000

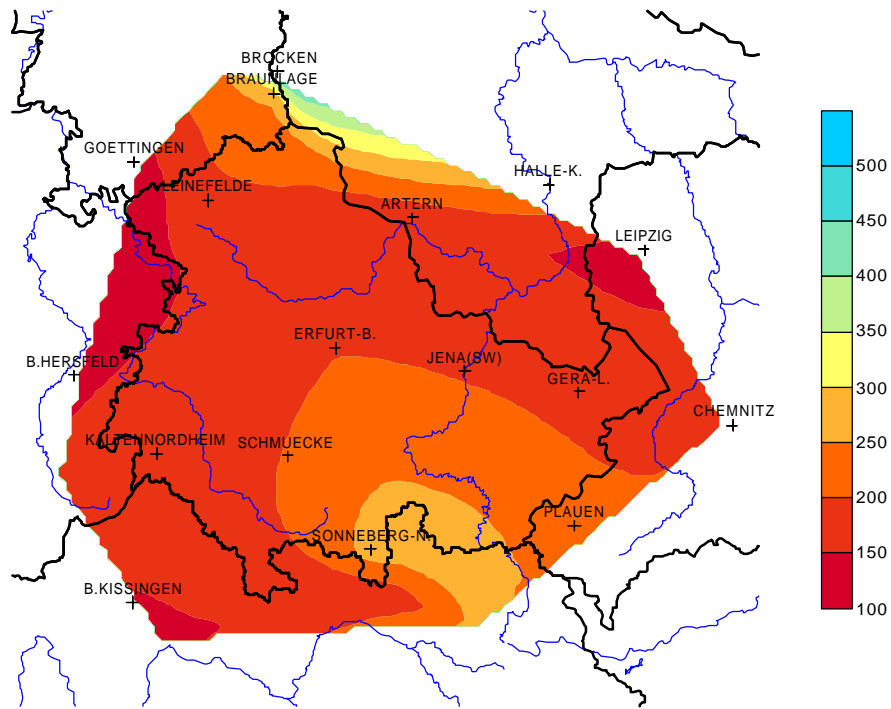


Abb. B.13: Kältesummen [K] in Thüringen, November-März 1971-2000

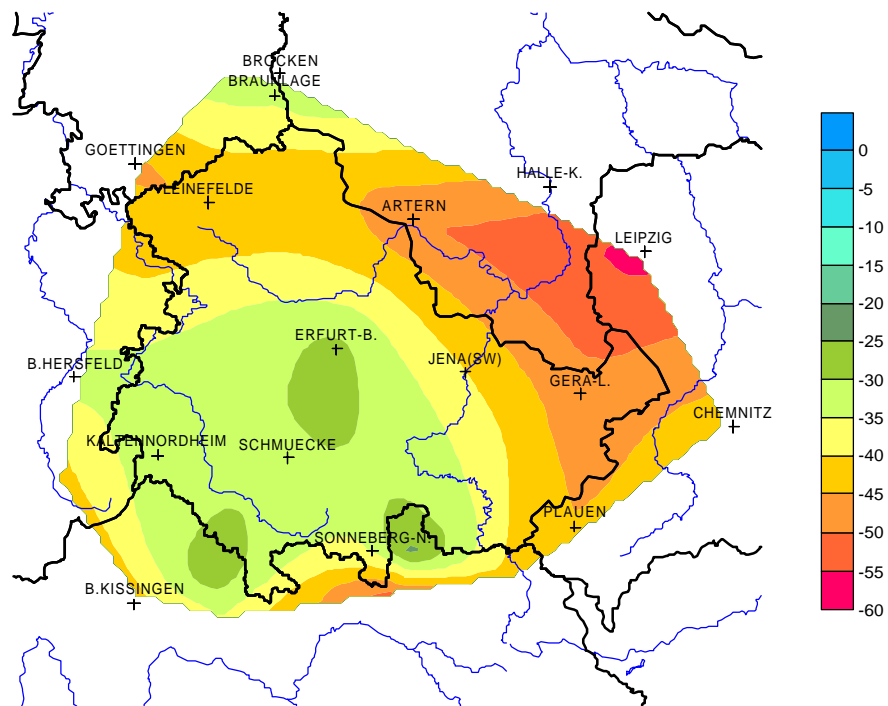


Abb. B.14: Relativer Trend der Kältesummen [%] in Thüringen, November-März 1951-2000

