

**BERICHTE DES INSTITUTS FÜR ATMOSPHERE
UND UMWELT
DER UNIVERSITÄT FRANKFURT/MAIN**

Nr. 5

Tim Staeger, Martin Jonas
und Christian-D. Schönwiese

**Auftreten und Andauer extremer
Witterungsereignisse in Hessen (1951 – 2000)**

Abschlussbericht zur Ergänzung des INKLIM-
Forschungsvorhaben Nr. 2004.090353876-3 (Bestellung Nr.
4500165141) im Auftrag der Hessischen Landesanstalt für
Umwelt und Geologie (HLUG)

2006

Im Eigenverlag des Instituts
Postfach 11 19 32
60054 Frankfurt/Main

Diese Studie wurde im Rahmen des Integrierten Klimaschutzprogramms Hessen 2012 (INKLIM 2012), Baustein II, von der Hessischen Landesanstalt für Umwelt und Geologie (HLUG) in Ergänzung zum Auftrag Nr. 2004.090353876-3 als Bestellung Nr. 4500165141 vom 29. September 2005 unter dem Kurztitel „Analyse extremer Witterungserscheinungen“ finanziell gefördert. Dafür sind der Projektleiter und alle beteiligten Mitarbeiter sehr dankbar.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	4
1. Einführung	6
2. Datenbasis	7
3. Analyse der Trends besonderer Tage	7
3.1 Temperatur	9
3.2 Niederschlag	13
4. Persistenzanalyse der Temperatur	18
5. Clusteranalyse	21
5.1 Methodik	21
5.2 Trockenperioden	22
5.3 Niederschlagscluster	24
5.4 Temperaturcluster	33
Literatur	39

Zusammenfassung

In Ergänzung zu einem vorangegangenen Projekt (Schönwiese et al., 2005) ist in der vorliegenden Studie eine weitere extremwertstatistische Untersuchung durchgeführt worden. Dazu wurden auf der Basis von täglichen Klimadaten aus Hessen und Umgebung (49°N bis 52°N, 7°O bis 11°O), und zwar der Temperatur von 53 Stationen und des Niederschlages von 84 Stationen, Schwellen extremer Werte definiert, um die Anzahl der Über- bzw. Unterschreitungen dieser Schwellen auf signifikante Trends hin zu untersuchen. Bei der Temperatur findet sich dabei eine systematische Zunahme von Hitzetagen (Maximumtemperatur über 30 °C) im August, wohingegen im Juli fast keine, und im Juni nur vereinzelt signifikante Zunahmen von Hitzetagen gefunden wurden. Hierbei zeigt sich, wie auch bei anderen Temperatur-Schwellen eine Abnahme der Signifikanz mit zunehmender Schwellenhöhe, was durch selteneres Auftreten besonders extremer Ereignisse verursacht wird. Im Winter und Frühjahr hat entsprechend die Anzahl der Frost- bzw. Eistage (Minimum- bzw. Maximumtemperatur unter 0 °C) signifikant abgenommen. Besonders ausgeprägt ist dies für die Frosttage im Frühling der Fall. Beim Niederschlag hat im Sommer, wiederum vor allem im August, die Anzahl von Trockentagen zugenommen. Extrem hohe Niederschlagssummen sind dagegen in dieser Jahreszeit seltener geworden, in den anderen Jahreszeiten jedoch häufiger. Vor allem der März zeichnet sich durch verbreitet hochsignifikante Zunahmen von Tagen mit Starkniederschlägen aus.

Die Erhaltungsneigung von besonders warmen bzw. kalten Witterungen hat sich in den meisten Monaten nicht signifikant verändert. Es ist jedoch eine Neigung zu kürzeren relativ einheitlichen Witterungsabschnitten im Februar und März, sowie zu längeren im Oktober und November zu beobachten. Diese Ergebnisse sind jedoch vermutlich nicht sehr robust, da sich bei einer Verkürzung des Zeitfensters der Autokorrelationsfunktion die Signifikanzen teilweise (vor allem im April) deutlich verändern.

Bei den Trends der Zahl der Trockenperioden erkennt man im Sommer einen positiven Trend; sie nehmen somit zu. Dies gilt sowohl für die 7-tägigen als auch für die 11-tägigen Trockenperioden. Die übrigen Jahreszeiten zeigen bei den 7-tägigen Trockenperioden nur schwache oder negative Trends. Bei den 11-tägigen Trockenperioden gilt dies nur für das Frühjahr und den Herbst, im Winter sind die Trends im Norden überwiegend positiv, im Süden negativ.

Betrachtet man die Länge der längsten Trockenperioden, so nimmt diese im Sommer zu, im Frühjahr und im Gesamtjahr jedoch ab. Im Herbst ist das Bild uneinheitlich; dies kann aber auch daran liegen, dass lange sommerliche Trockenperioden in den Herbst hineinreichen und dann dort gezählt werden.

Ein weiterer Aspekt ist die Analyse der Anzahl und Länge bestimmter Witterungsabschnitte (Clusteranalyse), die durch relativ hohe oder tiefe Temperatur bzw. relativ wenig bzw. viel Niederschlag definiert sind. So können beispielsweise Tage mit weniger als 1 mm Niederschlag als Trockencluster bezeichnet werden. Dabei erkennt man im Sommer einen Trend zu mehr Trockenclustern, in Übereinstimmung mit den oben genannten Ergebnissen, in den übrigen Jahreszeiten und im Gesamtjahr jedoch einen Trend zu weniger Trockenclustern. Innerhalb des

Sommers ist dieser Trend im August am stärksten, in den übrigen Jahreszeiten im März, Oktober und Dezember.

Bei den Clustern von Feuchteereignissen, das heißt Tagen mit relativ viel Niederschlag, ist das Bild umgekehrt. Im Sommer nimmt deren Zahl ab, ansonsten nimmt sie zu. Die stärksten Trends sind dabei wiederum im August (Abnahme) bzw. im März, Oktober und Dezember (jeweils Zunahme) zu erkennen. Alle diese Trends werden in der Regel umso schwächer, je höher die Schranke der Niederschlagsmenge gewählt wird.

Bei den Temperaturdaten sind die Trends von Frost- und Eistagen nur im November überwiegend positiv, in allen Wintermonaten (Dezember, Januar und Februar) jedoch fast ausschließlich negativ. Darin spiegelt sich somit der Trend zu höheren Temperaturen wider.

Bei den Wärmeclustern ändern sich die Trends mit der Höhe der Schranke. Bei der Schranke von 25 °C zeigen der Juli, insbesondere aber der August positive Trends. Bei der 30 °C-Schranke bleibt der Augusttrend positiv, der Julitrend wird dagegen negativ. Bei der Schranke von 35 °C werden die Augusttrends dann deutlich geringer, während die Julitrends, wenn auch schwächer ausgeprägt, negativ bleiben. Die Trends im Juni sind dagegen insgesamt schwach.

Betrachtet man die Signifikanz der Trends, so sind insbesondere die Trends bei hohen Schranken weniger signifikant. Dies gilt für die hohen Niederschlagschranken (20mm, 30mm, 95%-Perzentil, 99%-Perzentil) ebenso wie für die hohen Temperaturschranken (30 °C, 35 °C). Weiterhin ist die Signifikanz dann niedrig, wenn die Zahl der Cluster im betrachteten Zeitraum klein ist. In Monaten und Jahreszeiten, in denen nur wenige Cluster auftreten, ist der Trend der Zahl der Cluster meist nicht signifikant. Insgesamt zeigen beim Niederschlag die untere Schranke von 1mm sowie die oberen Schranken von 10mm und 90% die signifikantesten Trends. Bei den Temperaturdaten ist das bei den Frosttagen generell, bei den Eistagen im Januar und Februar sowie bei den sommerlichen Clustern mit einer Tagesmaximumtemperatur von über 25 °C der Fall (mit zum Teil über 95% bzw. 99% Signifikanz).

1. Einführung

Vor dem Hintergrund des globalen, jedoch regional sehr unterschiedlichen Klimawandels im Industriezeitalter (IPCC, 2001; Schönwiese, 2003) ist in einem vorangegangenen Projekt (Schönwiese et al., 2005) untersucht worden, wie dieser Klimawandel in Hessen in Erscheinung tritt. Dabei wurden zunächst die beobachteten Trends der bodennahen Lufttemperatur und des Niederschlags 1901-2000/2003 bzw. auf erheblich erweiterter Datengrundlage 1951-2000 untersucht, wobei sich eine deutliche Erwärmung zeigt, die jedoch in den einzelnen Jahreszeiten bzw. Monaten quantitativ recht unterschiedlich ausgeprägt ist. Diese unterschiedliche Ausprägung gilt in noch weit höherem Ausmaß für den Niederschlag, auch wenn sich für den Winter und die Übergangsjahreszeiten im wesentlichen eine Zunahme und für den Sommer überwiegend eine Abnahme zeigt (mit besonders deutlicher Zunahme im März und besonders deutlicher Abnahme im August).

Neben der Betrachtung von Fluktuationen und einer kurzen Ursachendiskussion (beschränkt auf die Temperaturvariationen) war der zweite Schwerpunkt des vorangegangenen Projekts eine Extremwertanalyse. Dabei wurde dank einer neu zur Verfügung stehenden Methodik (Trömel, 2005) der Frage nachgegangen, wie sich die Häufigkeitsverteilungen der Temperatur- und Niederschlagsdaten, unter Anpassung zugehöriger Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (d.h. so normierter theoretischer Häufigkeitsverteilungen, dass sich für die Eintrittswahrscheinlichkeit aller Daten 1 bzw. 100 % ergibt) im Laufe der Zeit verändert haben. Insbesondere war dabei von Interesse, wie sich das auf die Über- bzw. Unterschreitungswahrscheinlichkeit bestimmter Schwellenwerte der betrachteten Klimaelemente auswirkt, wobei sich diese Schwellenwerte an den sog. Perzentilen orientieren können, d. h. den oberen oder unteren beispielsweise 5 % oder 10 % der Daten.

Trotz gerade unter diesem Aspekt wiederum großer Vielfalt der Detailergebnisse lässt sich hier zusammenfassend feststellen, dass bei der Temperatur im wesentlichen eine Häufigkeitszunahme extrem warmer und eine Häufigkeitsabnahme extrem kalter Ereignisse zumeist ohne Änderung der Varianz (zumindest bei den Monatsdaten) festzustellen sind. Beim Niederschlag sind die Befunde unter anderem deswegen komplizierter, weil zum Teil, und zwar insbesondere im Winter, eine Zunahme der Varianz aufgetreten ist, so dass folglich sowohl extrem niederschlagsarme als auch extrem niederschlagsreiche Monate häufiger geworden sind. Dagegen besteht im Sommer eher eine Tendenz zu einem weniger extremen Verhalten (Abnahme der Varianz), allerdings unter Zunahme extrem niederschlagsarmer Gegebenheiten.

Speziell diese hier nur grob angedeuteten Befunde (Details siehe Schönwiese et al., 2005) ließen es sinnvoll erscheinen, die Extremwertanalyse in zweifacher Hinsicht zu ergänzen: zum einen durch eine Betrachtung besonderer Tage, d.h. solcher Tage, die in verschiedenen Alternativen als relativ warm/kalt bzw. feucht/trocken definiert werden können, mit der Zielsetzung, zu klären, inwieweit sich deren Häufigkeiten verändert haben (Kap. 3); zum anderen, was sich im Zusammenhang damit über die Neigung, dass solche Tage in Gruppen, sog. Clustern, auftreten, aussagen lässt (Kap. 5). Verwandt damit ist die allgemeinere Frage nach der Persistenz (Erhaltungsneigung) von Situationen, die zum Eintreten von Extremwerten führen (Kap. 4). Zunächst wird jedoch ein Überblick der Datenbasis gegeben (Kap. 2).

2. Datenbasis

Es wurden Tageswerte der Temperatur und des Niederschlags 1951-2000 im Bereich 49° - 52° Nord / 7° - 11° Ost untersucht. Dieser Bereich umfasst ganz Hessen, aber auch Teile der angrenzenden Bundesländer (siehe Abb. 2.1). Erfasst werden dabei 53 Stationen, von denen die Tagesmittelwerte, täglichen Maxima sowie täglichen Minima der bodennahen Lufttemperatur vorliegen, sowie 84 Stationen mit täglichen Niederschlagssummen. Beim Niederschlag wurde eine Stationsauswahl aus ursprünglich 674 Stationen, mit dem Ziel einer möglichst gleichmäßigen Flächenabdeckung vorgenommen.

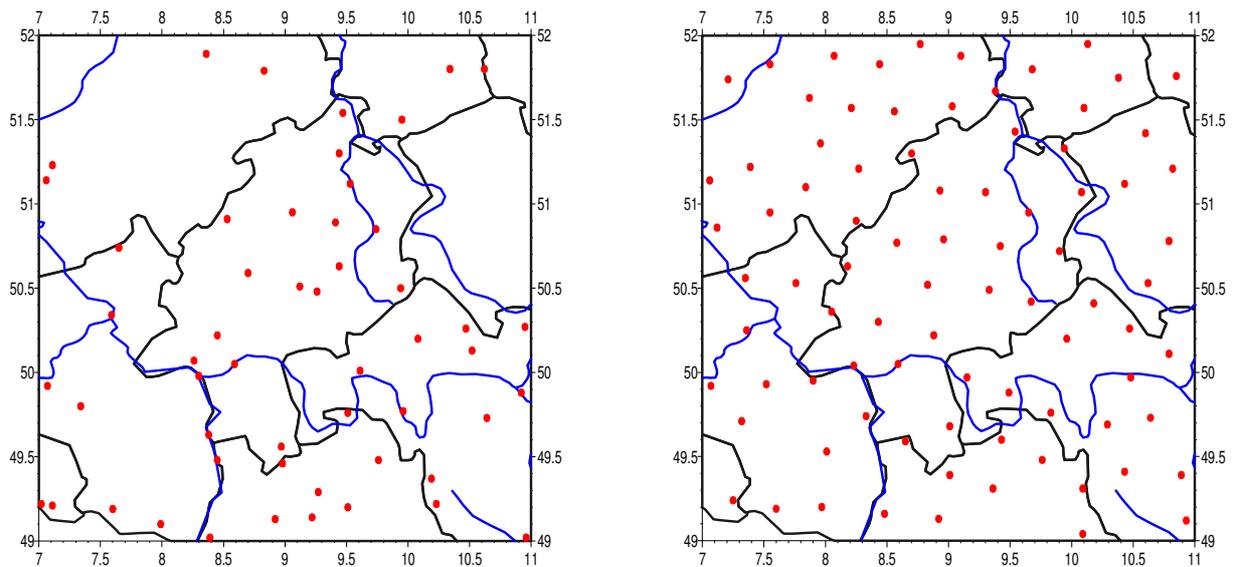


Abb. 2.1: Stationskarte der Daten 1951-2000, links Temperatur (53 Stationen), rechts Niederschlag (84 Stationen); Landesgrenzen schwarz, ausgewählte Flüsse blau.

3. Analyse der Trends besonderer Tage

Die klassische Herangehensweise zur Beschreibung extremer Ereignisse definiert zunächst feste obere bzw. untere Schwellen. In Orientierung daran kann dann ausgezählt werden, wie oft diese Schwellen von einer Messgröße (hier: Temperatur und Niederschlag) über- bzw. unterschritten wurden. In Abb. 3.1 sind zwei Beispiele hierfür dargestellt: Man erkennt schon mit bloßem Auge, dass die Anzahl der Hitzetage (definiert als Überschreitung der 30°C - Grenze durch die Maximum-Temperatur) im August an der Station Wiesbaden im Zeitraum 1951 bis 2000 zugenommen hat (Abb. 3.1, oben). Im zweiten Beispiel (Abb. 3.1, unten) ist für den selben Zeitraum die Zunahme der Trockentage weniger offensichtlich.

Um solche Befunde nun zu quantifizieren und hinsichtlich der Vertrauenswürdigkeit zu überprüfen, wurde der verteilungsfreie (d.h. keine bestimmte Häufigkeitsverteilung voraussetzende) Mann-Kendall-Trendtest angewendet, der ein Signifikanzmaß für einen eventuell vorhandenen linearen oder auch nicht-linearen Trend liefert (vgl. z.B. Schönwiese, 2000). Da hierbei kein Verteilungsmodell zugrunde gelegt wird, ist dieser Test sehr flexibel anwendbar. Jedoch erhält man hierdurch keine Regressionsfunktion für einen linearen oder nicht-linearen Trend, sondern lediglich eine Aussage über die Wahrscheinlichkeit, mit der ein Trend in den Daten enthalten ist.

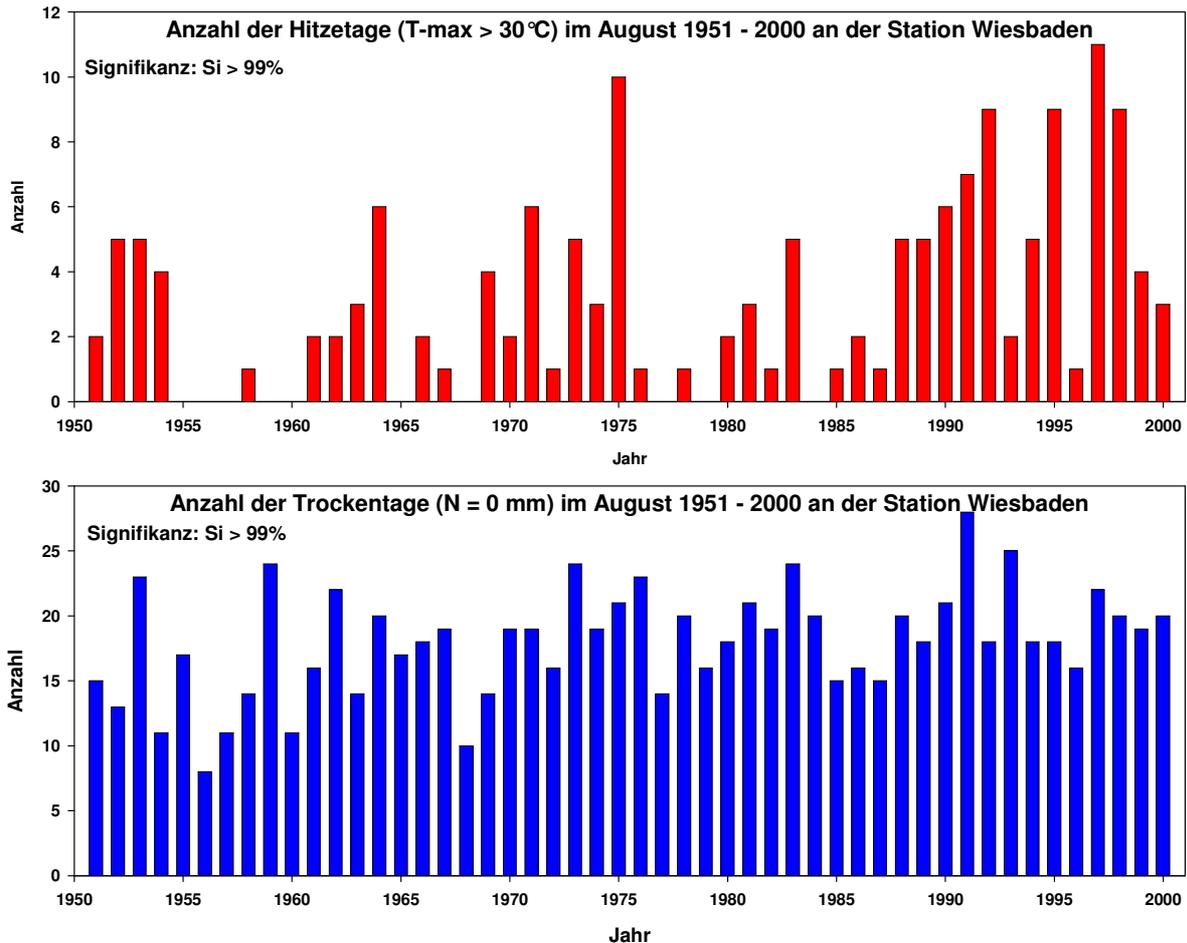


Abb. 3.1: Beispiele für Häufigkeiten von Über- bzw. Unterschreitungen bestimmter Schwellenwerte, oben Anzahl der Tage, an denen die 30 °C - Schwelle der Maximum-Temperatur überschritten worden ist (Hitzetage), unten Anzahl der Tage ohne Niederschlag (0 mm, Trockentage), jeweils an der Station Wiesbaden, August, 1951 bis 2000.

Im folgenden soll der Mann-Kendall-Trendtest kurz beschrieben werden (siehe u.a. Press et al., 1992). Gegeben sind zwei Zeitreihen x_t und y_t , die aus jeweils n Werten bestehen. Es werden alle $1/2 \times n(n-1)$ möglichen Kombinationen von Datenpaaren $(x_i, y_i), (x_j, y_j)$, $i, j = 1, \dots, n$ und $i \neq j$ gebildet. Ein solches Paar heißt *konkordant*, wenn die relative Rangordnung zwischen x_i und x_j gleich der zwischen y_i und y_j ist. Andernfalls heißt das Paar *diskordant*. Liegt eine Ranggleichheit in den x -Werten vor, so nennt man dies ein „extra y Paar“ und umgekehrt. Bezeichnet man nun die Anzahl an konkordanten (diskordanten) Paaren mit *kon* (*dis*) bzw. die Anzahl der extra y (extra x) Paare mit e_y (e_x), so ist der Kendall'sche Rangkorrelationskoeffizient τ_k folgendermaßen definiert:

$$\tau_k = \frac{kon - dis}{\sqrt{kon + dis + e_y} \sqrt{kon + dis + e_x}}$$

Für vollständige Ranggleichheit ist $\tau_k = 1$, bei vollständiger Rangungleichheit ist dementsprechend $\tau_k = -1$. Weiterhin gilt im Falle der Nullhypothese H_0 : „Es besteht

kein Zusammenhang zwischen x und y “, dass τ_k näherungsweise normalverteilt ist, mit dem Erwartungswert 0 und der Varianz $s_\tau = \frac{4n+10}{9n(n-1)}$.