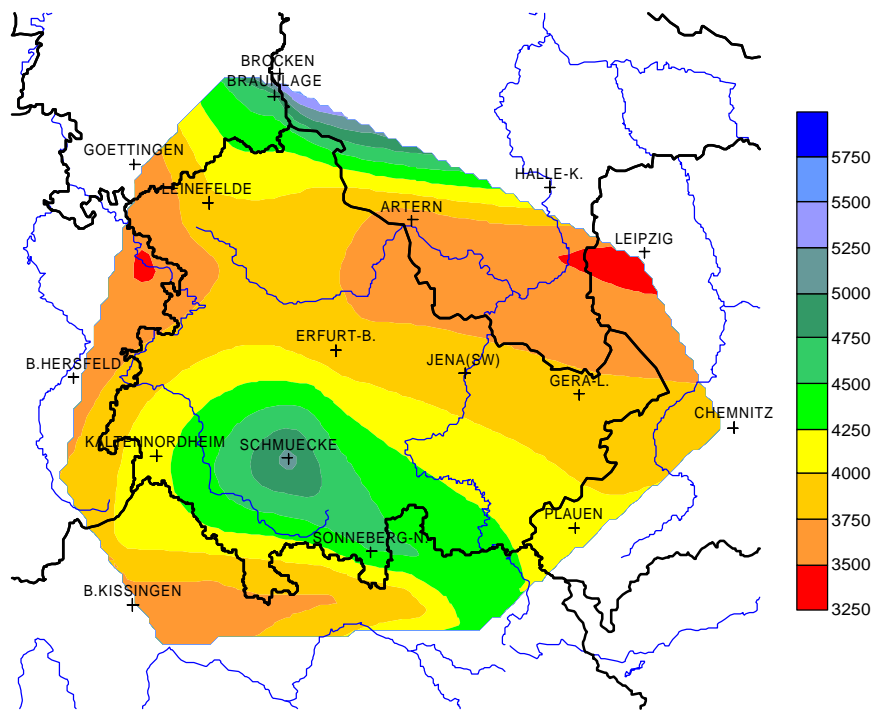


Abb. B.15: Heizgradtage [Kd/a] in Thüringen, 1971-2000

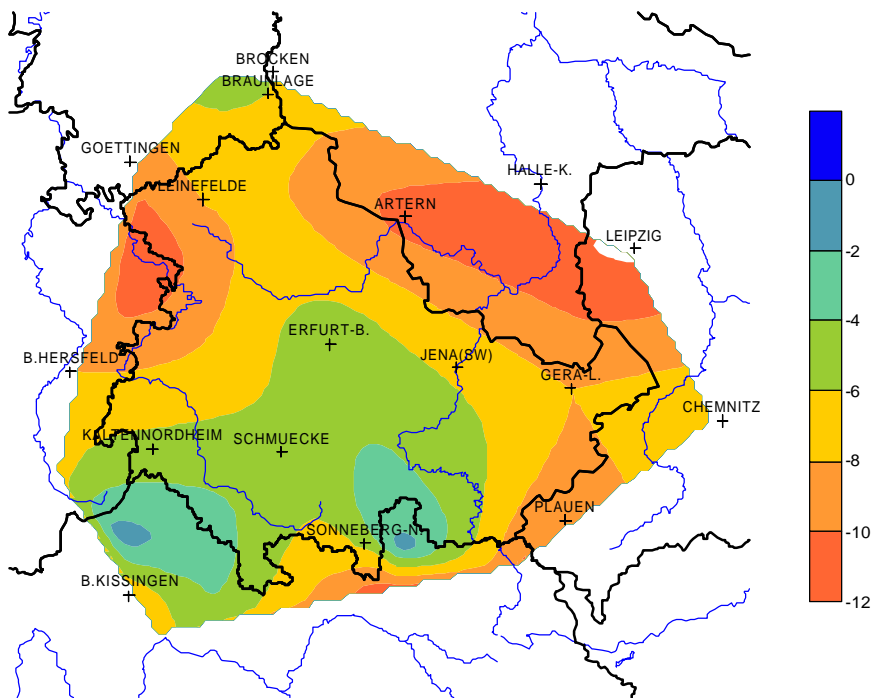


Abb. B.16: Relativer Trend der Heizgradtage [%] in Thüringen, 1951-2000

C

Karten – Globalstrahlung