Der Kendall'sche Korrelationskoeffizient wird als robuster eingeschätzt als der übliche nach Pearson (siehe z.B. Schönwiese, 2000). Ein weiterer wichtiger Vorteil ist die größere Unempfindlichkeit gegenüber einzelnen Datenausreißern. Außerdem erkennt der Kendall-Test im Gegensatz zur Pearson-Korrelation auch monotone nicht-lineare Zusammenhänge.

Diese Beispiele (Abb. 3.1) und Hinweise mögen ausreichen, um die Anwendung entsprechender statistischer Analysemethoden auf den gesamten zur Verfügung stehenden Datensatz (vgl. Kap. 2) zu veranschaulichen. Im folgenden Kap. 3.1 werden zunächst die Ergebnisse bezüglich der Temperatur dargestellt; im Kap. 3.2 finden sich die Ergebnisse der Niederschlag-Analysen.

3.1. Temperatur

Bei der Temperaturanalyse wurden folgende Schwellen für die Erfassung besonderer Tage definiert, wobei T-max die tägliche Maximum- und T-min die tägliche Minimum-Temperatur ist: T-max > 25 °C (Sommertage), T-max > 30 °C (Hitzetage), T-max > 35 °C (extreme Hitzetage); T-min > 20 °C (Tropennächte), T-min > 15 °C („laue Nächte“), T-min < 0 °C (Frosttage) und T-max < 0 °C (Eistage).

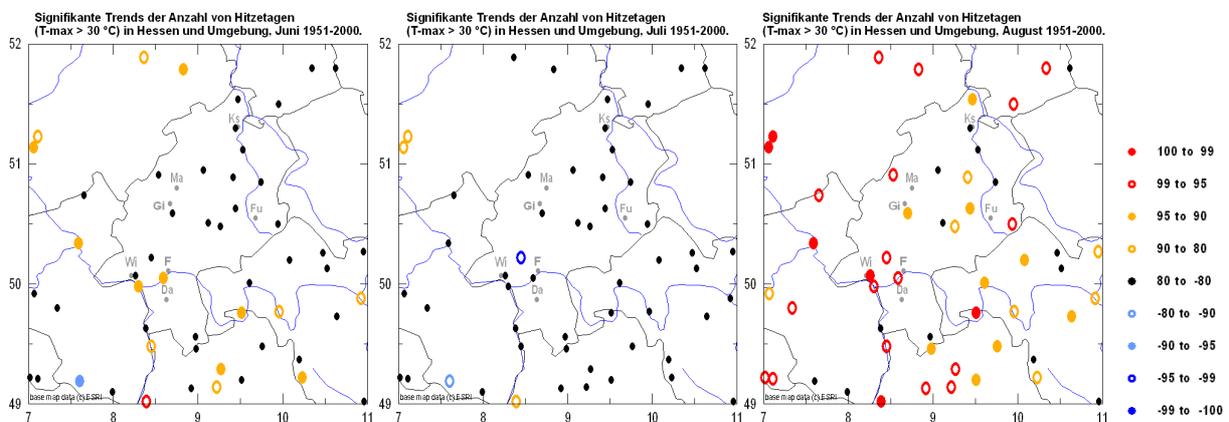


Abb. 3.2: Signifikanz der Trends der Anzahl von Hitzetagen (T-max > 30 °C) an 53 Temperatur-Stationen in Hessen und Umgebung für den Zeitraum 1951-2000. Legende: Signifikanzwerte des Mann-Kendall Trendtests (vgl. Text) in Prozent. Positive Zahlen, zugleich rote und gelbe Kreissymbole, stehen für signifikant positive Trends und somit Häufigkeitszunahmen, negative, hell- und dunkelblau, für signifikant negative Trends und somit Häufigkeitsabnahmen. Der Bereich 80 % bis -80 %, schwarze Kreissymbole, sollte so interpretiert werden, dass an den entsprechenden Stationen keine signifikanten Trends entdeckbar sind (genauer: Signifikanz unter 80 %).

Die Betrachtung von Sommer-, Hitze- bzw. extremen Hitzetagen macht verständlicherweise nur in den Sommermonaten Sinn. Hier finden sich, vor allem im August, signifikant positive Trends in der Anzahl dieser Schwellenüberschreitungen, was am Beispiel der Anzahl der Sommertage für Juni, Juli und August in Abb. 3.2 dargestellt ist. Während dort im Juni vereinzelt schwach signifikante Trends gefunden

werden (Abb. 3.2, links) und im Juli fast keine signifikanten Trends zu sehen sind (Abb. 3.2, Mitte), weist der August überwiegend positiv signifikante und zum Teil sogar hochsignifikante ($> 95\%$ bzw. $> 99\%$) Trends auf (Abb. 3.2, rechts).

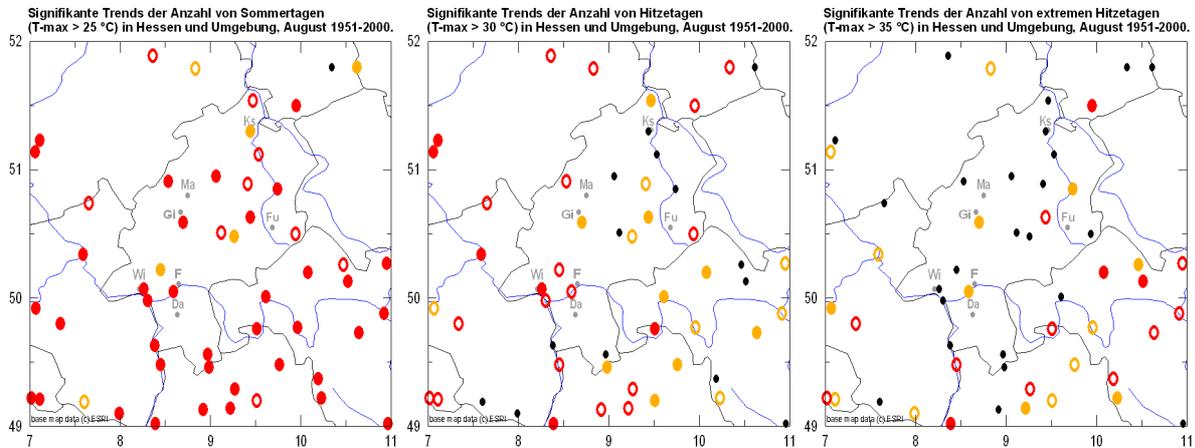


Abb. 3.3: Signifikanz der Trends der Anzahl von Sommertagen (T-max > 25 °C, links), Hitzetagen (T-max > 30 °C, Mitte) und extremen Hitzetagen (T-max > 35 °C, links), August 1951 bis 2000. (Bedeutung der Symbole wie in Abb. 3.2).

Interessanterweise sind diese Trends umso signifikanter, je niedriger die Schwelle gewählt wird. Dies verdeutlicht Abb. 3.3, in der die Signifikanzniveaus für die Anzahl von Sommertagen (Abb. 3.3, links), Hitzetagen (Abb. 3.3, Mitte) und extremen Hitzetagen (Abb. 3.3, rechts) verglichen werden. Da die Anzahl der Überschreitungen besonders hoher Schwellen sehr gering ist, fällt der statistische Nachweis eines eventuell vorhandenen Trends schwer. Dies ist ein prinzipielles „Dilemma“ dieser Herangehensweise.

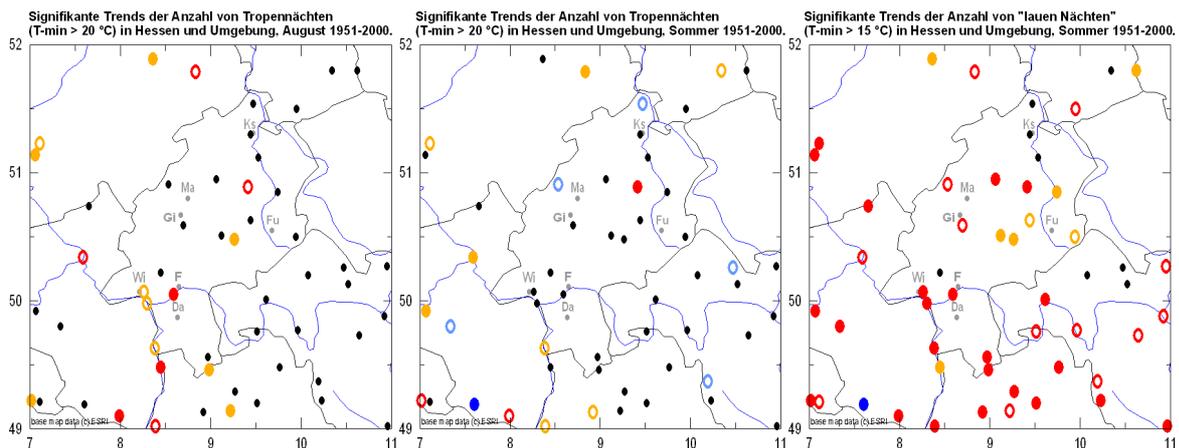


Abb. 3.4: Signifikante Trends der Anzahl von Tropennächten (T-min > 20 °C) August 1951 bis 2000 (rechts), bzw. Sommer 1951 bis 2000 (Mitte), sowie der Anzahl von „lauen Nächten“ (T-min > 15 °C) Sommer 1951 bis 2000 (Bedeutung der Symbole wie in Abb. 3.2).

Der selbe Sachverhalt führt dazu, dass die Trends der Anzahl der Tropennächte (T-min > 20 °C) weitestgehend unsignifikant sind. Lediglich der August weist vereinzelt positiv signifikante Trends auf (s. Abb. 3.4, rechts). In den anderen

Sommermonaten ist dies nicht der Fall (nicht gezeigt), so dass das gesamte Sommermittel dieser Größe an nur wenigen Stationen des Untersuchungsgebietes schwach signifikante, aber weitgehend positive Trends aufweist (s. Abb. 3.4, Mitte). Aus diesem Grund wurde für diese Betrachtung eine weitere, weniger extreme Schwelle gewählt, nämlich $T\text{-min} > 15\text{ °C}$, welche hier als „laue Nacht“ bezeichnet wird. Hier zeigen sich erwartungsgemäß sehr viele hochsignifikante Trends, nicht nur im August (nicht gezeigt), sondern auch im gesamten Sommermittel (s. Abb. 3.4, links), was auch im Einklang mit den, in diesem Zeitraum beobachteten positiven Temperaturtrends steht (vgl. Schönwiese et al. 2005).

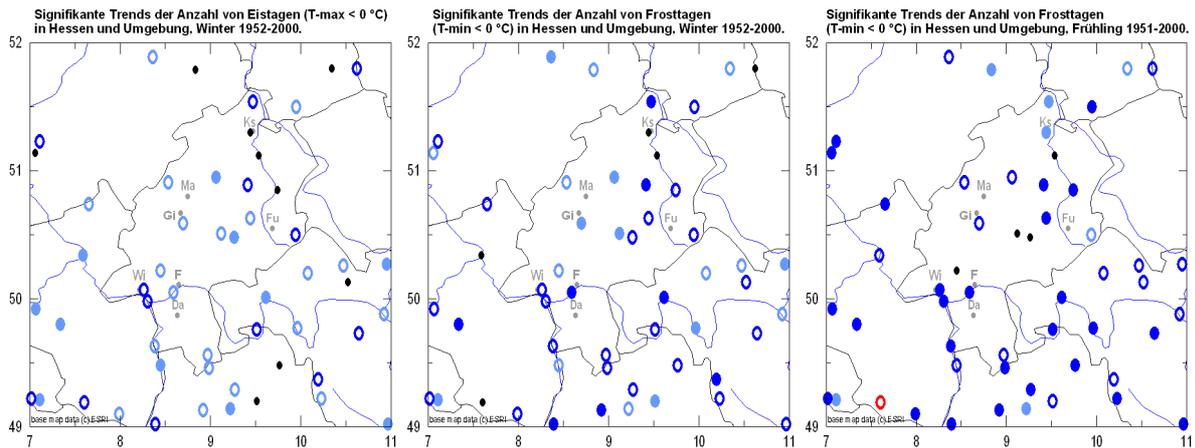


Abb. 3.5: Signifikante Trends der Anzahl von Eistagen ($T\text{-max} < 0\text{ °C}$, links), der Anzahl von Frosttagen ($T\text{-min} < 0\text{ °C}$), Mitte, jeweils Winter) und der Anzahl von Frosttagen im Frühling 1951 bis 2000 (Bedeutung der Symbole wie in Abb. 3.2).

Die Unterschreitungen weisen ebenfalls verbreitet signifikante Trends auf, erwartungsgemäß jedoch mit negativem Vorzeichen, was aus Abb. 3.5 hervorgeht. Auch die extreme Schwelle $T\text{-max} < 0\text{ °C}$ (Eistage) wird im Winter verbreitet signifikant weniger oft unterschritten (Abb. 3.5, links). Etwas ausgeprägter ist das Bild für die winterliche Anzahl von Frosttagen (Abb. 3.5., Mitte) und interessanterweise auch für die Anzahl von Frosttagen im Frühling (Abb. 3.5, rechts). In beiden Fällen zeigen sich verbreitet signifikant negative Trends. Diese Ergebnisse stehen im Einklang mit dem Befund, dass sich die Temperaturverteilung in den letzten Jahrzehnten in dieser Region zu höheren Werten hin verschoben hat, die Streuung jedoch weitgehend unverändert geblieben ist (vgl. wiederum Schönwiese et al., 2005).

In Abb. 3.6 sind zwei Beispiele für die jährliche Anzahl von Eis- bzw. Frosttagen an der Station Hofgeismar-Beberbeck (Nordhessen) dargestellt. Man erkennt den augenscheinlichen Rückgang in beiden Fällen, wobei jedoch immer wieder Strengwinter mit besonders vielen Frost- bzw. Eistagen auftreten, wie es z.B. in den Wintern 1962/63, 1969/70 und zuletzt im Winter 1995/96 der Fall war (der Winter umfasst jeweils Januar und Februar des Bezugsjahres und Dezember des Vorjahres).

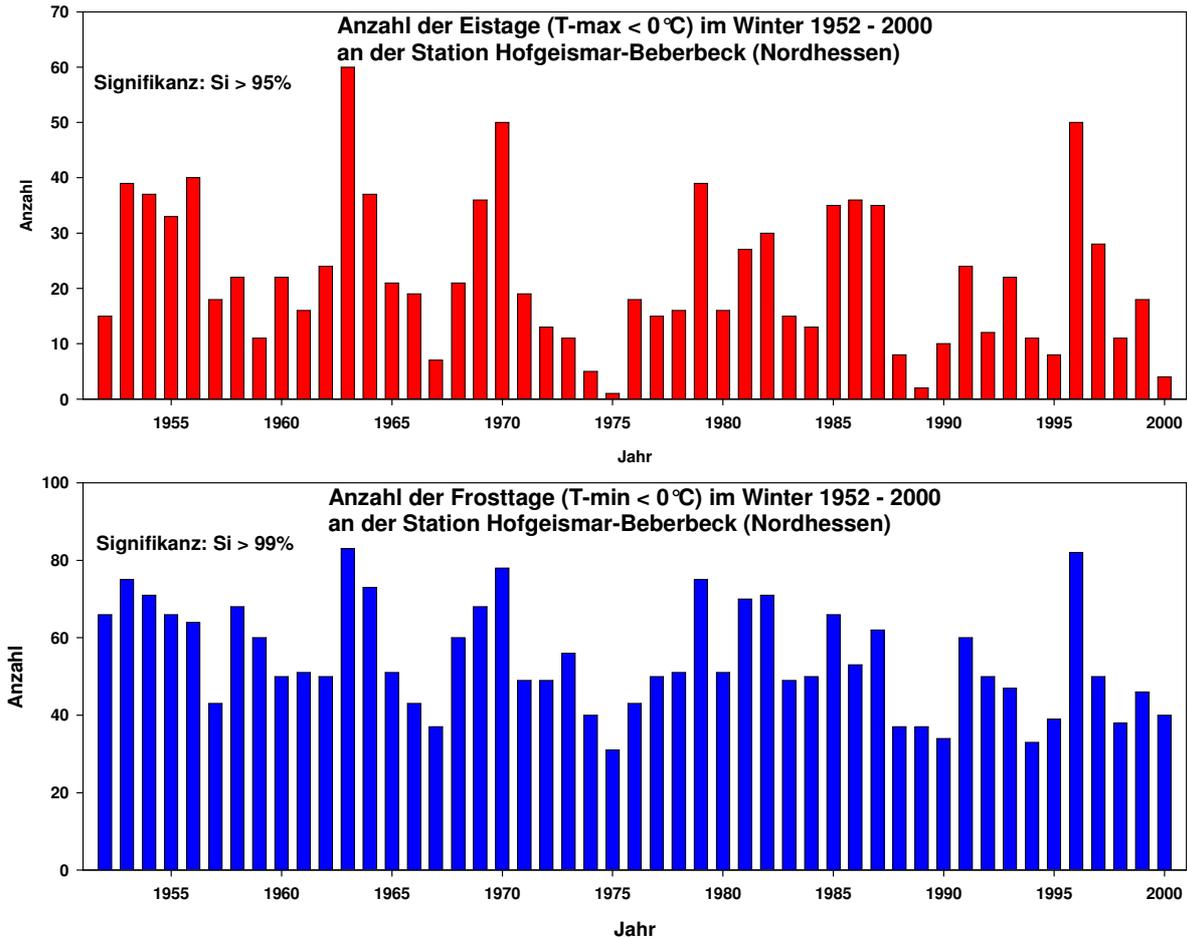


Abb. 3.6: Oben: Häufigkeiten von winterlichen Eistagen (T-max < 0 °C) an der Station Hofgeismar-Beberbeck 1952 bis 2000, unten: entsprechende Anzahl von Frosttagen (T-min < 0 °C).

Diese besonders kalten Winter treten in Verbindung mit einem besonders niedrigen NAO-Index¹ auf, wodurch die Advektion milder und feuchter Luftmassen maritimen Ursprungs vom Atlantik nach Mitteleuropa erschwert wird. Vielmehr zeichnen sich solche Großwetterlagen durch ein besonders stabiles Kältehoch über Russland aus. Durch die hiermit verbundene große Schneebedeckung wird eine weitere Abkühlung begünstigt (verstärkte Reflektivität der Erdoberfläche hinsichtlich der Sonneneinstrahlung), was besonders ausgeprägt auch im aktuellen Winter 2005/06 der Fall ist. Diese Strengwinter sind somit besondere Ereignisse, die dem ansonsten vorherrschenden Trend zu immer milderem Wintern in Hessen überlagert sind, jedoch nur etwa alle 10 Jahre auftreten, so dass die Abnahme von Eis- und Frosttagen innerhalb der letzten 50 Jahre in Hessen deutlich sichtbar bleibt. Die vollständigen Ergebnisse sind in der anhängenden CD zusammengestellt.

¹ NAO bedeutet Nordatlantkoszillation, definiert als die Luftdruckdifferenz zwischen dem Tiefdruckgebiet bei Island und dem Hochdruckgebiet bei den Azoren. Bei hohem NAO-Index ist diese Luftdruckdifferenz hoch, was für Europa eine intensive westliche Luftströmung bedeutet.

3.2 Niederschlag

Zur Beschreibung des Extremverhaltens des Niederschlages wurden folgende Schwellen des Tagesniederschlages (N) betrachtet: $N = 0$ mm (Trockentage), $N > 10$ mm, $N > 20$ mm und $N > 30$ mm. Da der Niederschlag stark von der Orographie (Struktur der Erdoberfläche) abhängt, beispielsweise was Luv- und Lee-Effekte betrifft, ergeben sich mitunter starke räumliche Unterschiede. Deswegen wurden beim Niederschlag auch stationsabhängige Schwellen, sog. Perzentile, bestimmt. Sie geben an, wie viel Prozent der Datenwerte die betreffende Schwelle über- bzw. unterschreiten. Beispielsweise liegen 5% der Daten unter dem unteren 5 % - Perzentil und ebenfalls 5 % der Daten über dem oberen 5 % - Perzentil (das auch als 95 % - Perzentil bezeichnet wird). Somit ergibt sich für jede Station und für jeden betrachteten Zeitraum eine unterschiedliche Schwelle für bestimmte Perzentile. Diese Schwelle erfasst die lokalen Charakteristika der Niederschlagstätigkeit, was wegen der relativ großen regionalen Unterschiede bei diesem Klimaelement wünschenswert ist.

Ein Trockentag ($N = 0$ mm) ist streng genommen gar kein Extremereignis, da Tage ohne Niederschlag sehr häufig eintreten, beispielsweise bei anhaltenden Hochdruck-Wetterlagen. Die Bestimmung signifikanter Trends dieser Größe liefert jedoch wertvolle Informationen, weil die Auswirkungen von Trockentagen vor allem für die Forst- und Landwirtschaft von besonderem Interesse sind (siehe z.B. Staeger, 2003), unter Umständen auch für die Energie- (Kühlwasserbedarf von Kraftwerken) und Nutzwasserversorgung.