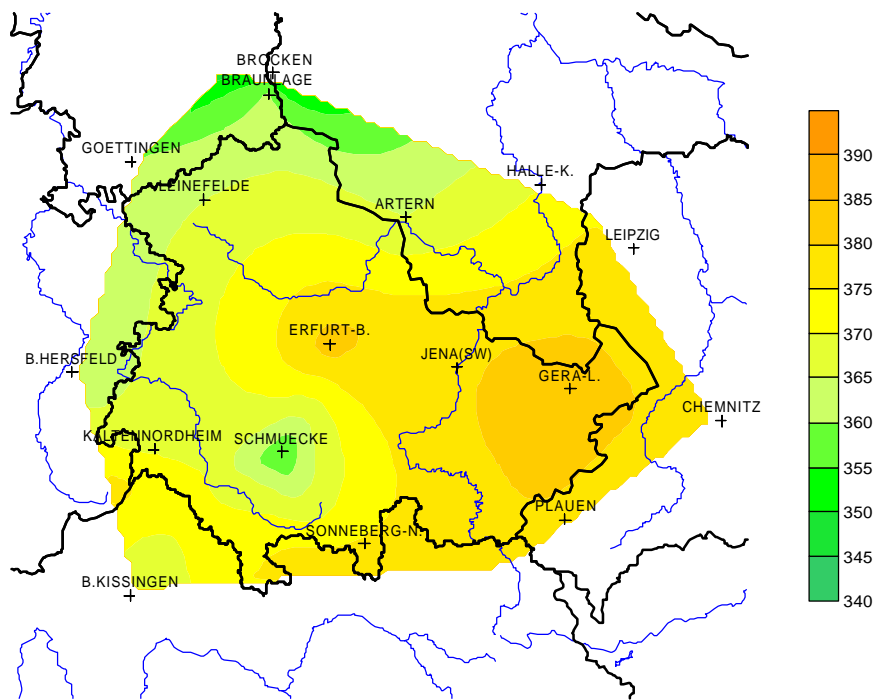


Abb. C.1: Jahressumme der Globalstrahlung [kJ/cm²] in Thüringen, 1971-2000

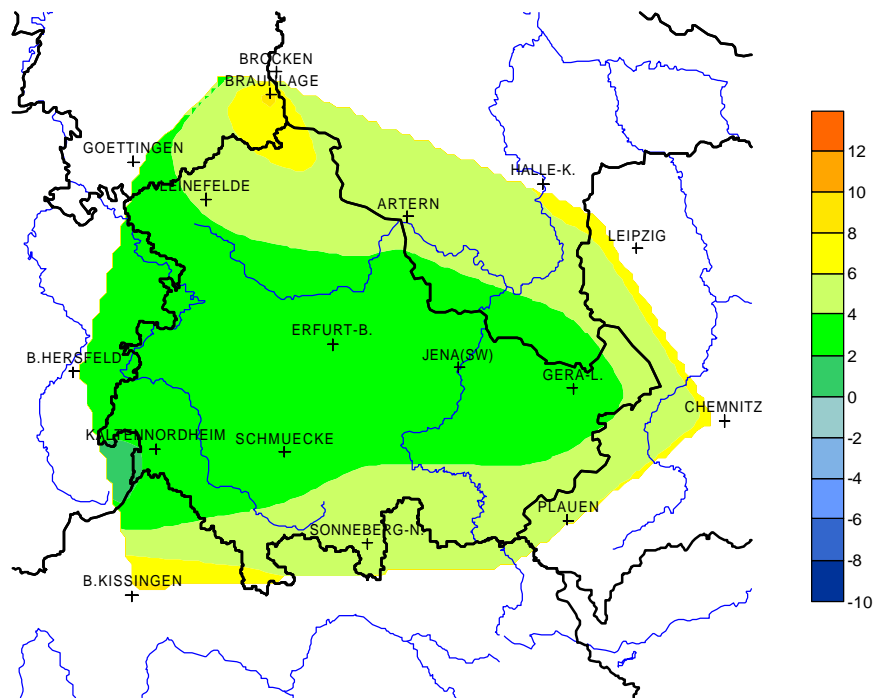


Abb. C.2: Relativer Jahrestrend der Globalstrahlung [%] in Thüringen, 1971-2000

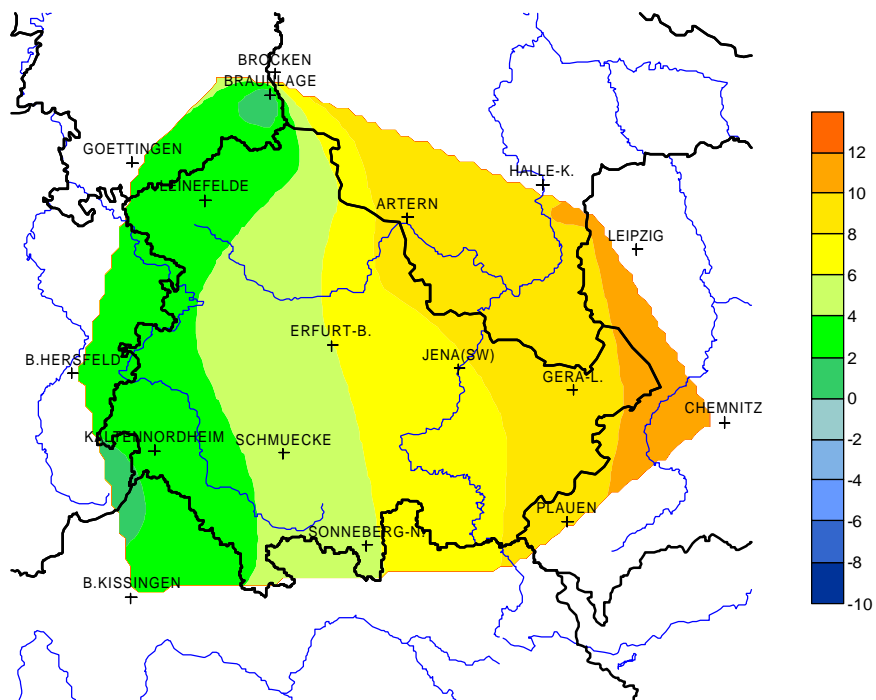