In Abb. 3.7 sind die Signifikanzen solcher Trends für alle vier Jahreszeiten dargestellt. Hier fallen vor allem die unterschiedlichen Vorzeichen der Trends ins Auge: im Sommer überwiegend positiv (s. Abb. 3.7, oben rechts), in den anderen Jahreszeiten dagegen überwiegend negativ. Besonders ausgeprägt signifikant negative Trends der Anzahl von Trockentagen finden sich im Herbst (s. Abb. 3.7, unten links). Dies steht im Einklang mit den beobachteten Trends des Niederschlages in dieser Region (vgl. Schönwiese et al., 2005).

Betrachtet man die Entwicklung der Trockentage in monatlicher Auflösung, so stellt man fest, dass im Frühling vor allem der März auffallend viele hochsignifikant negative (vgl. Abb. 3.8, links), im Sommer nur der August dagegen auffallend viele hochsignifikant positive Trends aufweisen (vgl. Abb. 3.9, rechts). Im Herbst fällt vor allem, wenn auch nicht so ausgeprägt wie im Frühling bzw. Sommer, der Oktober mit vielen signifikant negativen Trends auf, im Winter entsprechend der Dezember (nicht gezeigt, s. Anhang auf CD).

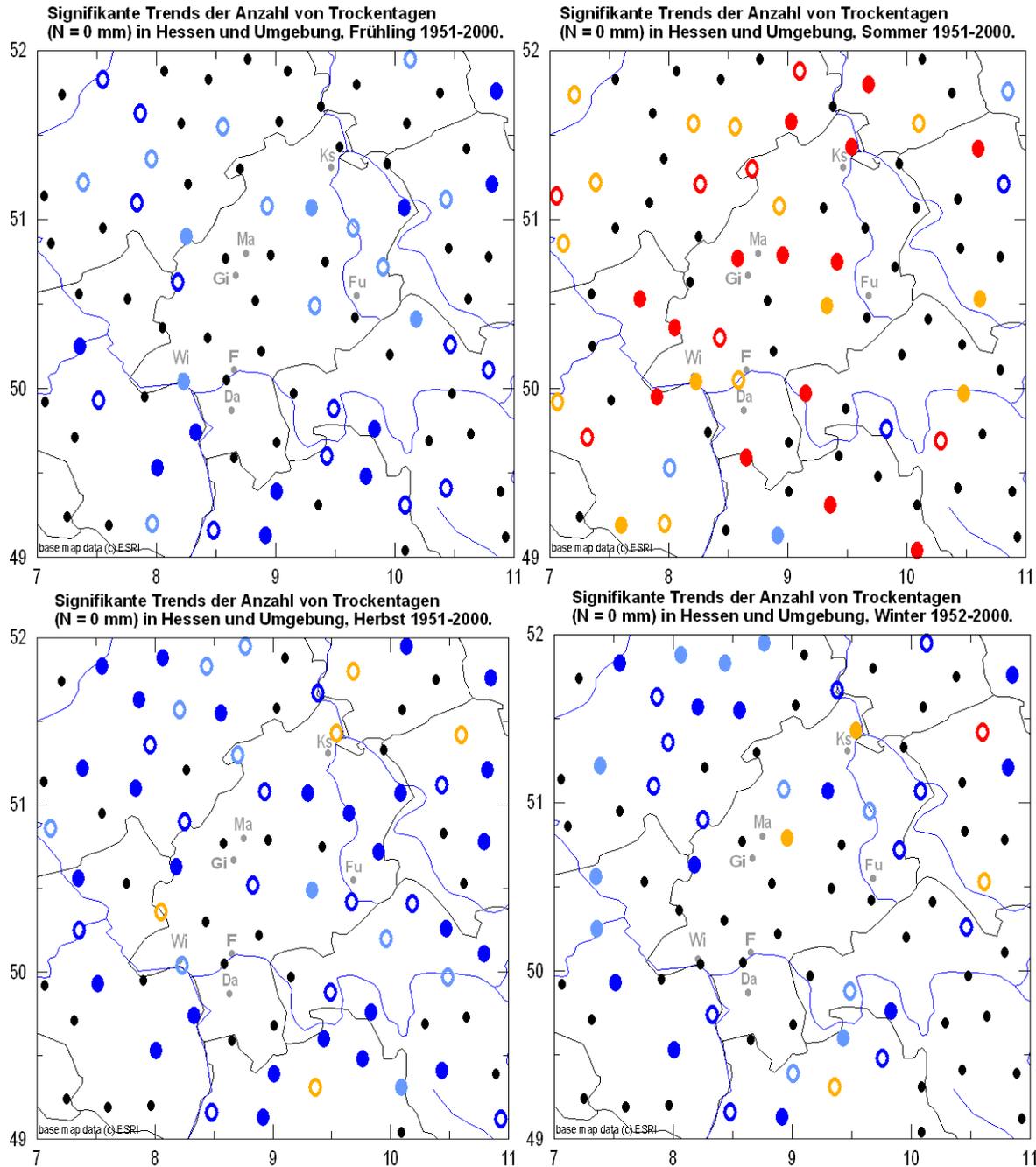


Abb. 3.7: Signifikanz der Trends der Anzahl von Trockentagen ($N = 0$ mm) an 84 Niederschlagsstationen in Hessen und Umgebung für den Zeitraum 1951 bis 2000. Oben links: Frühjahrssummen, oben rechts: Sommersummen, unten links: Herbstsummen, unten rechts: Wintersummen (Bedeutung der Symbole wie in Abb. 3.2).

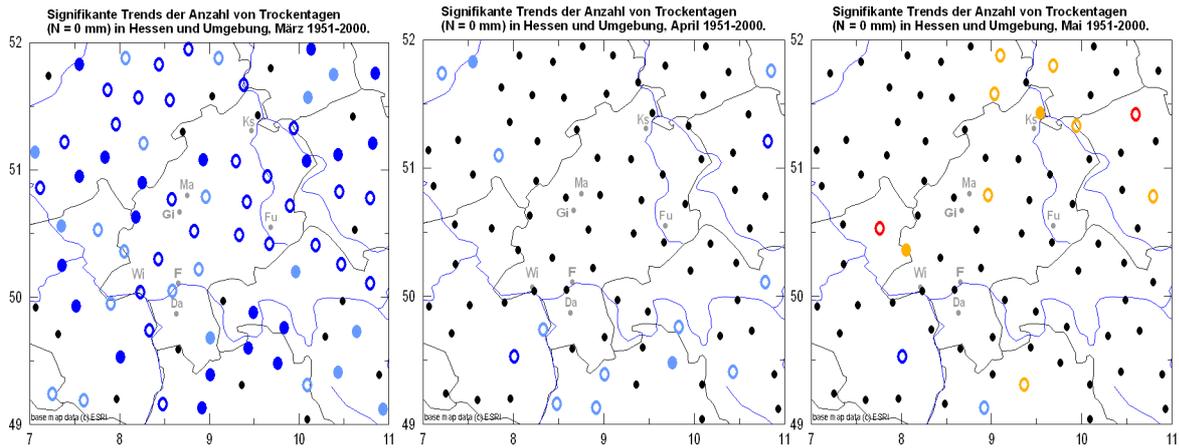


Abb. 3.8: Analog Abb. 3.7, hier jedoch für die Monate März (links), April (Mitte) und Mai (rechts).

Denkbar wäre, dass die steigende Anzahl besonders warmer und heißer Tage im August (vgl. Abb. 3.3) durch eine zunehmende Trockenheit im Juli mit verursacht worden ist. Durch eine Austrocknung der Böden und eine damit einhergehende Verringerung der Verdunstung wäre eine zusätzliche Bedingung für Hitzetage gegeben. Da dies jedoch offensichtlich nicht der Fall ist (vgl. Abb. 3.9, Mitte), müssen andere Ursachen für die Zunahme der Trockenheit im August verantwortlich sein.

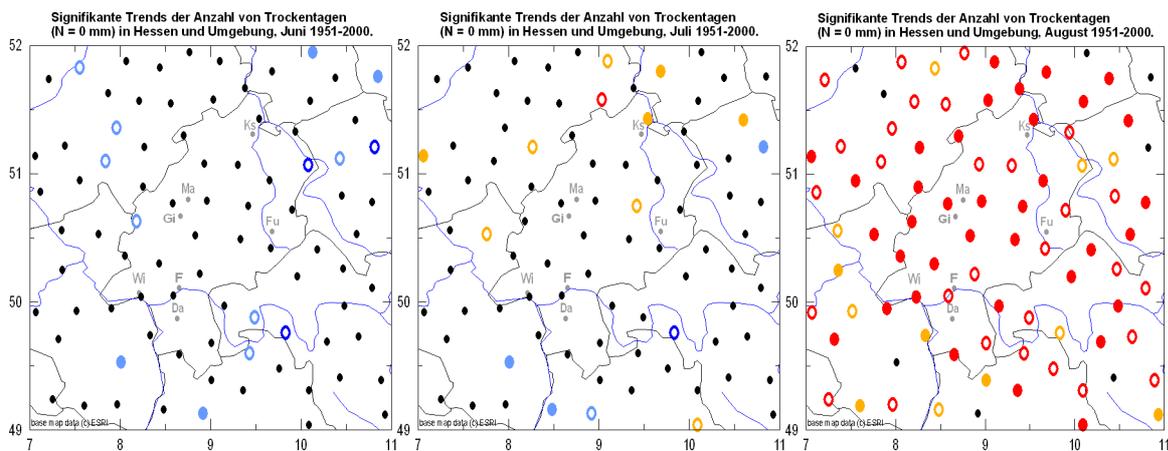


Abb. 3.9: Analog Abb. 3.8, hier jedoch für die Monate Juni (links), Juli (Mitte) und August (rechts).

Diese jahreszeitlichen Unterschiede finden sich auch in den Signifikanzen der Trends oberer Schwellen wieder, hier jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen, was in Abb. 3.10 am Beispiel des 95 % - Perzentils (d.h. 95 % aller gemessenen Werte liegen unter der gewählten Schwelle, welche nun von der Station und dem gewählten Zeitintervall abhängt) verdeutlicht werden soll. Es existieren zwar überwiegend Stationen mit unsignifikanten Trends (s. Abb. 3.10, schwarze Kreissymbole), jedoch sind die signifikanten Trends im Sommer ausschließlich negativ, in den anderen Jahreszeiten ausschließlich positiv. Dies ist ein eindeutiges Ergebnis, wodurch deutlich wird, dass sich der schon an anderer Stelle beschriebene sommerliche Niederschlagsrückgang (bzw. die Niederschlagszunahme in den anderen Jahreszeiten, vgl. Schönwiese et al., 2005) auch in dazu konsistenten Änderungen im Extremverhalten täglicher Niederschlagssummen manifestiert.

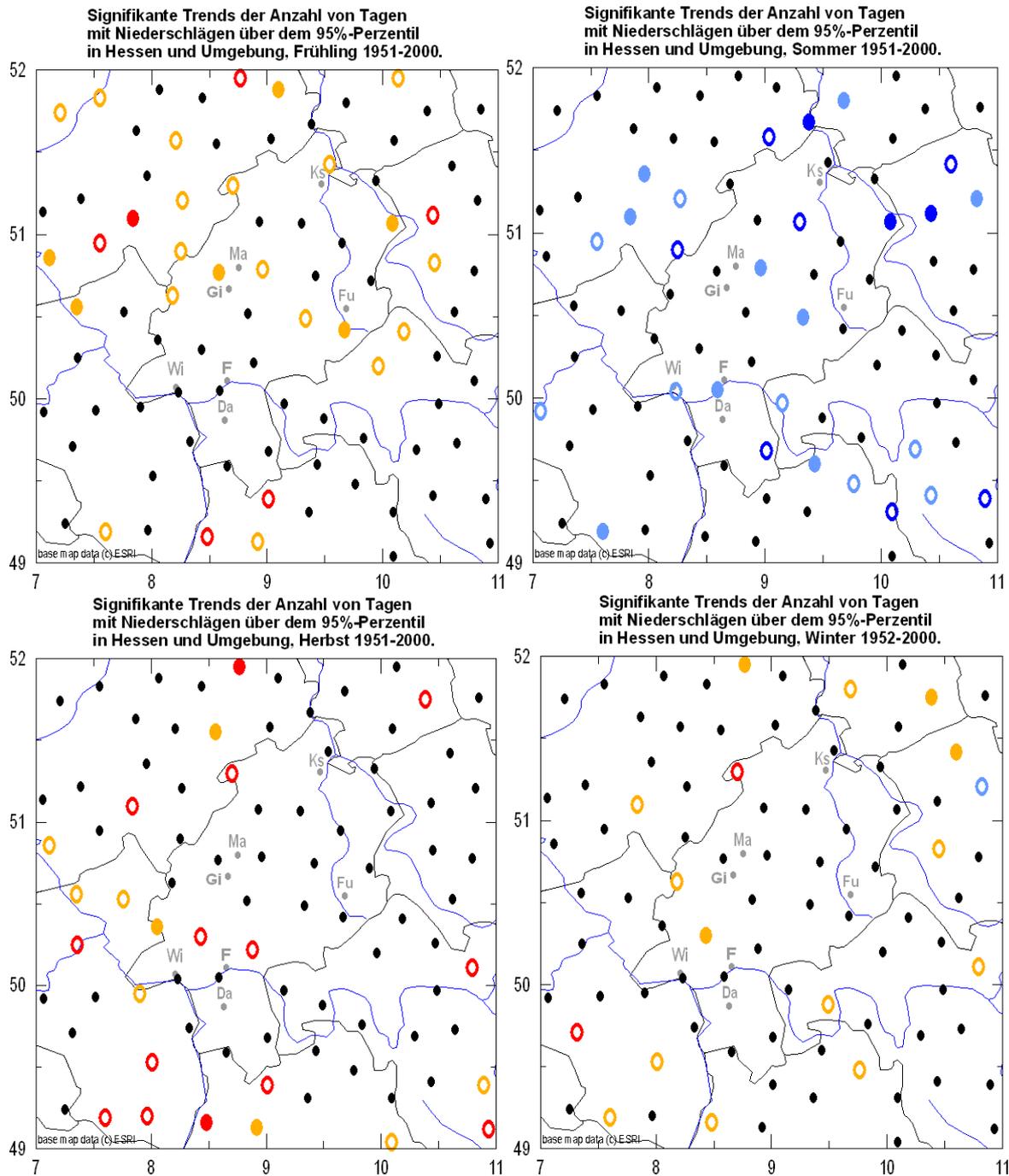


Abb. 3.10: Ähnlich 3.7, hier jedoch Signifikanz der Trends der Anzahl von Tagen mit Niederschlägen über dem 95 %-Perzentil (Bedeutung der Symbole wie in Abb. 3.2).

Wie bereits bei den Trockentagen finden sich auch bei den hier betrachteten Tagen mit Starkniederschlägen besonders ausgeprägte Trends im März und August, hier jedoch mit, im Vergleich zu Abb. 3.8 bzw. 3.9, umgekehrten Vorzeichen, was der Abb. 3.11 zu entnehmen ist. Auffällig ist hier die räumliche Verteilung der signifikanten Trends, welche im März gehäuft im Norden des Untersuchungsgebietes auftreten, im August dagegen eher im Südosten (vgl. Abb. 3.11).

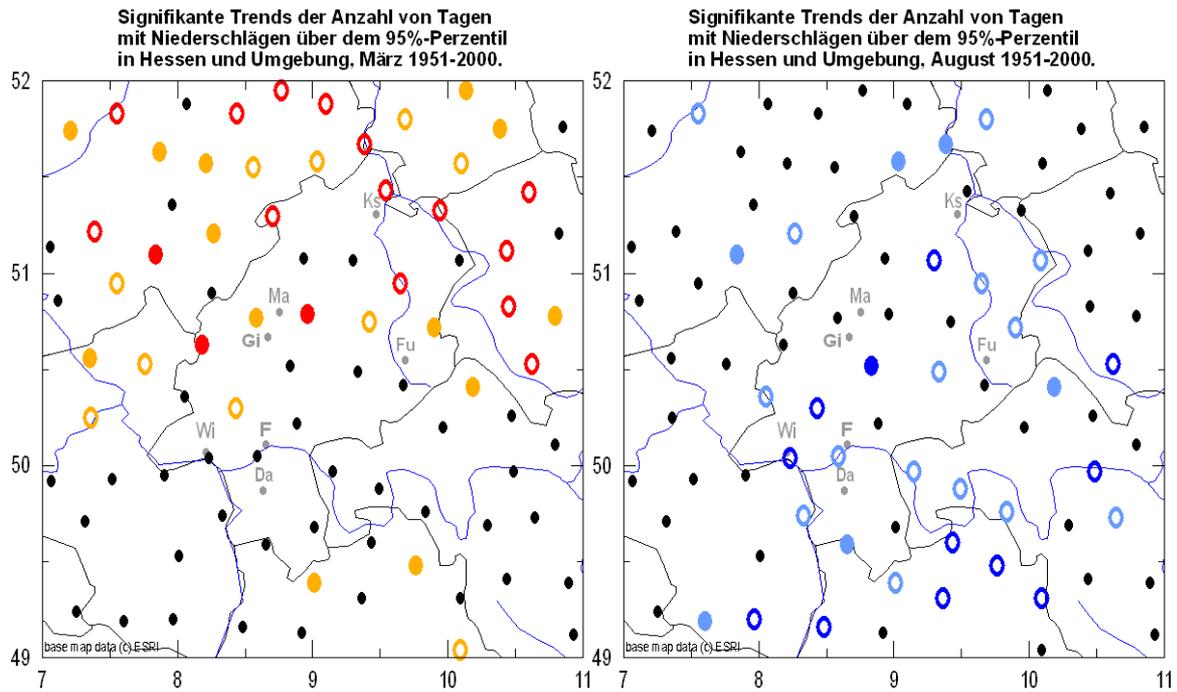


Abb. 3.11: Analog Abb. 3.10, hier jedoch für die Monate März (links) und August (rechts).

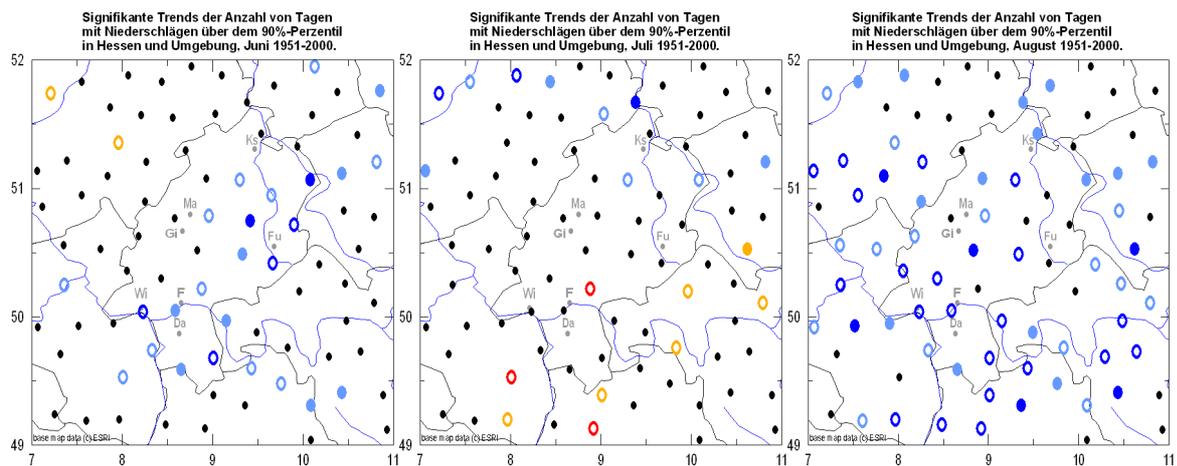


Abb. 3.12: Signifikanz der Trends der Anzahl von Tagen mit Niederschlägen über 90 % - Perzentil für die Monate Juni (links), Juli (Mitte) und August (rechts) im Zeitraum 1951 bis 2000 (Bedeutung der Symbole wie in Abb. 3.2).

Der sommerliche Rückgang extremer Tagesniederschläge soll am Beispiel der Anzahl von Überschreitungen des 90 % - Perzentils in monatlicher Auflösung etwas genauer betrachtet werden. Hierbei wird deutlich, dass vor allem der August negative Trends aufweist (s. Abb. 3.12, rechts). Im Juni finden sich zwar auch negative Trends, jedoch nicht so verbreitet wie im August (s. Abb. 3.12, links). Im Juli ist das Bild dagegen eher heterogen: Im Süden des Untersuchungsgebietes finden sich vereinzelt positive, im Norden dagegen nur negative Trends (s. Abb. 3.12, Mitte). Wie bereits bei der Temperatur (vgl. Abb. 3.2) fällt der August auch beim Niederschlag als besonders „extremer“ Monat auf. Dies deckt sich wiederum mit den Ergebnissen anderer Trend- und Extremwertbetrachtungen (s. Schönwiese et al., 2005).

4. Persistenzanalyse der Temperatur

Unter Persistenz versteht man die Erhaltungsneigung. Der Begriff stammt aus der Statistik und wird aus dem Verlauf der Autokorrelationsfunktion hergeleitet. Hierunter versteht man die Korrelation einer Zeitreihe mit sich selbst, nachdem sie um eine sukzessiv steigende Anzahl von Zeitschritten τ (sprich: tau) gegen sich selbst verschoben wurde:

$$r_A(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} a_i' a_{i+\tau}'}{\sqrt{\sum_{i=1+\tau}^n a_i'^2 \sum_{i=1}^{n-\tau} a_i'^2}}$$

Hierbei sind:

$r_A(\tau)$: Autokorrelationskoeffizient zur Verschiebung τ ,

n : Zeitreihenlänge,

a_i' : Mittelwertbereinigter Zeitreihenwert a zur Zeit i (der Mittelwert bezieht sich jeweils auf den in der Summe verwendeten Zeitraum).

Der sog. Autokorrelationskoeffizient zur Verschiebung $\tau = 0$ ist definitionsgemäß gleich 1. Mit zunehmender zeitlicher Verschiebung wird diese Korrelation i.a. geringer, man sagt: Die Autokorrelationsfunktion fällt ab. Je langsamer dieser Abfall stattfindet, desto größer ist die Persistenz der betrachteten Zeitreihe. Da sich durch die Verschiebung der betrachtete Überlappungs-Zeitraum verkürzt, sollte man keine zu großen Verschiebungen bei gleichzeitig hinreichend langen Zeitreihen vornehmen (Richtwert: Maximale Verschiebung höchstens $\frac{1}{2}$ oder vorsichtiger $\frac{1}{3}$, mit $n \geq 30$ oder besser sogar $n \geq 100$, zu Details siehe z.B. Schönwiese, 2000).

In Abb. 4.1 links sind zwei Beispiele für eine solche Autokorrelationsfunktion dargestellt. Es handelt sich um 30-tägige Zeitfenster der Tagesmitteltemperatur an der Station Frankfurt/Main, beginnend am 11.10.1953 (rote Kurve) bzw. am 14.10.1953 (blaue Kurve). Auffallend ist in diesem Beispiel das unterschiedlich schnelle „Abfallen“ dieser beiden Kurven.

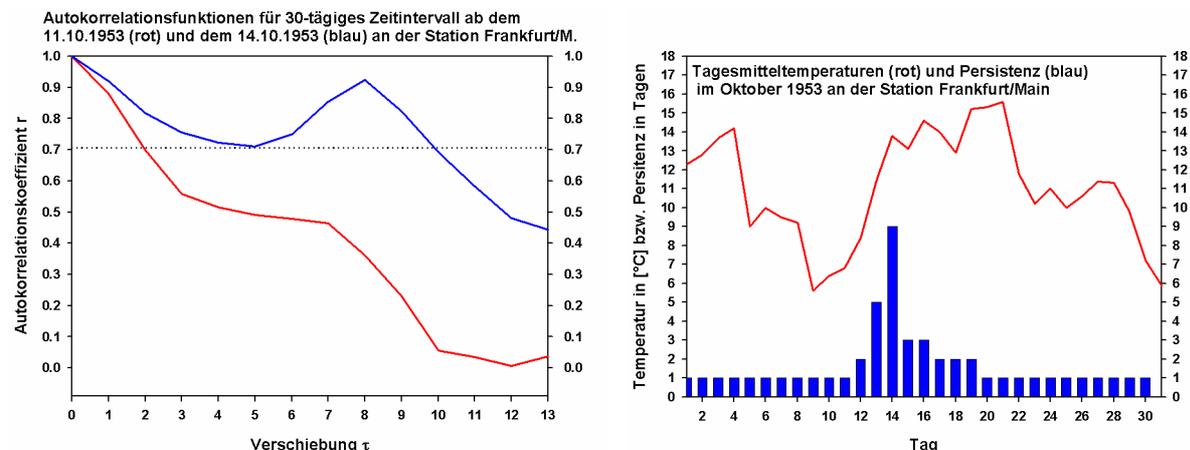


Abb. 4.1: Links: Autokorrelationsfunktion eines 30-tägigen Zeitfensters der Tagesmitteltemperatur an der Station Frankfurt/Main beginnend am 11.10.1953 (rot) und am 14.10.1953 (blau). Die gestrichelte Linie markiert den Wert $r = 0.71$; dies entspricht einer erklärten Varianz von $r^2 = 0.5$. Rechts: Tagesmitteltemperaturen im Oktober 1953 an der Station Frankfurt/Main (rote Linie) und zugehörige Persistenzsummen (blaue Balken, vgl. Text).

Die Zeitreihe, die am 14.10. beginnt, weist somit eine höhere Persistenz auf als die Zeitreihe, die 3 Tage früher beginnt. Dies lässt sich durch den Temperaturverlauf erklären, der in Abb. 4.1 rechts durch die rote Kurve dargestellt ist. Man erkennt dort deutlich eine milde Witterungsperiode im Oktober 1953 an der Station Frankfurt/Main, die am 14. dieses Monats einsetzte und bis zum 21. andauerte. Diese, auf ähnlich hohem Niveau verharrenden Temperaturen trugen zu der hohen Persistenz bei, die ab dem 14.10. zu beobachten war. Als Maß für diese Persistenz wird eine Schwelle der erklärten Varianz r^2 von 0.5 oder 50 % gewählt. Fällt dieses r^2 erstmals unter diese Schwelle, so bezeichnet das zugehörige τ definitionsgemäß die Persistenz in Tagen. Diese sind in Abb. 4.1 links als blaue Balken eingezeichnet. Man erkennt kurz vor Beginn der milden Witterungsperiode eine deutliche Zunahme der Persistenz von einem Tag auf einen Maximalwert von 9 Tagen am 14. Oktober. Danach fällt sie bis zum 20. Oktober wieder allmählich auf Werte von einem Tag ab.

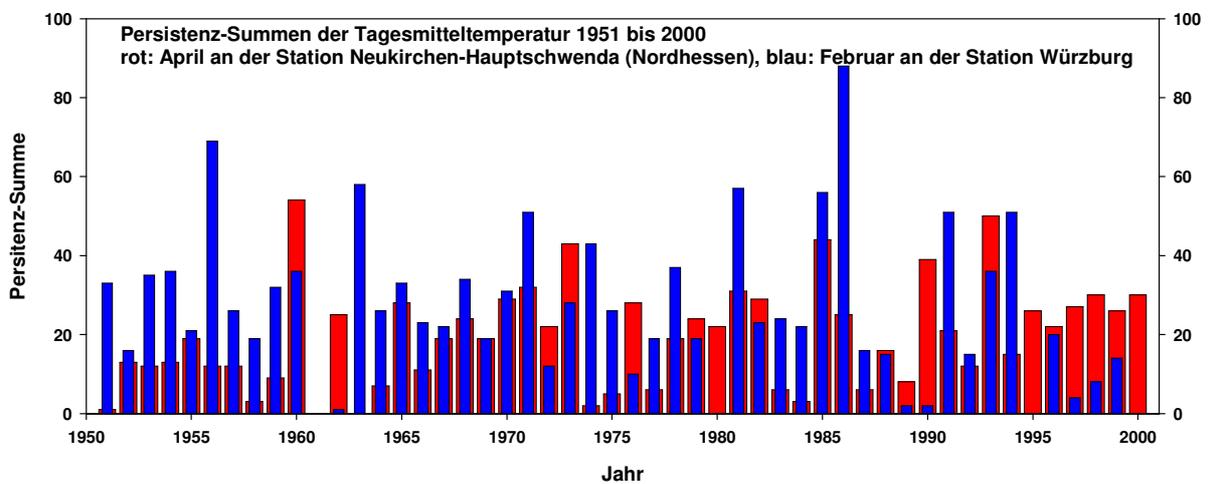


Abb. 4.2: Monatliche Persistenz-Summen 1951 bis 2000. Rot: April an der Station Neukirchen-Hauptschwenda (Nordhessen, mit über 99 % signifikant pos. Trend), blau: Februar an der Station Würzburg (mit über 95 % signifikant neg. Trend).

Um nun ein Maß für die Persistenz der Temperatur in monatlicher und saisonaler Auflösung zu erhalten, werden diese täglichen Persistenz-Werte zu sog. monatlichen bzw. saisonalen Persistenzsummen aufsummiert. In Abb. 4.2 sind zwei Beispiele solcher monatlicher Persistenz-Summen dargestellt: An der Station Neukirchen-Hauptschwenda in Nordhessen findet man für die Tagesmitteltemperaturen im April eine augenscheinliche Zunahme der Persistenz (rote Balken in Abb. 4.2), also der Erhaltungsneigung temperaturbedingter Witterungs-Abschnitte, die auch objektiv mit über 99% überzufällig ist (Mann-Kendall-Trendtest). An der Station Würzburg zeigt sich für den Monat Februar das gegenteilige Bild: Die Persistenz hat hier in demselben Zeitraum deutlich abgenommen, d.h. kältere bzw. wärmere Witterungsabschnitte wechseln sich hier im Februar schneller ab, als noch zu Beginn des Analyse-Zeitraumes. Dieser Trend ist nach dem Mann-Kendall-Test auf dem 95%-Niveau signifikant.

Diese Art der Analyse scheitert leider bei der Verwendung von täglichen Niederschlagssummen, da bei länger andauernden Trockenperioden die Autokorrelationsfunktion quasi lange Zeit überhaupt nicht abfällt, was zu enorm hohen Persistenzen führt. Jedoch ist meistens die Persistenz bei Niederschlags-

Tagesdaten sehr gering, oft auch Null. Somit erzeugen in manchen Jahren auftretende Trockenperioden enorm stark abweichende Werte für die Persistenz, welche nicht repräsentativ für den Rest der Zeitreihe sind. Die Trendberechnung der hieraus abgeleiteten Persistenz-Summen ist zwar formal möglich, beinhaltet jedoch wenig verwertbare Information.

Im weiteren wurden die Persistenz-Summen der Temperatur wiederum mit Hilfe des Mann-Kendall-Tests auf signifikante Trends hin untersucht. Es zeigte sich jedoch, dass in den meisten Monaten bzw. Jahreszeiten und auch in den Jahresmitteln keine systematischen Änderungen der Persistenz zu finden waren. Lediglich im Frühjahr und im Herbst gab es Ausnahmen, welche in den folgenden Abbildungen gezeigt werden. Dabei sind in Abb. 4.3 die Ergebnisse bezüglich der Tagesmitteltemperatur besonders erwähnenswert. Auffällig ist nämlich eine verbreitete, schwach bis mäßig signifikante Abnahme der Persistenz im Februar (Abb. 4.3, links), die einer verbreiteten signifikanten Zunahme im April gegenübersteht (Abb. 4.3, Mitte). Im November findet sich ebenfalls eine schwach signifikante Zunahme der Persistenz, jedoch nur im Süden des Untersuchungsgebietes (Abb. 4.3, rechts).

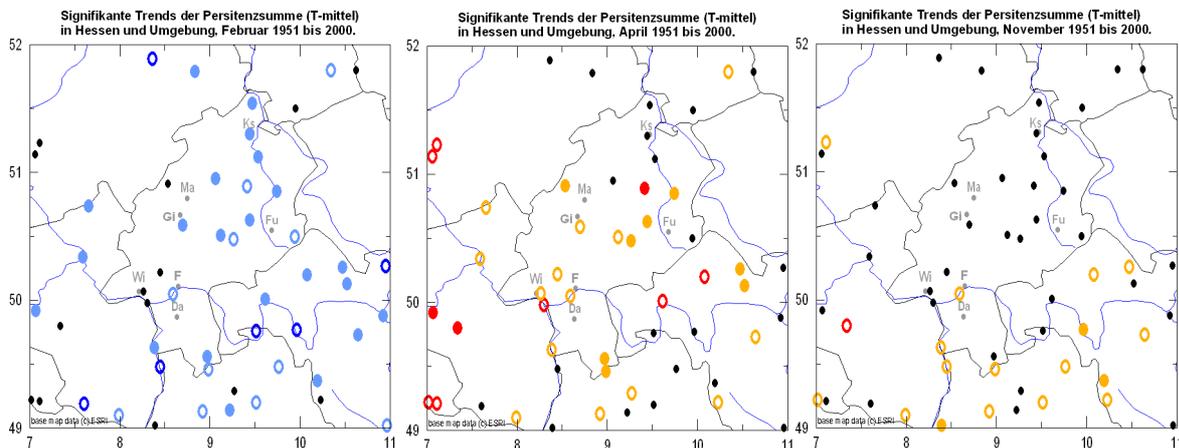


Abb. 4.3: Signifikante Trends der Persistenz-Summen der Tagesmitteltemperatur für den Monat Februar (links), April (Mitte) und November (rechts); Legende wie Abb. 3.2.

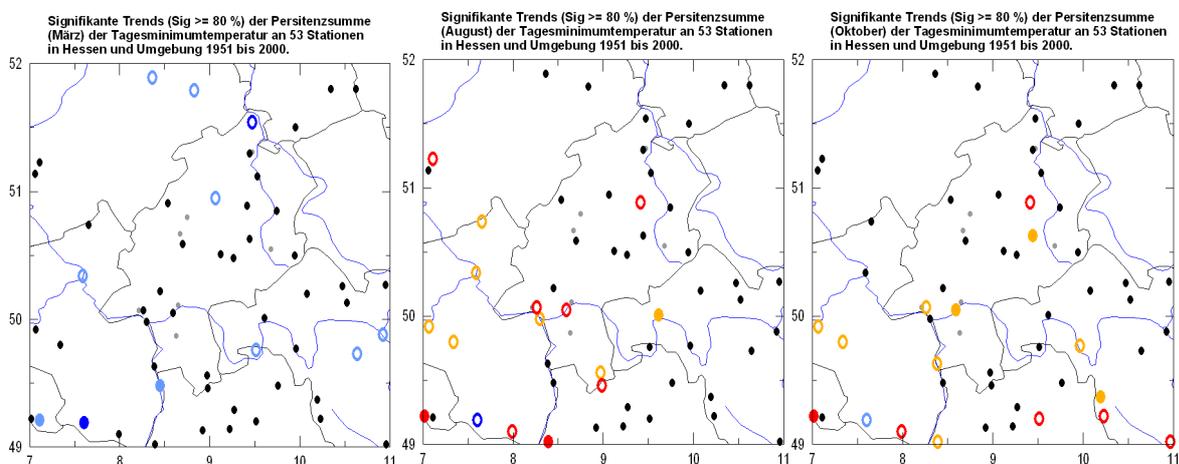


Abb. 4.4: Signifikante Trends der Persistenz-Summen der Tagesminimumtemperatur für den Monat März (links), August (Mitte) und Oktober (rechts). Legende wie Abb. 3.2.

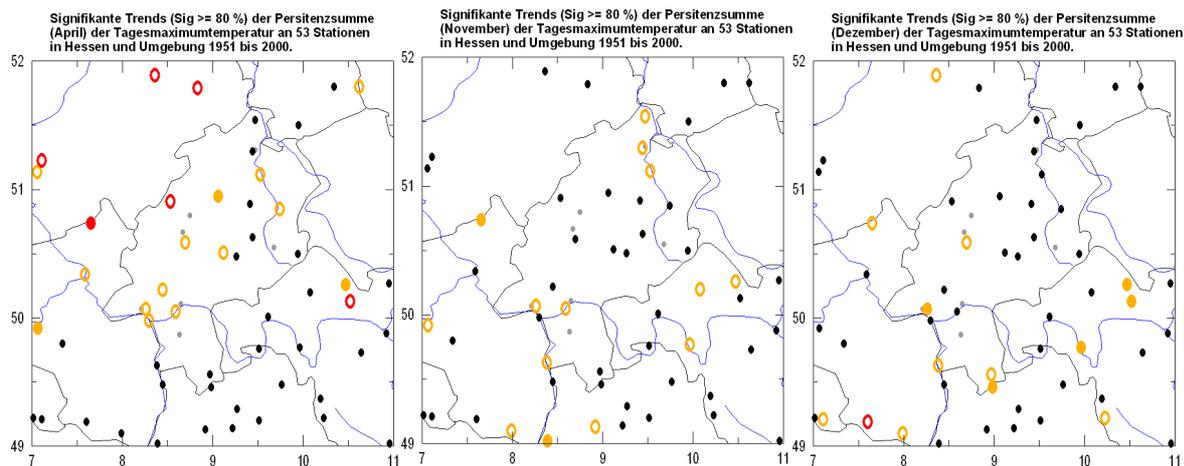


Abb. 4.5: Signifikante Trends der Persistenz-Summen der Tagesmaximumtemperatur für den Monat April (links), November (Mitte) und Dezember (rechts). Legende wie Abb. 3.2.

Die Tagesminimumtemperatur weist im Frühjahr ebenfalls eine signifikante Abnahme der Persistenz auf, nicht jedoch der März (s. Abb. 4.4, links, bzw. auf anhängender CD). Im August (Abb. 4.4, Mitte) und Oktober (Abb. 4.4, rechts), ist eine Zunahme der Persistenz zu beobachten, im letzteren Fall jedoch nur im Süden. Bei der Tagesmaximumtemperatur schließlich sind nur vereinzelte Zunahmen der Persistenz in den Monaten April (Abb. 4.5, links), November (Abb. 4.5, Mitte) und Dezember (Abb. 4.5, rechts) zu sehen.

Das Gesamtbild ist somit nicht sehr konsistent, es überwiegen zudem die nicht gezeigten Fälle unsignifikanter Ergebnisse. Bei dieser Analyse hat sich weiterhin gezeigt, dass eine nicht zu vernachlässigende Sensitivität der Persistenz gegenüber der Zeitreihenlänge besteht. Hier wurden 30 Tage gewählt, da dies als die zeitliche Obergrenze für den Witterungsbegriff angesehen wird. Es zeigte sich jedoch, dass bei einer Verkürzung dieses Zeitfensters auf 25 oder gar 20 Tage die Ergebnisse recht unterschiedlich ausfallen, und somit instabil sind. Welches Zeitfenster angemessen ist, konnte leider noch nicht geklärt werden. Hier besteht somit noch weiterer Forschungsbedarf, da die Frage nach Änderungen der Persistenz durchaus interessant ist und auch eine lang andauernde Witterung durchaus ein Extremereignis mit nicht zu vernachlässigenden Auswirkungen darstellen kann.

5. Clusteranalyse

5.1 Methodik

Bei der Clusteranalyse werden zunächst die Breite C eines Zeitintervalls und die Mindestzahl E der Extremereignisse in diesem Intervall festgelegt. Treten mindestens E Extremereignisse innerhalb dieses Intervalls C auf, so wird von einem Cluster gesprochen. Die Cluster werden zeitlich gleitend ausgewertet, wobei nur dann ein „neuer“ Cluster gezählt wird, wenn auch ein „neuer“ Extremwert aufgetreten ist, d.h. der letzte Intervallwert muss ein Extremwert sein. Im Rahmen des Projektes wurden folgende Analysen vorgenommen, wobei C die Länge des betrachteten Zeitintervalls in Tagen und E die Mindestzahl der Extremereignisse innerhalb dieses Intervalls ist:

1. Analyse der Trockenperioden einer Länge von mindestens 7 Tagen bzw. 11 Tagen sowie der maximalen Trockenperioden.
2. Analyse der Niederschlagscluster* C1E1, C3E2, C4E3 und C7E3 für die Schwellenwerte 1 mm (untere Schranke) sowie 10 mm, 20 mm, 30 mm, 90 % -, 95 % - und 99 % - Perzentil (obere Schranken).
3. Analyse der Temperaturcluster* C1E1, C3E2, C4E3 und C7E3 für Sommer-, Hitze- und Extreme Hitzetage, Tropentage sowie Frost- und Eistage.

*) Zur Nomenklatur: C gibt die Länge des Zeitintervalls, E die Zahl der Extremereignisse an, d.h. C3E2 ist ein Intervall mit einer Länge von 3 Tagen, in dem mindestens 2 Extremereignisse auftreten.

5.2 Trockenperioden

Abbildung 5.1 zeigt die Trends der Trockenperioden mit einer Länge von mindestens 7 Tagen. Bei diesen Abbildungen (wie auch bei allen anderen derartigen Abbildungen) gilt, dass grün negative Trends und rot positive Trends kennzeichnet.