Abb. C.3: Relativer Jahreszeitentrend der Globalstrahlung [%] in Thüringen, Frühjahr 1971-2000

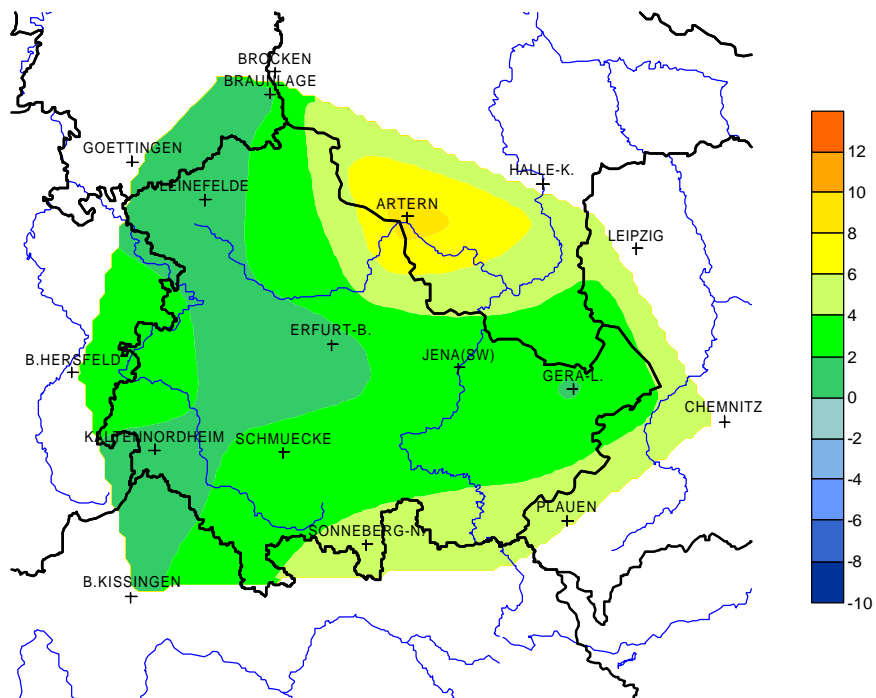


Abb. C.4: Relativer Jahreszeitentrend der Globalstrahlung [%] in Thüringen, Sommer 1971-2000

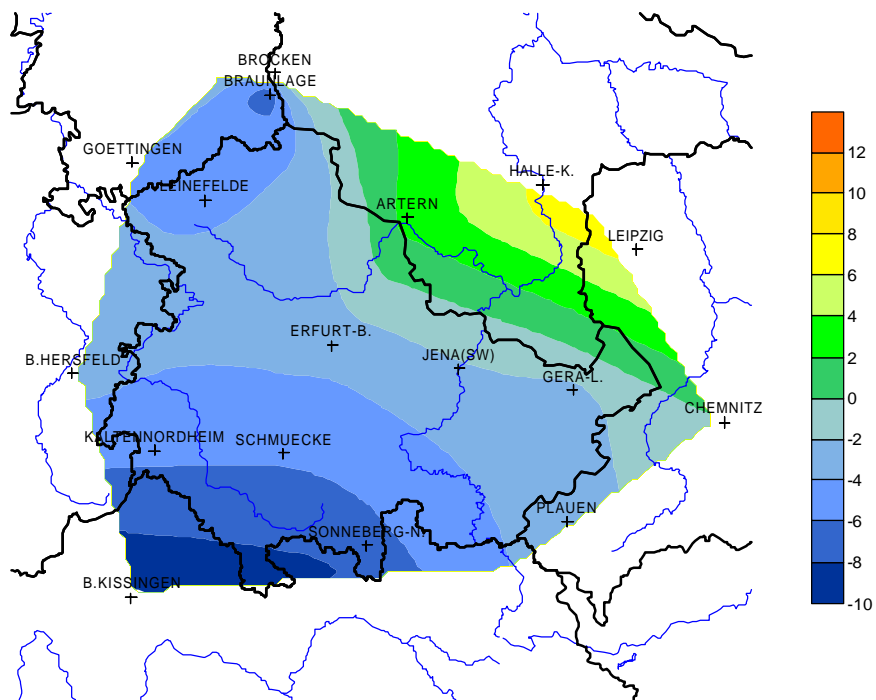


Abb. C.5: Relativer Jahreszeitentrend der Globalstrahlung [%] in Thüringen, Herbst 1971-2000

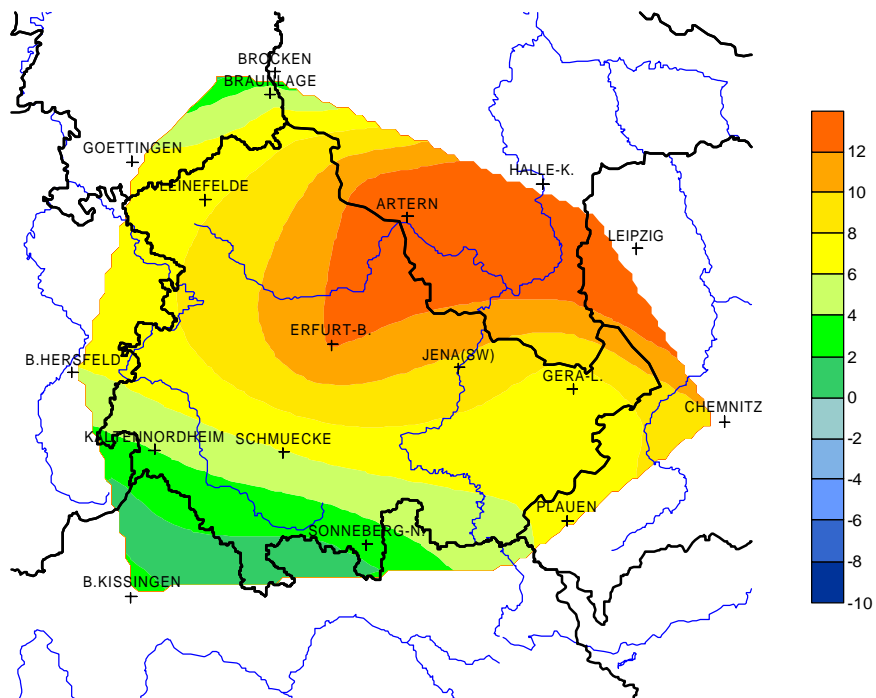


Abb. C.6: Relativer Jahreszeitentrend der Globalstrahlung [%] in Thüringen, Winter 1971-2000