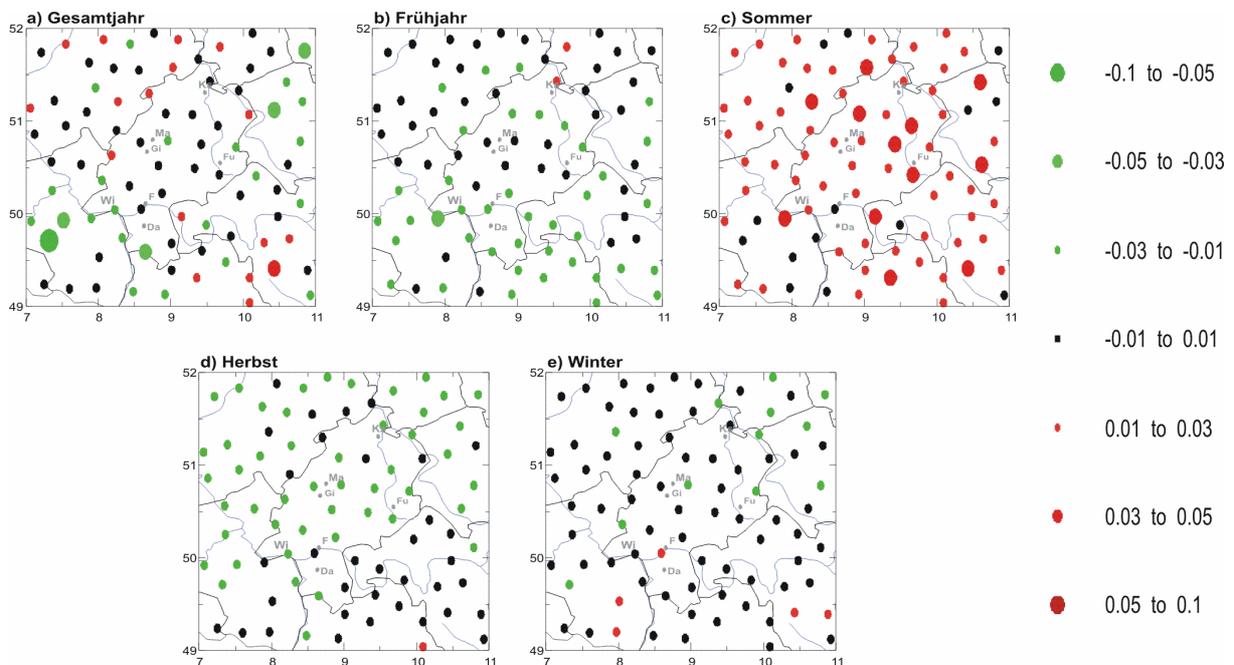


Abb. 5.1: Stärke des Trends der Zahl der Trockenperioden mit einer Länge von mindestens 7 Tagen; Trend für das Gesamtjahr (a) und die Jahreszeiten (b bis e); rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Der im Gesamtjahr überwiegend schwach negative Trend (a) zeigt sich auch im Frühjahr (b) sowie im Herbst (d). Im Winter (e) erkennt man kaum Trends. Deutlich gegenläufig verhält sich der Sommer, wo die Trends bis auf einige Ausnahmen positiv sind. Hier steigt die Zahl der Trockenperioden mit Länge 7 Tage an. Eine klare räumliche Strukturierung ist nicht zu erkennen, allerdings scheinen im Nordwesten und Südosten positive, im Südwesten und Nordosten aber negative Trends zu überwiegen. Bei den Trends der Zahl der Trockenereignisse mit einer Länge von mindestens 11 Tagen (Abbildung 5.2) werden, ähnlich wie bei den 7 Tages-Ereignissen, die Sommerereignisse häufiger, die Frühjahr- und Herbstereignisse

seltener. Für das Gesamtjahr ergibt sich im Norden/Nordwesten ein positiver, im Süden/Südwesten ein negativer Trend.

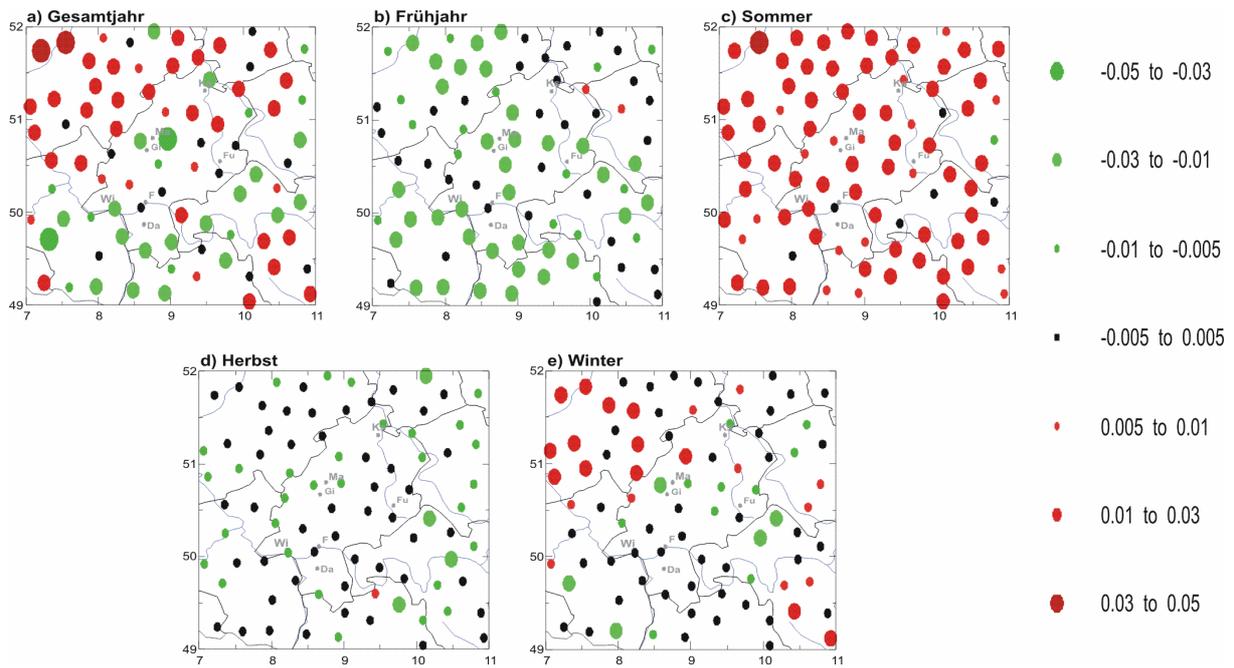


Abb. 5.2: Stärke des Trends der Zahl der Trockenperioden mit einer Länge von mindestens 11 Tagen; Trend für das Gesamtjahr (a) und die Jahreszeiten (b bis e); rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

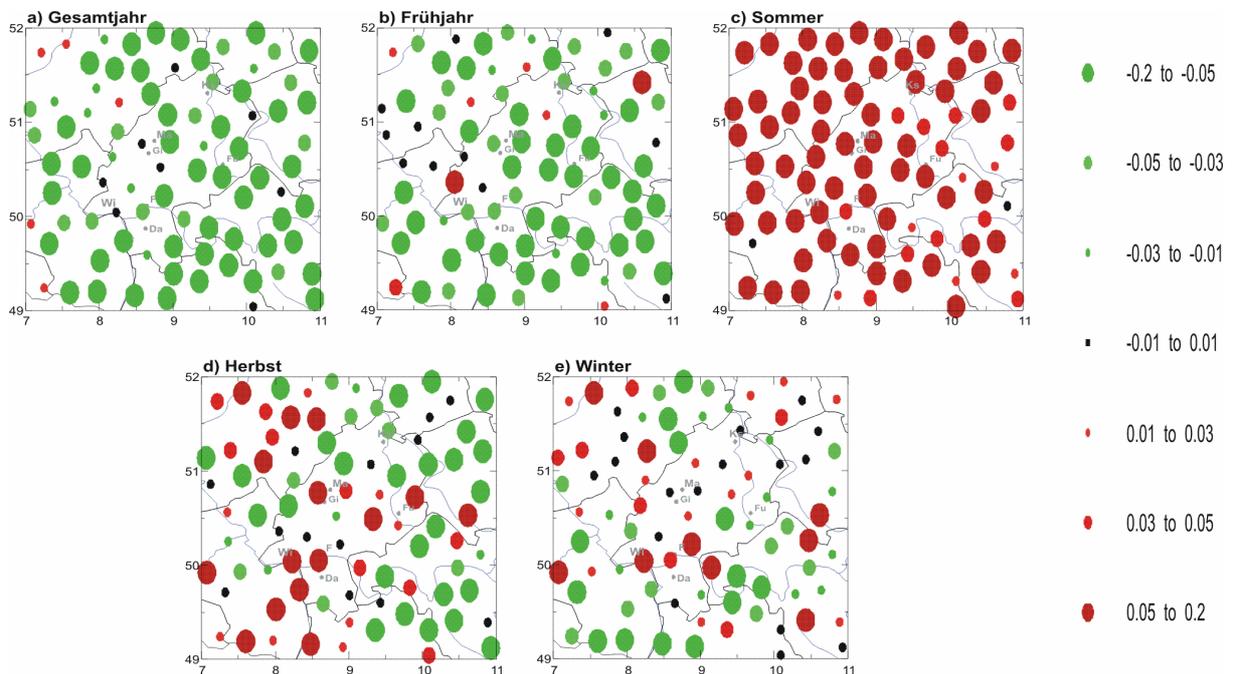


Abb. 5.3: Stärke des Trends der Länge der längsten Trockenperiode; a: Trend für das Gesamtjahr, b bis e: Trend für die Jahreszeiten von Frühjahr bis Winter; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Die Trends der Länge der maximalen Trockenperiode in Abbildung 5.3 basieren jeweils auf einem einzigen Trockenereignis, und zwar dem mit maximaler Länge. Zu erkennen sind ein starker Trend zu längeren Trockenperioden im Sommer (c), ein überwiegend starker Trend zu kürzeren maximalen Trockenperioden im Frühjahr

sowie uneinheitliche Trends für den Herbst und Winter. Im Gesamtjahr ist ein Rückgang in der Länge der maximalen Trockenperiode zu beobachten, wobei die Trendkarte des Gesamtjahres der des Frühjahrs sehr ähnlich sieht. Hier gehen wohl die langen Frühjahrstrockenperioden in die Betrachtung des Gesamtjahres ein.

5.3 Niederschlagscluster

Einen Überblick über die Trends der Niederschlagscluster sowie das Verhalten an einzelnen ausgewählten Stationen geben die Abbildungen 5.4 bis 5.15. Die Stärke der Trends kann dabei je nach Höhe der Schranke und der Art des ausgewählten Clusters deutlich schwanken, sie liegt aber immer zwischen -1 und 1. Bei den hier untersuchten 50-jährigen Zeitreihen bedeutet dies eine maximale Zu- bzw. Abnahme der Anzahl der Cluster von 50 über den betrachteten Zeitraum.

Die ursprünglich geplante monatliche Auswertung der Cluster kann wegen der geringen Zahl an Ereignissen nur für die untere Schranke von 1 mm sinnvoll durchgeführt werden.

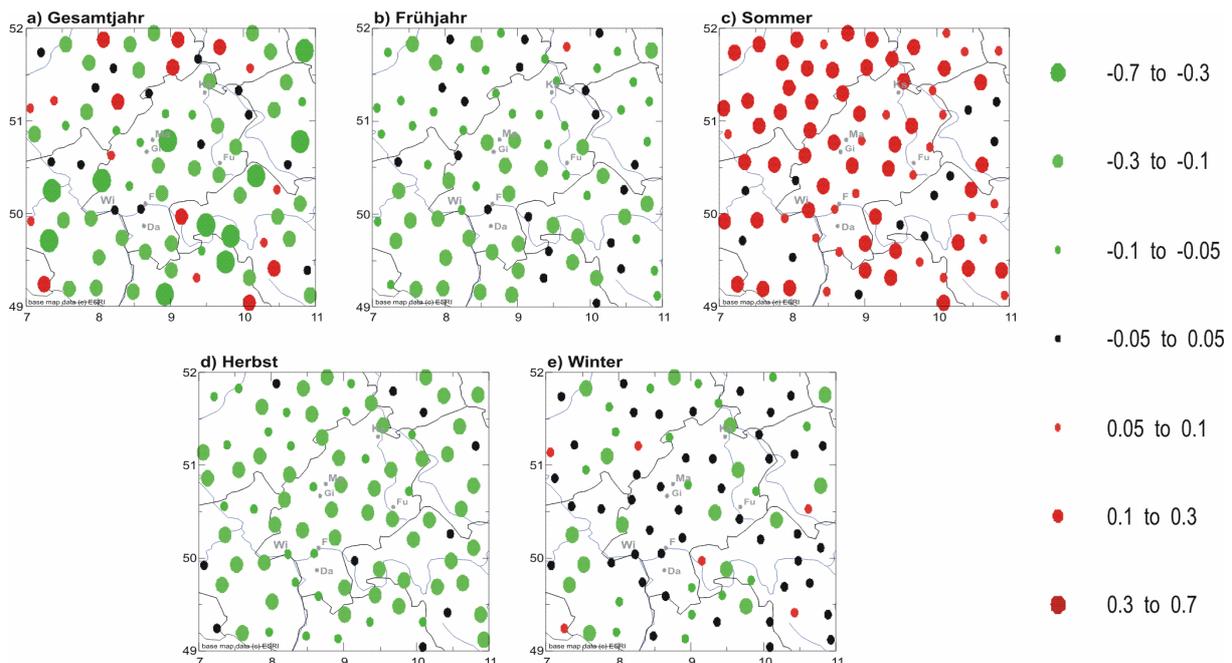


Abb. 5.4: Stärke des Trends der Zahl der Trockencluster mit mindestens 2 Trockenereignissen ≤ 1 mm in drei Tagen; a: Trend für das Gesamtjahr, b bis e: Trend für die Jahreszeiten von Frühjahr bis Winter; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Abbildung 5.4 zeigt den Trend der Zahl der Cluster mit zwei Trockenereignissen unter 1 mm Niederschlag in drei Tagen für das Gesamtjahr sowie die Jahreszeiten. Der Trend ist im Gesamtjahr überwiegend negativ, ebenso wie im Frühjahr, Herbst und Winter. Dies ist gleichbedeutend mit einem Rückgang der Anzahl der Trockencluster und damit ein Hinweis auf feuchteres Klima. Der Sommer zeigt hingegen positive Trends und damit eine Tendenz zu trockenerem Klima.

Abbildung 5.5 zeigt den Trend der Zahl der Cluster mit 2 Ereignissen über der 10 mm - Schwelle in drei Tagen, wieder für das Gesamtjahr und die Jahreszeiten. Auffällig ist, dass das Trendverhalten zu dem der Trockenperioden entgegengesetzt ist. Im Sommer erkennt man negative Trends, im Rest des Jahres und im Gesamtjahr positive Trends. Insgesamt ergibt sich also ein Bild, bei dem im Sommer mehr Trockenperioden auftreten und zusätzlich die extremen Niederschlagsereignisse seltener werden. Beides liefert einen Hinweis auf trockeneres Klima.

Wiederum kann man keine deutlichen regionalen Unterschiede erkennen. Im Gesamtjahr zeigen lediglich größere Gebiete Nordhessens und Thüringens sowie Südhessens und Nordbayerns gegenüber den vorherrschenden positiven Trends schwache bzw. leicht negative Trends, der Nordwesten wird von stärkeren positiven Trends beherrscht. Bei den Stationen mit sehr starkem positivem Trend handelt es sich fast ausschließlich um Bergstationen (Harz, Rhön, Odenwald, Rothargebirge, Hunsrück).

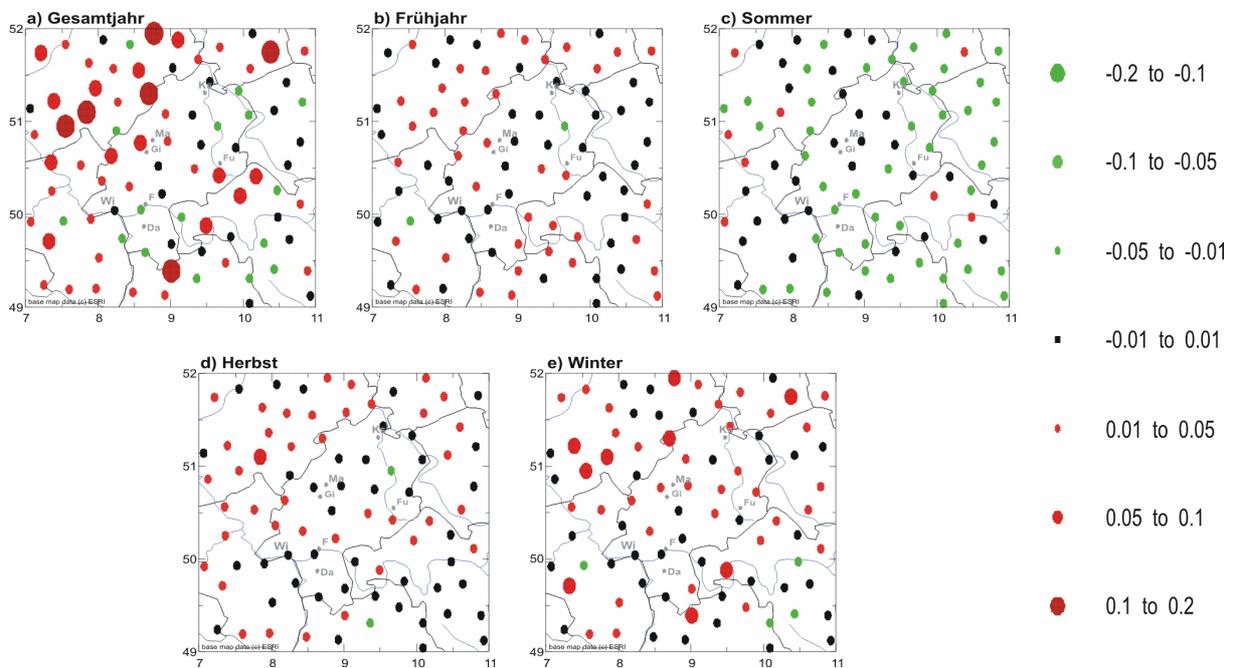


Abb. 5.5: Stärke des Trends der Zahl der Cluster der Länge 3 mit mindestens 2 Extremereignissen oberhalb der 10 mm - Schranke; a: Trend für das Gesamtjahr, b bis e: Trend für die Jahreszeiten von Frühjahr bis Winter; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Die Abbildung 5.6 zeigt die Trends der Cluster mit drei Extremereignissen in vier Tagen, wiederum für die 10 mm - Schranke. Qualitativ sind die Ergebnisse ähnlich. Lediglich die Zahl der negativen Trends nimmt zu, insbesondere im Gesamtjahr, im Frühjahr und im Winter. Anzumerken ist in diesem Zusammenhang aber, dass die Trends auf einer deutlich geringeren Anzahl von Clusterereignissen beruhen, die Ergebnisse infolge dessen statistisch nicht so signifikant sind.

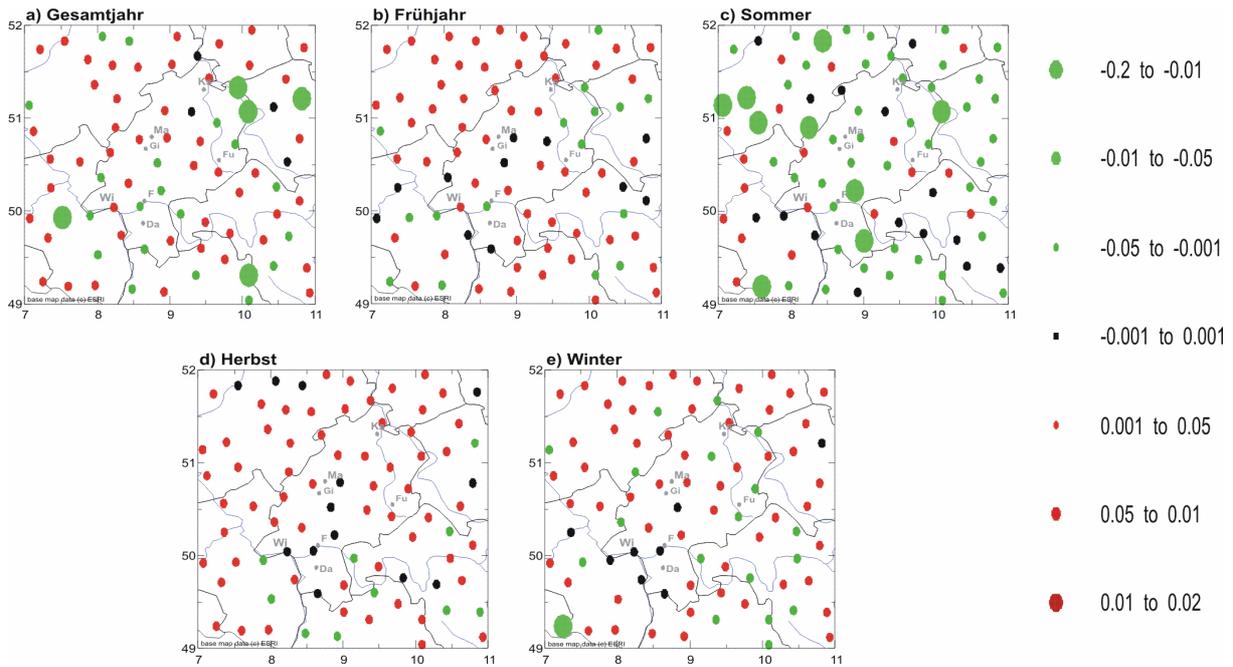


Abb. 5.6: Stärke des Trends der Zahl der Cluster der Länge 4 mit mindestens 3 Extremereignissen oberhalb der 10 mm - Schranke; a: Trend für das Gesamtjahr, b bis e: Trend für die Jahreszeiten von Frühjahr bis Winter; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Dies erkennt man in Abbildung 5.7. Hier werden für die vier Stationen Lich, Michelstadt, Amöneburg und Grebenhain die Cluster der Länge drei mit zwei Extremereignissen sowie die Cluster der Länge vier mit drei Extremereignissen dargestellt, jeweils für das Gesamtjahr und die 10 mm - Schranke. Da ein C4E3-Cluster automatisch einen C3E2-Cluster bildet, das Gleiche umgekehrt aber nicht gilt, ist die Anzahl der C3E2-Cluster höher als die der C4E3-Cluster. Somit gibt die untere Kurve einer Station immer die C4E3-Cluster wieder.