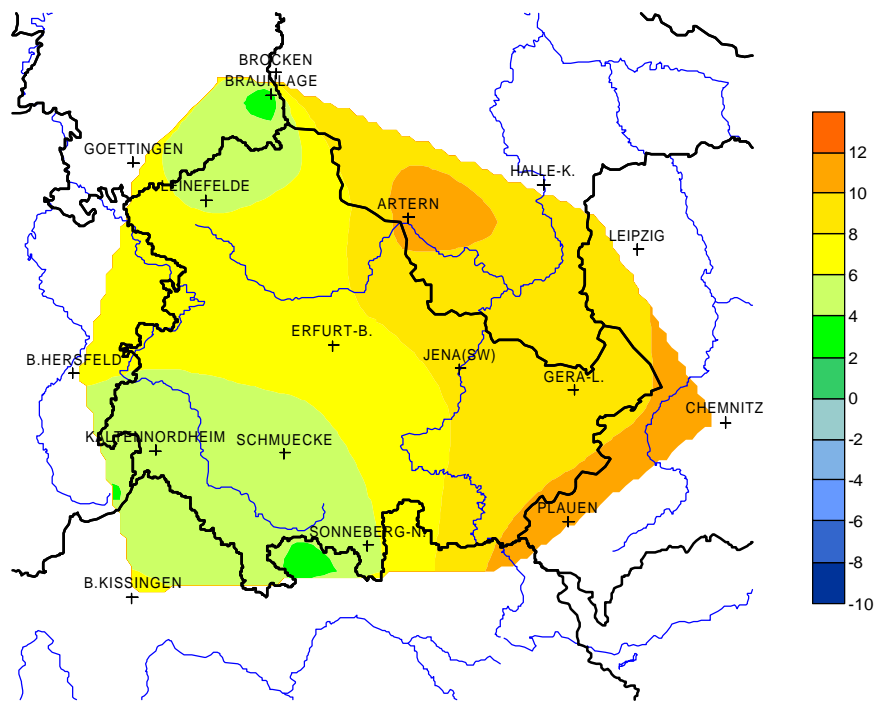


Abb. C.7: Relativer Trend der Globalstrahlung [%] in Thüringen, Vegetationsperiode I 1971-2000

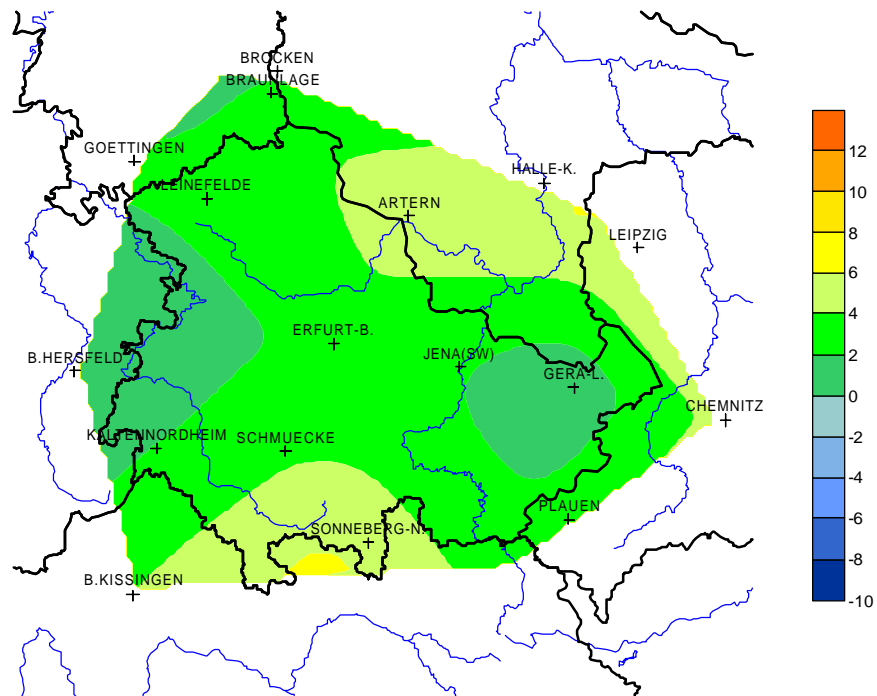


Abb. C.8: Relativer Trend der Globalstrahlung [%] in Thüringen, Vegetationsperiode II 1971-2000