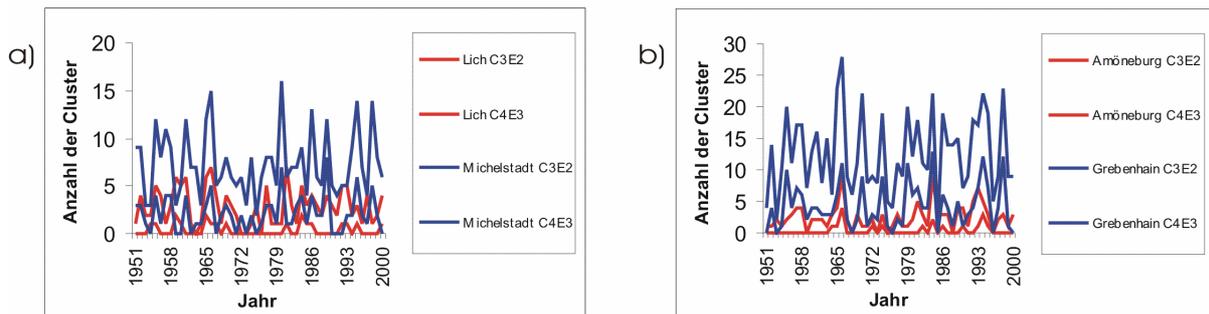


Abb. 5.7: Anzahl der Cluster der Länge 3 mit mindestens 2 Extremereignissen bzw. der Länge 4 mit mindestens 3 Extremereignissen oberhalb der 10 mm - Schranke im Gesamtjahr; a: Lich (50.52 °N, 8.83 °O) und Michelstadt (49,68 °N, 9,01 °O), b: Amöneburg (50.79 °N, 8,96 °O) und Grebenhain (50,49 °N, 9,33 °O).

Man erkennt, dass für die Stationen Lich und Amöneburg schon die Anzahl der C3E2-Cluster im Gesamtjahr maximal einstellig, die der C4E3-Cluster sogar häufig Null ist. An den Stationen Michelstadt und Grebenhain ist die Clusteranzahl deutlich höher. Um zu vermeiden, dass nur eine sehr geringe Anzahl von Clustern in die Betrachtung eingeht, kann man als Schrankenwerte Perzentile verwenden, also Schranken, die von der Verteilung selbst abhängen und so definiert sind, dass eine

bestimmte Zahl von Einzelereignissen darüber der Schranke liegt. Dies führt in der Regel auch zu einer gleichmäßigeren Anzahl von Clustern an den einzelnen Stationen. Dieses Verfahren wurde bei den Abbildungen 5.8 und 5.9 angewendet.

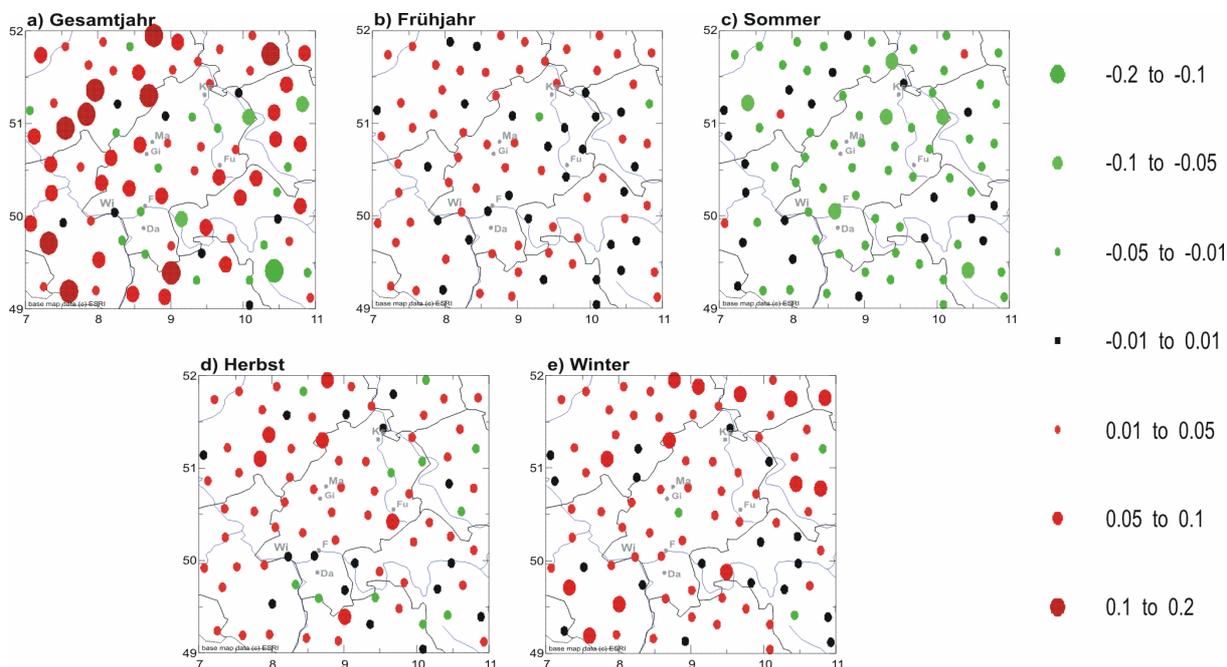


Abb. 5.8: Stärke des Trends der Zahl der Cluster der Länge 3 mit mindestens 2 Extremereignissen oberhalb des 90 % - Perzentils; a: Trend für das Gesamtjahr, b bis e: Trend für die Jahreszeiten von Frühjahr bis Winter; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

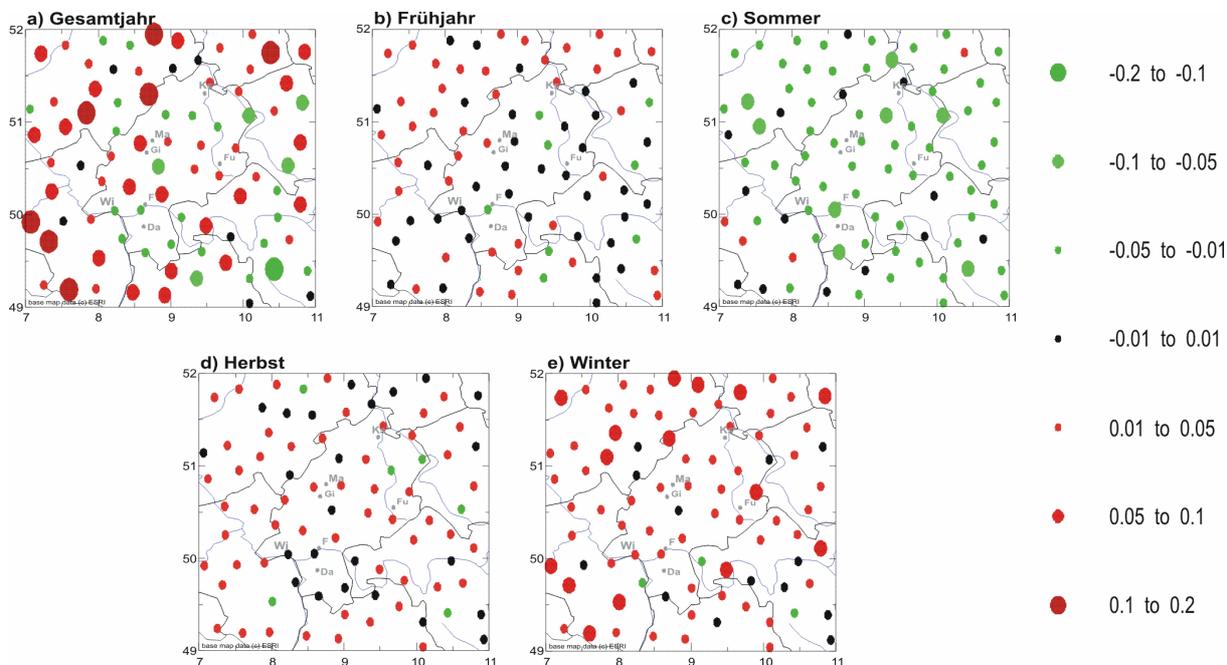


Abb. 5.9: Stärke des Trends der Zahl der Cluster der Länge 7 mit mindestens 3 Extremereignissen oberhalb des 90 % - Perzentils; a: Trend für das Gesamtjahr, b bis e: Trend für die Jahreszeiten von Frühjahr bis Winter; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Die Abbildung 5.8 zeigt die C3E2-Cluster oberhalb des 90 % - Perzentils, Abbildung 5.9 die C7E3-Cluster für dieselbe Schranke. Im Vergleich zur Abbildung 5.5 sind die Trends für das Gesamtjahr an vielen Stationen bei der 90%-Perzentil-Schranke stärker ausgeprägt als bei der 10 mm - Schranke. Auch hier sind negative Trends vor allem in Nord- und Südhessen sowie Nordbayern zu erkennen, ansonsten überwiegen positive Trends. Für die Jahreszeiten ist die Verstärkung der Trends nur im Sommer an einzelnen Stationen erkennbar, der Trend selbst ist im Sommer auch hier negativ und damit den Trends in den übrigen Jahreszeiten entgegengesetzt. Für die Trends der C7E3-Cluster sind die Ergebnisse fast identisch.

Den Grund dafür zeigt Abbildung 5.10. Die Zahl der C7E3-Cluster weicht nämlich nur wenig von der Zahl der C3E2-Cluster ab, was hier an den Beispielstationen Borken, Frankfurt/M., Gladenbach und Kalbach-Oberkalbach dargestellt ist. An der Station Borken traten 1956, an der Station Frankfurt/M. 1961 sogar mehr C7E3-Cluster als C3E2-Cluster auf. Die Trends sind dabei für beide Clustertypen praktisch identisch.

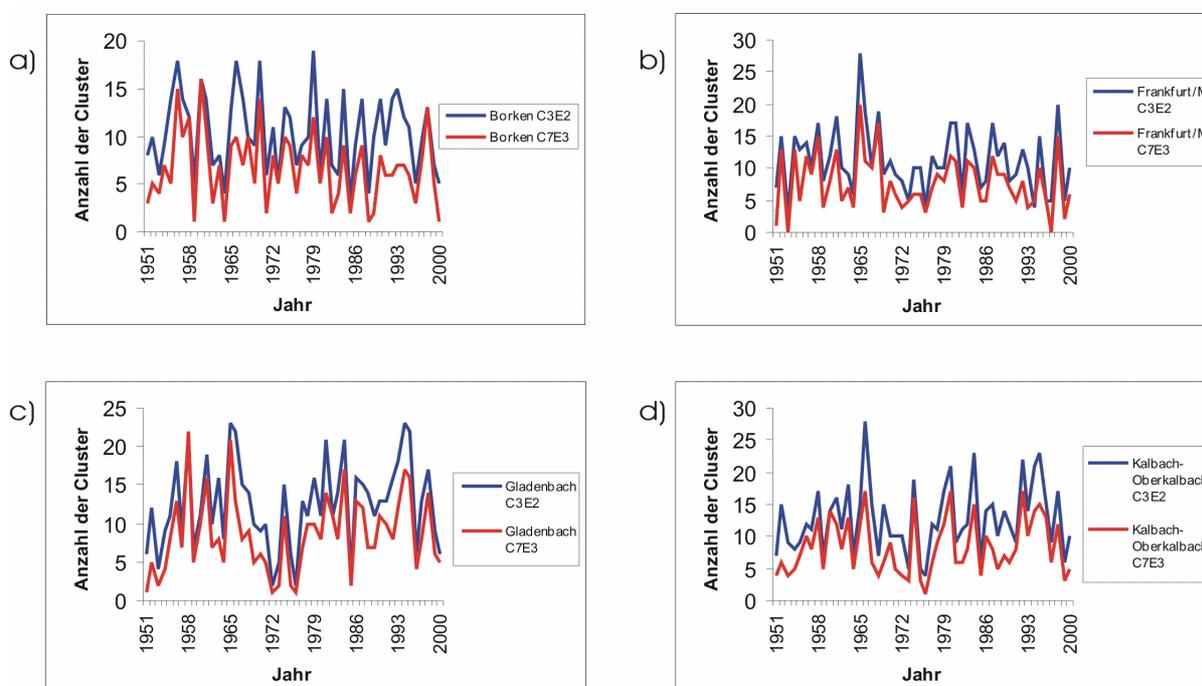


Abb. 5.10: Anzahl der Cluster der Länge 3 mit mindestens 2 Extremereignissen (blau) bzw. der Länge 7 mit mindestens 3 Extremereignissen (rot) oberhalb des 90 % - Perzentils im Gesamtjahr; a: Borken (51,07°N, 9,3°O) b: Frankfurt/M (50,05°N, 8,59°O), c: Gladenbach (50,77°N, 8,58°O) und d: Kalbach-Oberkalbach (50,42°N, 9,67°O).

Die monatliche Auswertung beruht, wie schon erwähnt, nur auf sehr wenigen Clustern. Dennoch sollen in Abb. 5.11 die monatlichen Trends der C3E2-Cluster für die 90%-Perzentil-Schwelle dargestellt werden. Erkennbar ist, dass auch innerhalb der Jahreszeiten deutliche Unterschiede auftreten.

Bei den Frühjahrsmonaten zeigt der März für das gesamte Gebiet einen positiven Trend, der nach Süden hin zurückgeht. Die Trends im April sind eher schwach, im Mai zeigt sich ein Nord-Süd-Gegensatz: im Norden negative, im Süden positive Trends (Nordbayern, nördliches Baden-Württemberg, Rheinland-Pfalz). Die negativen Trends im Sommer zeigen sich großflächig im Juni und im August, wobei sie im August noch stärker ausgeprägt sind. Im Juli hingegen erkennt man, ähnlich

wie im Mai, im Norden negative, im Süden positive Trends. Im Süden treten also mehr Cluster auf, diese Regionen könnten also im Gegensatz zum sommerlichen Trend feuchter werden (zumindest im Juni).

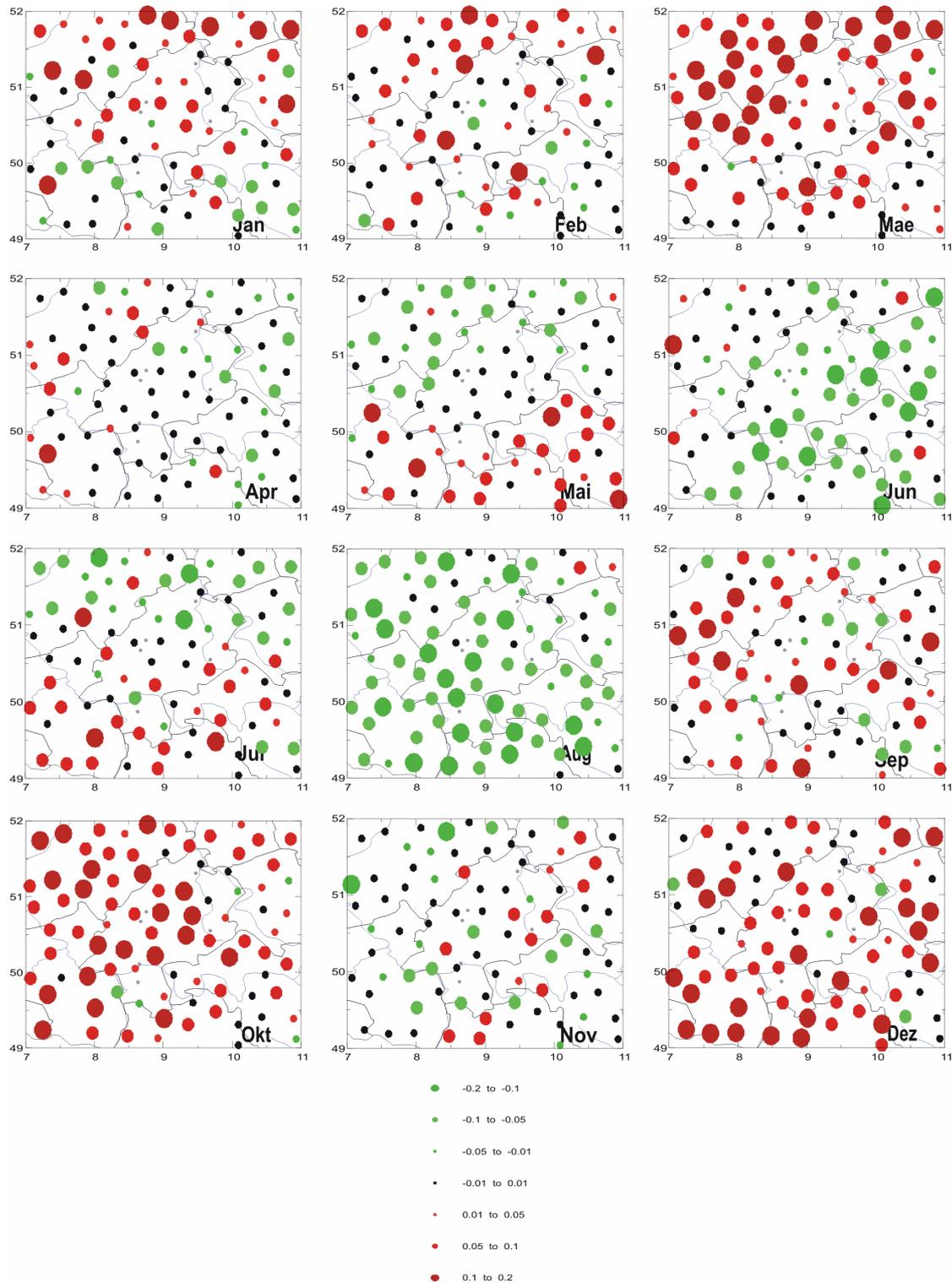


Abb. 5.11: Monatliche Stärke des Trends der Zahl der Cluster der Länge 3 mit mindestens 2 Extremereignissen oberhalb des 90 % - Perzentils; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Bei den Herbstmonaten zeigt sich im Oktober im gesamten Untersuchungsgebiet ein starker positiver Trend, der lediglich im Südosten etwas schwächer ist. Im November

überwiegen negative, im September positive Trends. Allerdings gilt für beide Monate, dass keine deutliche regionale Struktur zu erkennen ist, und dass die Trends im September stärker sind als im November.

Die Wintermonate zeigen sich uneinheitlich, insbesondere Januar und Februar. Lediglich im Dezember sind großflächig positive Trends in der Zahl der Cluster zu erkennen. Im Januar und Februar überwiegen im Norden positive, im Süden negative Trends.

Interessant ist auch ein Vergleich der Trends bei verschiedenen Schrankenwerten. Ein solcher Vergleich ist in den Abbildungen 5.12 bis 5.14 für die C3E2-Cluster dargestellt, und zwar für das Gesamtjahr sowie die Sommer- und Wintermonate. Verglichen werden hierbei die „hydrologischen“ Schranken (10-, 20- und 30 mm, jeweils obere Reihe) und die „statistischen“ Schranken (90 % -, 95 % - und 99 % - Perzentil, jeweils untere Reihe). Die Stärke der Trends nimmt dabei mit zunehmender Höhe der Schranke aufgrund der zurückgehenden Zahl der Cluster ab. Ein direkter Vergleich der „hydrologischen“ mit den „statistischen“ Schranken ist leider nicht möglich.

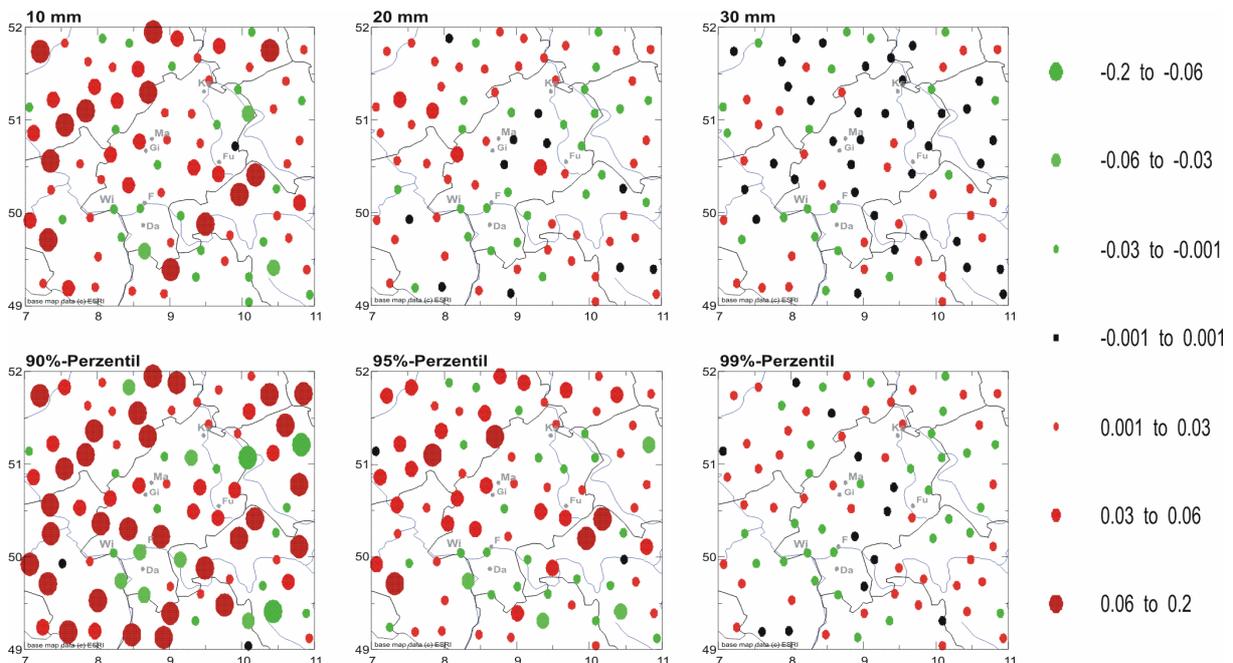


Abb. 5.12: Stärke des Trends der Zahl der Cluster der Länge 3 mit mindestens 2 Extremereignissen; Gesamtjahr; Schrankenwerte wie angegeben; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Bei den Karten für das Gesamtjahr sind die Trends nicht sehr auffällig. Bei der 10mm-Schranke zeigen die Bergstationen die stärksten Trends, so z. B. in der Rhön, dem Harz oder in Eifel und Westerwald. Diese werden jedoch mit zunehmender Schrankenhöhe schwächer. An einzelnen Stationen (nicht nur Bergstationen) kehren sich die Trends dann sogar um. Dies bedeutet, dass die Zahl der Cluster zwar zunimmt, die der Cluster über sehr hohen Schranken jedoch abnimmt. Eine umgekehrte Trendumkehr zeigt sich im äußersten Südosten des betrachteten Gebietes. Hier kehren sich die überwiegend positiven Trends, die man bei niedrigen Schranken beobachten kann, in positive Trends um. Die Zahl der Cluster geht also zurück, die der Cluster über hohen Schranken steigt jedoch an, was für eine

Zunahme der sehr extremen Ereignisse spricht. Bei der Betrachtung der Trendumkehr muss beachtet werden, dass die Spanne der Schrankenwerte unterschiedlich ist, denn in der Regel ist die 90%-Perzentil-Schwelle deutlich niedriger als 10mm, die 99%-Schwelle aber in der Größenordnung der 30 mm Schwelle.

Die saisonalen Trends sind in Abb. 5.13 für den Sommer und Abb. 5.14 für den Winter dargestellt.

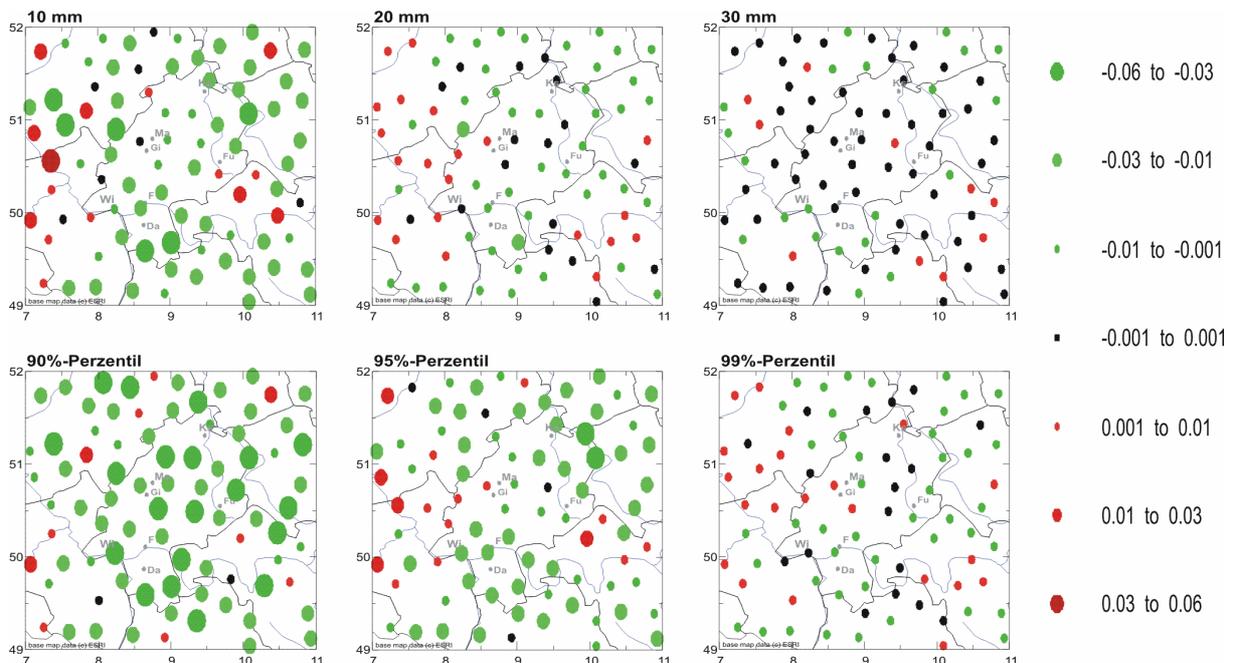


Abb. 5.13: Stärke des Trends der Zahl der Cluster der Länge 3 mit mindestens 2 Extremereignissen; Sommer; Schrankenwerte wie angegeben; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Betrachtet man in Abbildung 5.13 die hydrologischen Schranken, so ist insbesondere ein Gebiet im äußersten Westen und Südwesten des Untersuchungsgebietes interessant (zwischen 7° O und 8° O). Hier herrschen bei niedrigen Schranken positive Trends vor, die sich mit zunehmender Schrankenhöhe abschwächen und dann sogar teilweise umkehren. Im übrigen Gebiet sind die Trends fast ausschließlich negativ, mit zunehmender Schrankenhöhe schwächen sie sich ab und sind bei einer Höhe der Schranke von 30mm kaum noch auszumachen.

Bei den „statistischen Schranken“ erkennt man im Fall des 90 % -Perzentils für das gesamte Gebiet negative Trends. Bei höheren Schranken, insbesondere beim 99 % -Perzentil, bilden sich dann aber zwei Regionen heraus, in denen der negative Trend in einen positiven übergeht. Dies ist zum einen im Westen eine Region mit dem nördlichen Rheinland-Pfalz, Westhessen und dem südlichen Nordrhein-Westfalen, zum anderen ein Gebiet im nördlichen Bayern. In den übrigen Gebieten schwächt sich der negative Trend lediglich ab.

Im Winter (Abb. 5.14) erkennt man für die „hydrologischen“ Schranken bei einer Schrankenhöhe von 10mm überwiegend positive Trends, die mit zunehmender Schrankenhöhe verschwinden. Lediglich in Nordbayern ist bei der 10mm-Schranke ein Gebiet mit negativen Trends vorhanden, und in Nordrhein-Westfalen kehren sich

die positiven Trends beim Übergang von der 10 mm - zur 20 mm - Schranke zuerst in negative Trends um, bevor sie dann bei der 30mm-Schranke verschwinden.

Die Trends bei den „statistischen“ Schranken zeigen ein ähnliches Verhalten. So sind auch hier im Bereich Nordbayern Trends zu erkennen, die sich bei höheren Schranken abschwächen. Auch die Region Nordrhein-Westfalen, bei der es zu einer Trendumkehr von positiven zu negativen Trends kommt, ist auffällig.

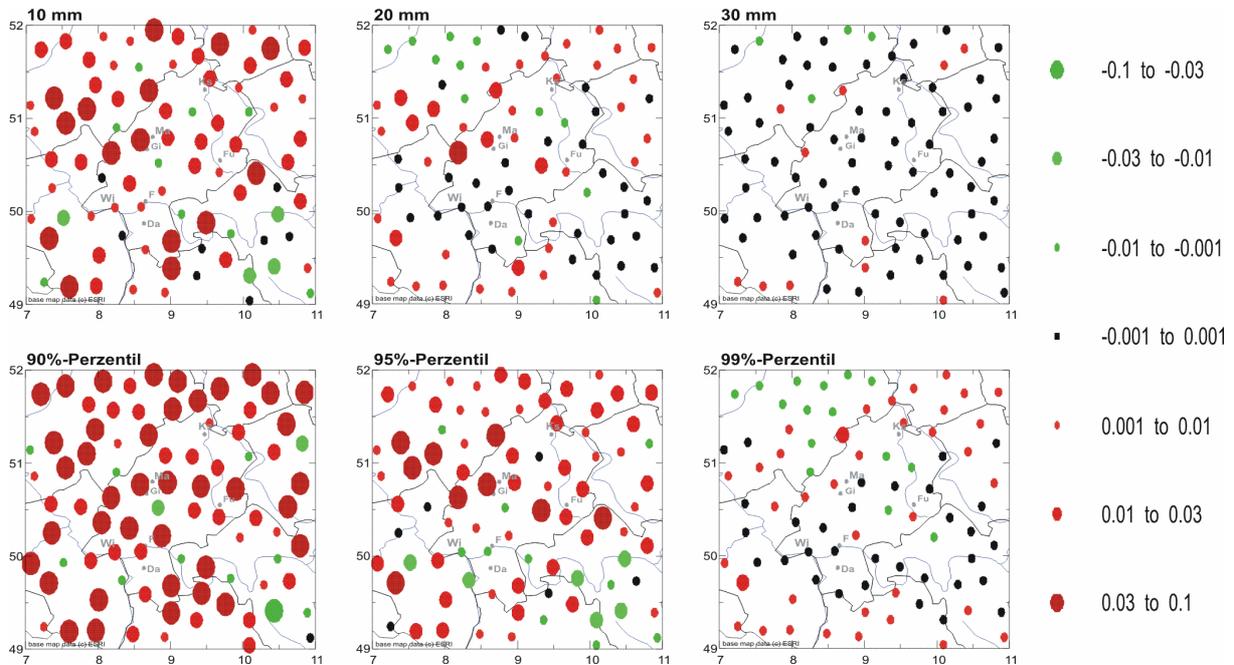


Abb. 5.14: Stärke des Trends der Zahl der Cluster der Länge 3 mit mindestens 2 Extremereignissen; Winter; Schrankenwerte wie angegeben; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Als Ergänzung zu den Abbildungen 5.12 bis 5.14 liefert Abb. 5.15 die Trends der Clusterzahl für die C4E3-Cluster. Die Skalierung erlaubt dabei einen direkten Vergleich zwischen Abbildung 5.15 und 5.12. Die Trends für die C4E3-Cluster sind insgesamt schwächer ausgeprägt, allerdings zeigt sich zumindest für niedrige Schranken ein deutliches Gefälle zwischen stark positiven Trends im Nordwesten und schwächer positiven und negativen Trends im Südosten. Dies gilt sowohl für die „hydrologischen“ als auch für die „statistischen“ Schranken.

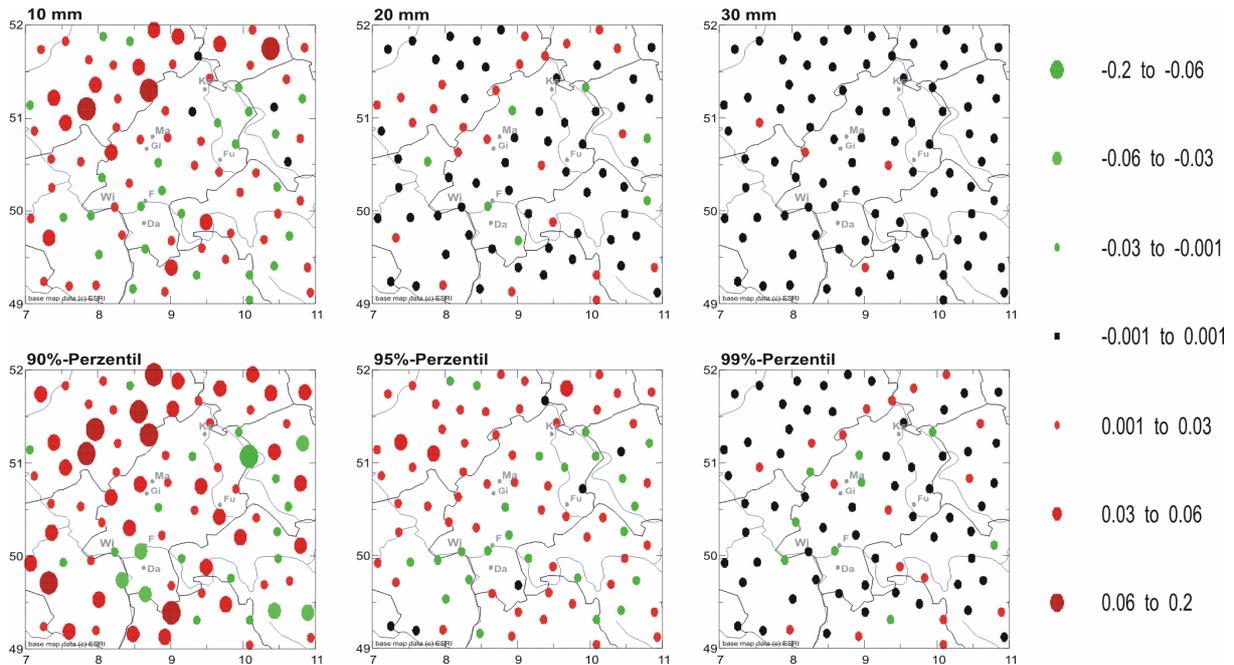


Abb. 5.15: Stärke des Trends der Zahl der Cluster der Länge 4 mit mindestens 3 Extremereignissen; Gesamtjahr; Schrankenwerte wie angegeben; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

5.4 Temperaturcluster

Bei der Auswertung der Temperaturcluster ist offensichtlich, dass in Abhängigkeit von der gewählten Schranke immer nur eine Jahreszeit von Interesse ist: bei Frost und Eistagen (0 °C - Schranke) der Winter, für die übrigen Schranken der Sommer. Bei den Temperaturdaten zeigt sich in der Clusteruntersuchung ein Trend zu mehr Wärme-Clustern und weniger Kälte-Clustern, also insgesamt ein Trend zu höheren Temperaturen. Dieser Trend ist in den Wintermonaten (Rückgang der Zahl der Kälte-Cluster) am deutlichsten.

Abb. 5.16 zeigt die C1E1 Cluster von Frosttagen und stellt damit ein reines Auszählen der Einzelereignisse dar. Man erkennt im November einen positiven Trend im südlichen Rheinland-Pfalz sowie im Norden (bei allerdings mäßiger Abdeckung des Gebietes mit Temperaturstationen), die Zahl der Frosttage nimmt hier also zu. Ansonsten überwiegen negative Trends, die sich im Winter verstärken und sich praktisch über das gesamte Untersuchungsgebiet ausbreiten. Die Zahl der Frosttage nimmt also großflächig ab. Dies gilt auch für die Frühjahrsmonate März und April, wobei im April die Stärke der Trends abnimmt und einige Stationen in Hessen positive Trends aufweisen. Auffällig sind die Trends an der Station Pirmasens. Diese zeigt sogar im Februar und März ansteigende Trends. Als Grund hierfür kommen auch Inhomogenitäten in der Zeitreihe in Frage, da es in Pirmasens im betrachteten Zeitraum eine Stationsverlegung gegeben hat.

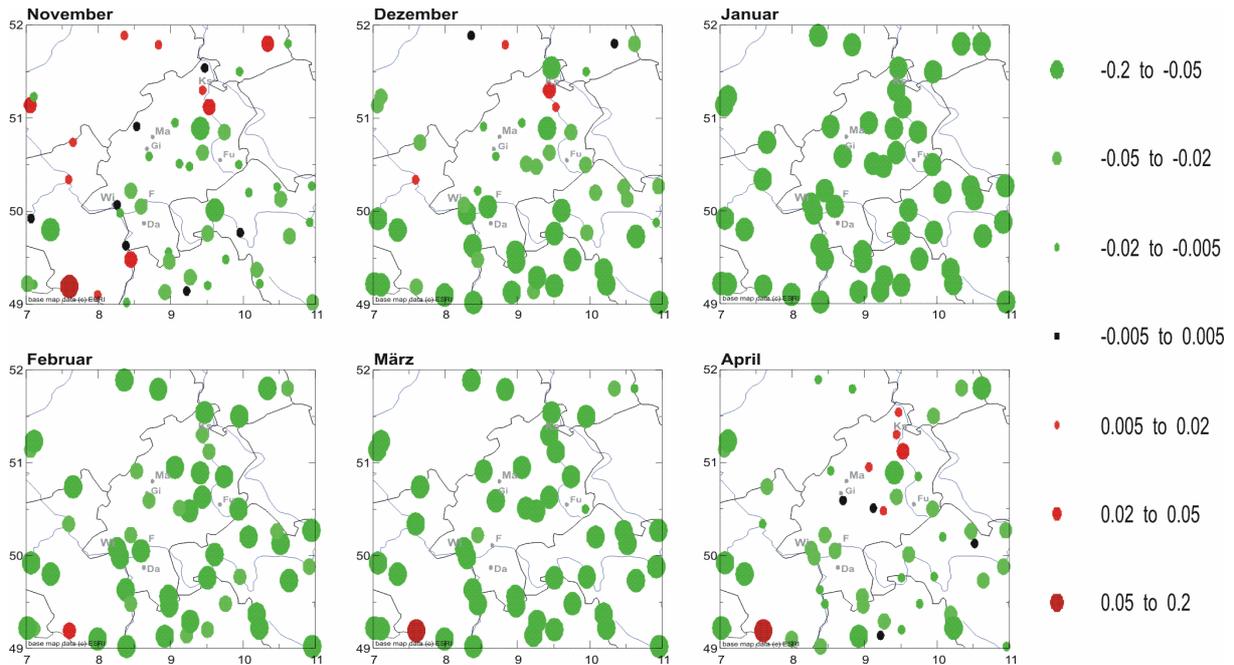


Abb. 5.16: Stärke des Trends der Anzahl der Cluster von Frosttagen ($T_{\min} < 0 \text{ °C}$) mit einer Länge von 1 Tag und 1 Extremereignis (Gesamtzahl der Extremereignisse); monatlich für das Halbjahr November bis April; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

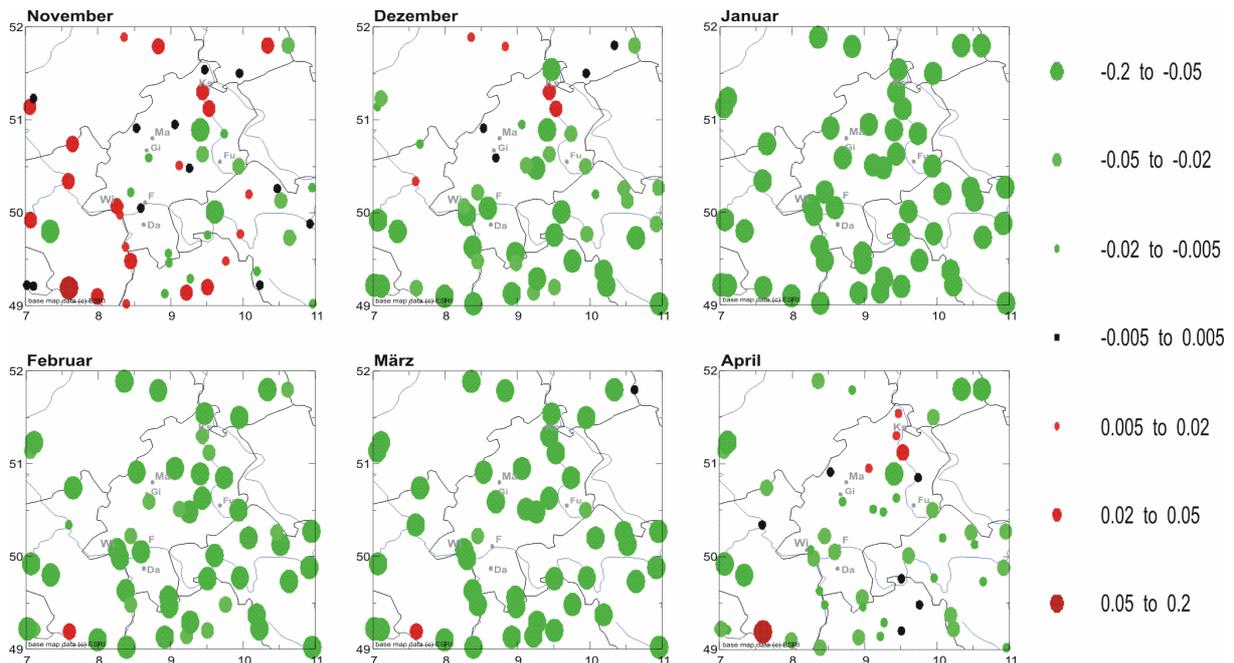


Abb. 5.17: Stärke des Trends der Anzahl der Cluster von Frosttagen ($T_{\min} < 0 \text{ °C}$) mit einer Länge von 3 Tagen und mindestens 2 Extremereignissen; monatlich für das Halbjahr November bis April; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Abb. 5.17 zeigt, wiederum für das Halbjahr November bis April, den Trend der Zahl der C3E2-Cluster unter der Schranke von 0 °C . Im November ist ein uneinheitlicher Trend der C3E2-Cluster zu erkennen, der allerdings stärker ist und großflächiger auftritt (insbesondere im Süden) als der Trend der Einzelereignisse. Dies könnte für einen Trend zu weniger wechselhaften Witterungen oder einem stärker dominierenden Jahresgang sprechen. In den Wintermonaten sieht man mit

Ausnahme einzelner Stationen einen Rückgang der Zahl der Cluster. Die Stärke dieses Trends ist auch im März sehr stark (früherer Frühlingsbeginn) und hält bis in den April an. Im Mai (hier nicht dargestellt) schwächt sich dieser Trend ab, da in diesem Monat ohnehin nur wenige Kälte-Cluster auftreten.