D

Karten – Potentielle Verdunstung, Klimatische Wasserbilanz

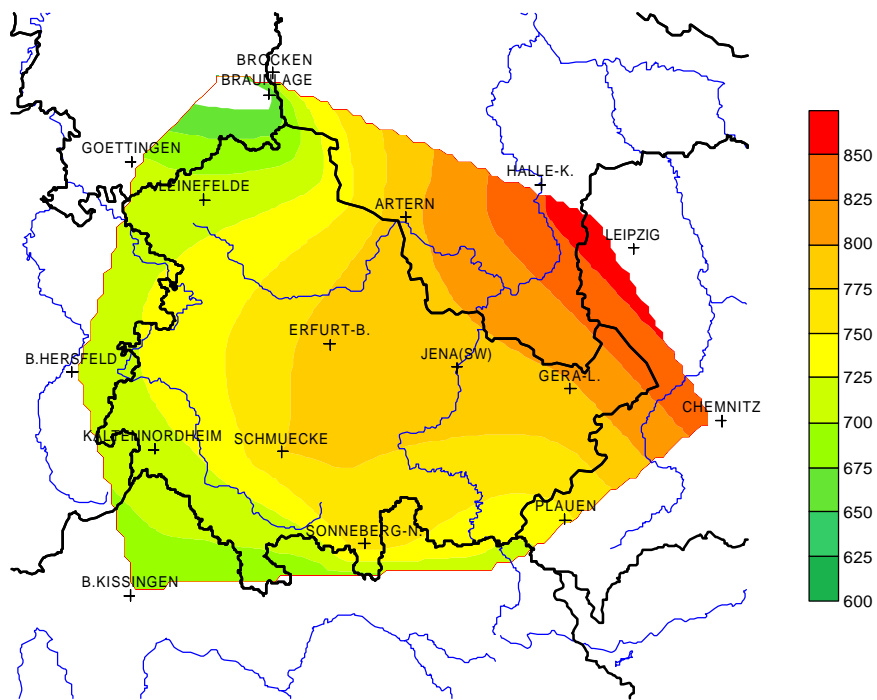


Abb. D.1: Jahressumme der Potentiellen Verdunstung [mm] in Thüringen, 1971-2000

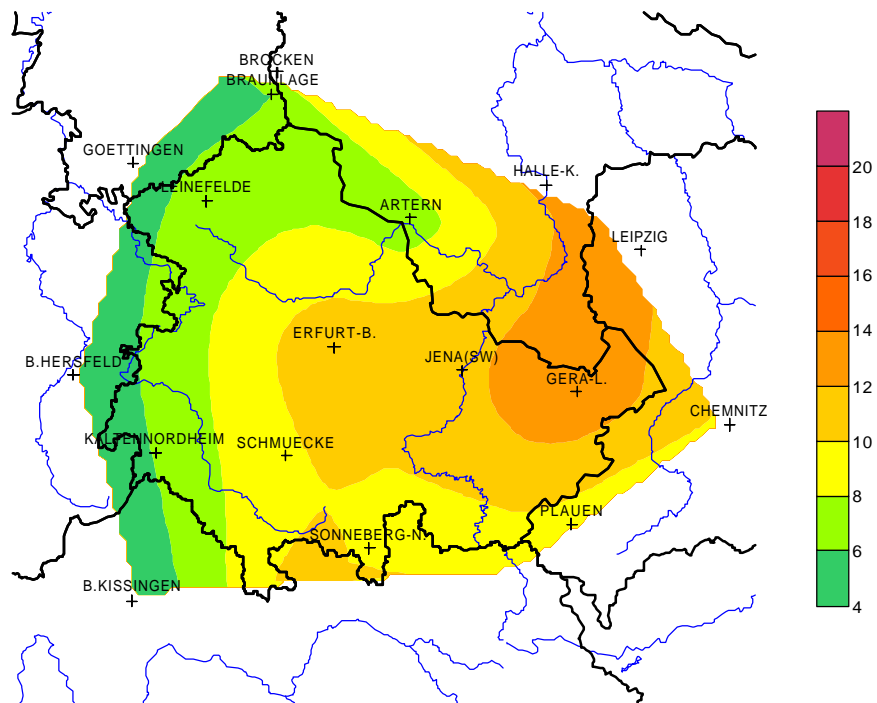


Abb. D.2: Relativer Jahrestrend der Potentiellen Verdunstung [%] in Thüringen, 1971-2000

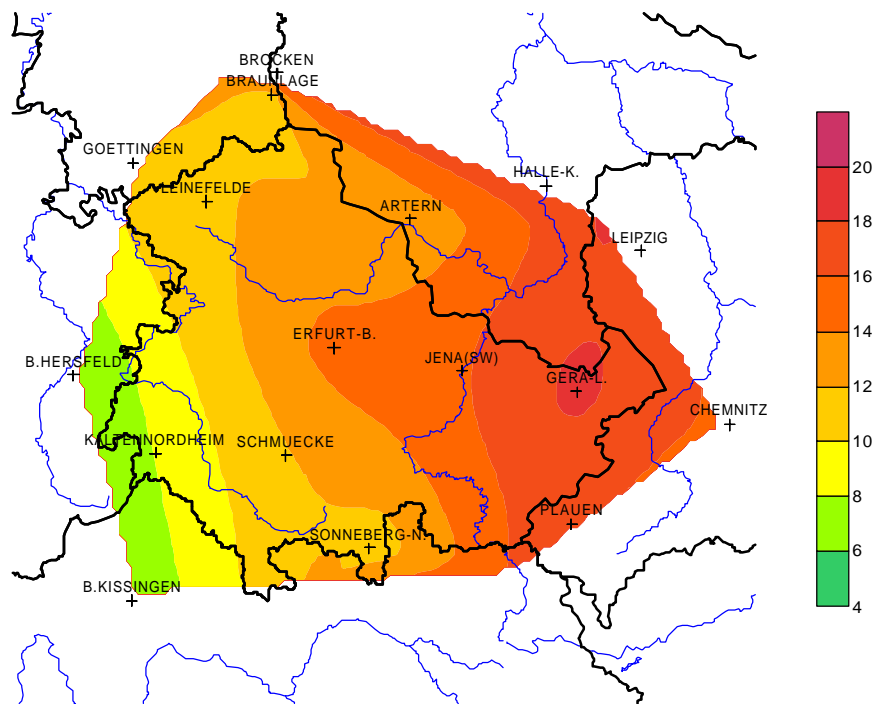


Abb. D.3: Relativer Trend der Potentiellen Verdunstung [%] in Thüringen, Vegetationsperiode I 1971-2000

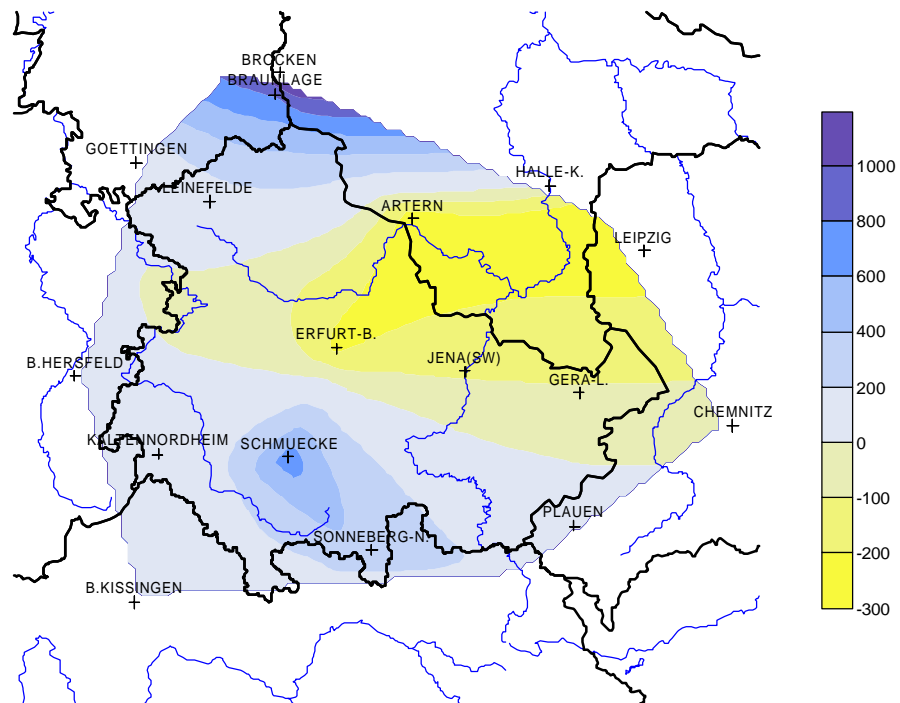


Abb. D.4: Klimatische Wasserbilanz [mm] in Thüringen, 1971-2000