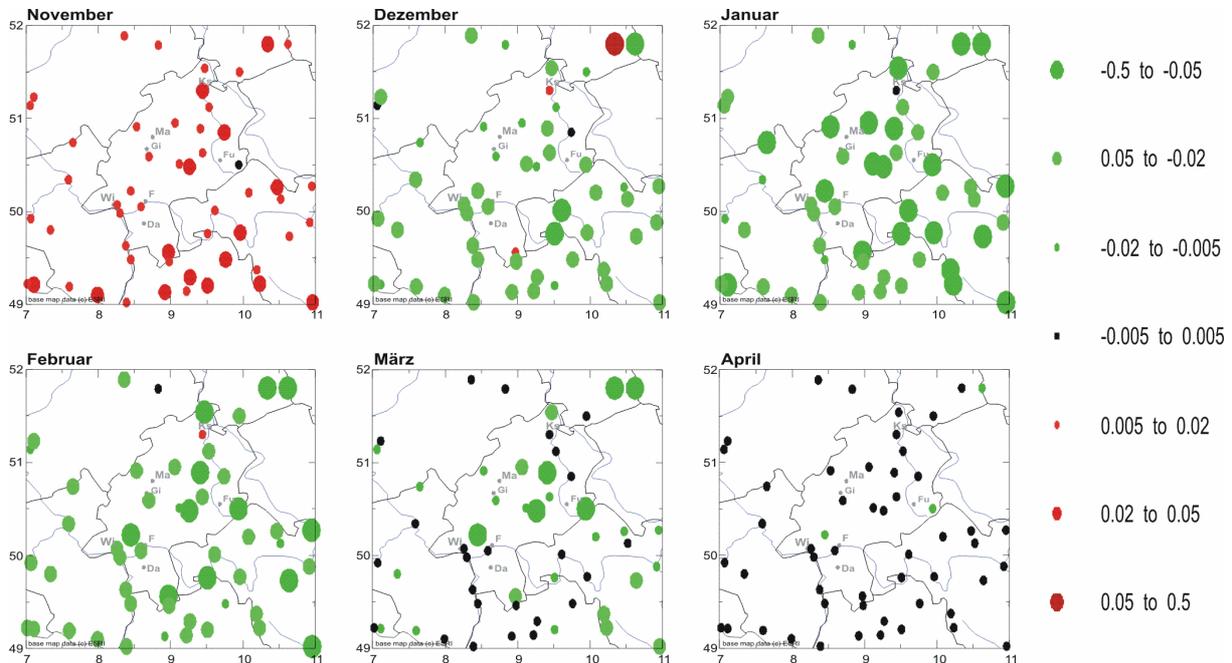


Abb. 5.18: Stärke des Trends der Anzahl der Cluster von Eistagen ($T_{\max} < 0 \text{ °C}$) mit einer Länge von 3 Tagen und mindestens 2 Extremereignissen; monatlich für das Halbjahr November bis April; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Für die Zahl der Cluster der Eistage (Abb. 5.18) ergeben sich noch deutlichere Unterschiede zwischen dem November und den Winter- und Frühjahrsmonaten. Hier ist der November deutlich von positiven, die Wintermonate hingegen deutlich von negativen Trends dominiert. Im März zeigen nur noch Bergstationen deutlich negative Trends, an den übrigen Stationen treten schon keine Eistage mehr auf. Im April sind die Eistage und die Trends auch an den Bergstationen verschwunden.

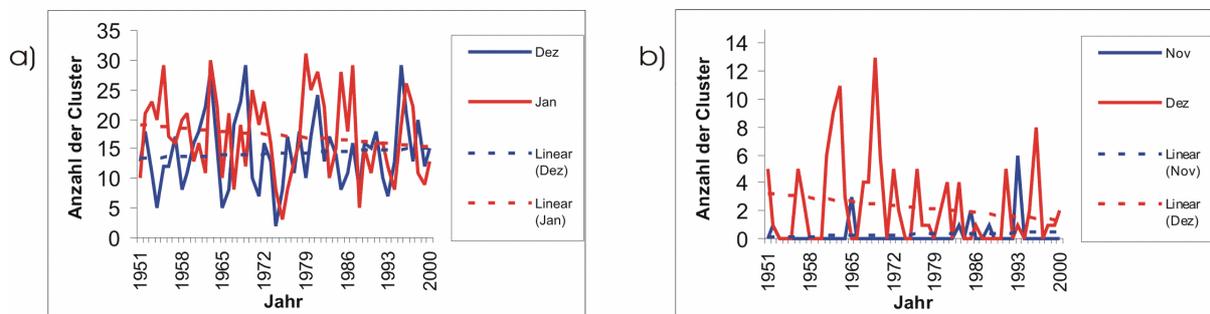


Abb. 5.19: a) Anzahl der C1E1-Cluster von Frosttagen ($T_{\min} < 0 \text{ °C}$) an der Station Kassel (51,32°N, 9,45°O); Monate Dezember und Januar mit linearem Trend. b) Anzahl der Cluster von Eistagen ($T_{\max} < 0 \text{ °C}$) mit 2 Extremereignissen in 3 Tagen an der Station Wiesbaden (49,76°N, 9,51°O); Monate November und Dezember mit linearem Trend.

In Abb. 5.19 wird der Verlauf der Anzahl der Frosttage bzw. Eistage am Beispiel der Stationen Kassel und Wiesbaden dargestellt. Teilabbildung a) zeigt die Trendumkehr

zwischen den Monaten Dezember und Januar an der Station Kassel, die an den übrigen Stationen häufig schon zwischen November und Dezember auftritt. In beiden Monaten sind dabei im Mittel etwa 15 Frosttage aufgetreten, allerdings schwankt diese Zahl von Jahr zu Jahr deutlich. Im Gegensatz dazu ist die Anzahl der Eistage in Wiesbaden (Teilabbildung b) im Dezember, insbesondere aber im November, deutlich geringer. Darüber hinaus sind die Trends hier auf Ausreißer zurückzuführen, die im November im den Jahren 1965 und 1994, im Januar in den Jahren 1963 und 1969 liegen.

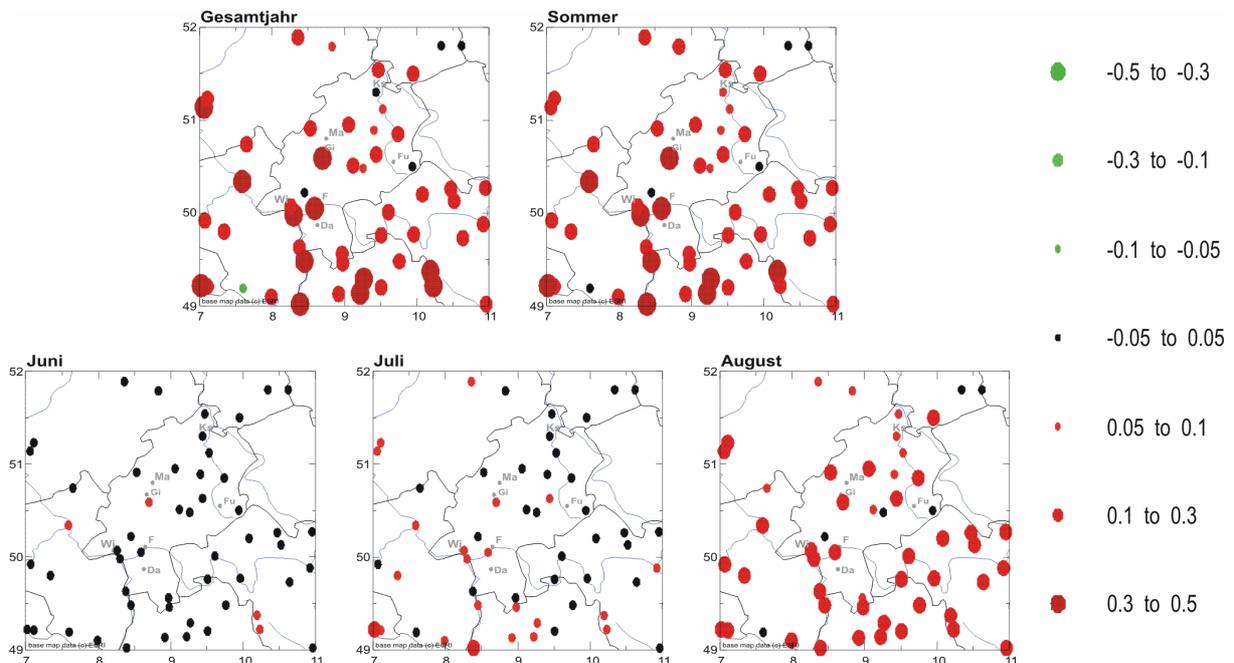


Abb. 5.20: Stärke des Trends der Zahl der Cluster der Maximaltemperaturen über der Schwelle von 25 °C mit der Länge 4 und mindestens 3 Extremereignissen; Gesamtjahr, Sommer sowie die Sommermonate; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

Die Abbildungen 5.20 bis 5.23 zeigen das Verhalten der C4E3-Cluster bei Temperaturdaten für obere Schranken, wobei in den Abbildungen 5.20 bis 5.22 die Trends in der untersuchten Region für die Schranken 25 °C, 30 °C und 35 °C, in Abb. 5.24 der Verlauf der Anzahl der Cluster am Beispiel der Station Frankfurt/M und in Abb. 5.25 der Vergleich verschiedener Cluster dargestellt sind.

In Abb. 5.20 zeigen der Gesamtjahres- und Sommertrend großflächig mehr Wärme-Cluster. Lediglich einzelne Bergstationen weisen einen negativen Trend auf, so der kleine Feldberg im Taunus, die Wasserkuppe, der Brocken und Clausthal-Zellerfeld sowie Stationen im Knüll, Vogelsberg und Pfälzerwald. Hier könnte man aus dem Rückgang der Wärme-Cluster auf niedrigere Temperaturen schließen.

Bei monatlicher Betrachtung ist dieser Trend im Juni kaum zu erkennen, im Juli erkennt man, insbesondere im Süden, schon schwache positive Trends, und im August ist die Stärke der Trends dann am größten. Die Zahl der Wärme-Cluster steigt hier am stärksten an.

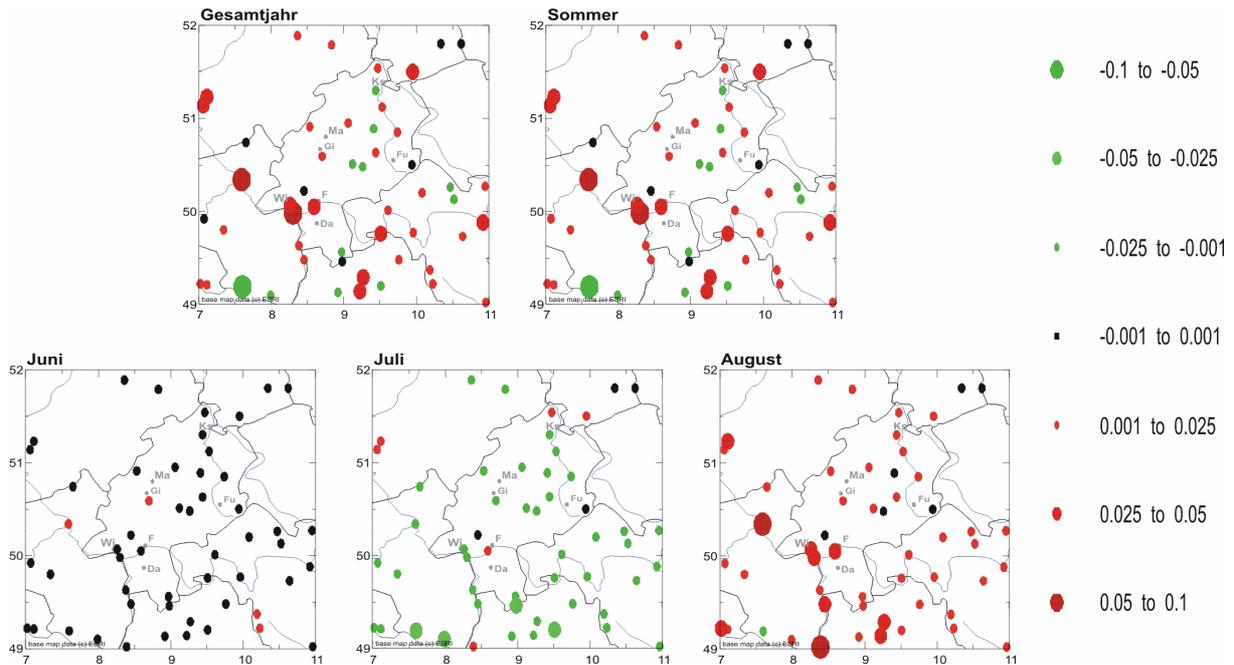


Abb. 5.21: Stärke des Trends der Zahl der Cluster der Maximaltemperaturen über der Schwelle von 30 °C mit der Länge 4 und mindestens 3 Extremereignissen; Gesamtjahr, Sommer sowie die Sommermonate; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

In Abbildung 5.21 sind die Cluster-Trends für das Gesamtjahr und den Sommer immer noch überwiegend positiv, allerdings sind die Trends im Juli und August entgegengesetzt. Während im Juli die Clusterzahl abnimmt, nimmt sie im August zu. Legt man die Schranke auf 35 °C, so zeigt sich für das Gesamtjahr und den Sommer im Süden des Untersuchungsgebietes eine Trendumkehr. Hier nimmt die Zahl der C4E3-Cluster deutlich ab. Im Norden des Untersuchungsgebietes sind dagegen keine Trends mehr zu erkennen.

Betrachtet man die monatliche Auflösung, so sind die negativen Trends sehr deutlich im Juli zu erkennen. Positive Trends zeigen sich im August noch an einigen Stationen entlang des Rheins und am Main. Insgesamt kann man aus den Abbildungen 5.20 bis 5.22 den Schluss ziehen, dass die Gesamtzahl der Wärmecluster zwar zunimmt, die Anzahl der extremen Wärmecluster jedoch abnimmt. Monatlich erkennt man dieses Verhalten auch im Juli, im August jedoch zeigen sich keine negativen Trends. Während der Juli also nur für niedrigere Schranken mehr Cluster aufweist und damit wärmer zu werden scheint, bei hohen jedoch ein Rückgang der Cluster zu beobachten ist, scheint der August insgesamt, also für alle Schranken, mehr Cluster aufzuweisen und somit wärmer zu werden.

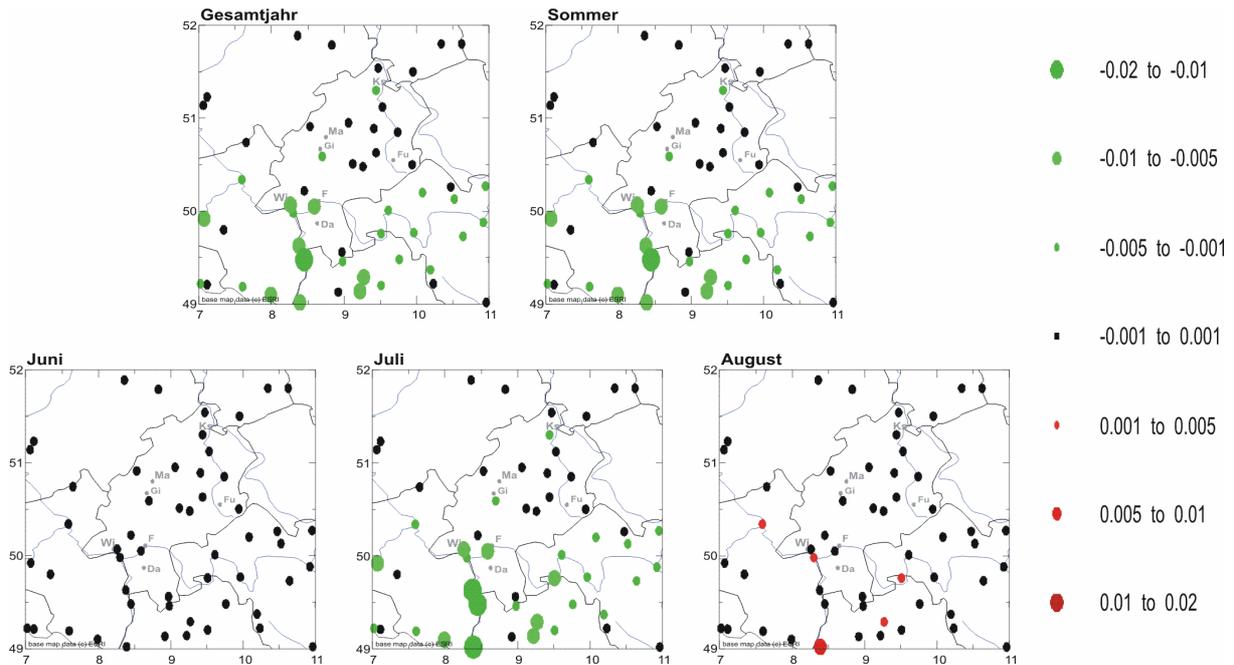


Abb. 5.22: Trend der Zahl der Cluster der Maximaltemperaturen über der Schwelle von 35 °C mit der Länge 4 und mindestens 3 Extremereignissen; Gesamtjahr, Sommer sowie die Sommermonate; rot: positiver Trend, grün: negativer Trend.

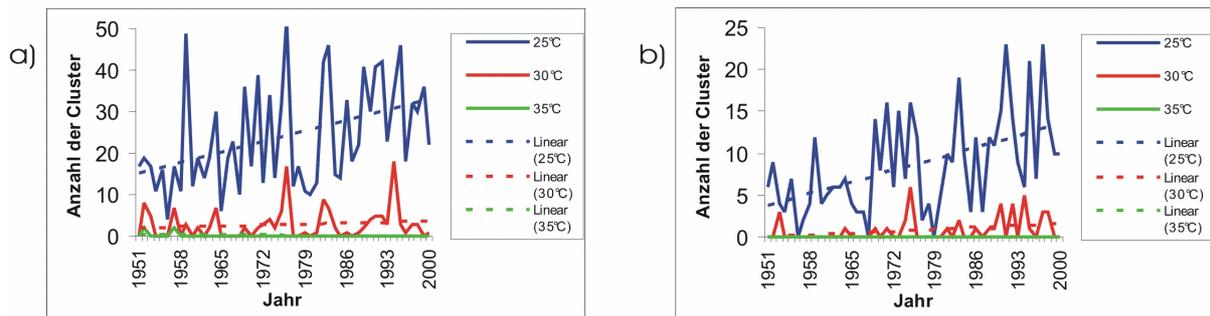


Abb. 5.23: Anzahl der Cluster der Maximaltemperaturen mit der Länge 4 und mindestens 3 Extremereignissen an der Station Frankfurt am Main (50,05°N, 8,59°O); a) Gesamtjahr für die Schranken 25 °C, 30 °C und 35 °C; b) August für die Schranken 25 °C, 30 °C und 35 °C.

Die Abbildungen 5.23 und 5.24 zeigen das Verhalten der Anzahl der Cluster am Beispiel der Stationen Frankfurt/M. und Hofheim, jeweils mit den zugehörigen linearen Trends. In Abbildung 5.23 erkennt man am Beispiel der C4E3-Cluster die Abnahme in der Stärke der Trends mit zunehmender Schrankenhöhe, und zwar sowohl für das Gesamtjahr (Teilabbildung a) als auch für den Monat August (Teilabbildung b). Auffällig im August ist insbesondere die Kurve der Clusterereignisse oberhalb der 30 °C-Schwelle, die hier fast ausschließlich in der zweiten Hälfte des Untersuchungszeitraumes eintreten, während für das Gesamtjahr eine in etwa gleichmäßige Verteilung (mit starken Schwankungen) erkennbar ist.

Abb. 5.24 stellt die Anzahl der Cluster für die verschiedenen Clusterdefinitionen einander gegenüber. Klar ist, dass die Anzahl der C1E1-Cluster, die ja die Gesamtzahl der Ereignisse darstellt, am größten ist. Es folgen mit etwa gleich vielen Clustern die C3E2- und C7E3-Cluster. Die C4E3-Cluster, bei denen auch die theoretische Eintrittswahrscheinlichkeit am niedrigsten ist, treten am seltensten auf.

Dies gilt sowohl für die 30 °C - Schranke (a) als auch für die 35 °C - Schranke (b), bei der an der Station Hofheim nur 1952 ein C4E3-Cluster auftritt.

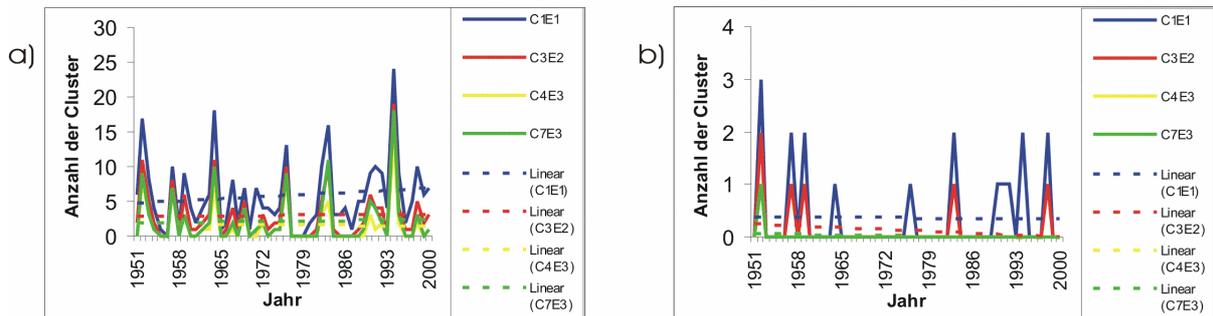


Abb. 5.24: Anzahl der Cluster der Maximaltemperaturen an der Station Hofheim (50,13°N, 10,52°O) über den Schranken 30 °C (a) und 35 °C (b); Cluster wie angegeben, jeweils mit linearem Trend.

Auf der mitgelieferten CD sind die Trendkarten für alle untersuchten Cluster-Schranken-Kombinationen verfügbar.

Literatur

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, Houghton, J.T., et al., eds.), 2001: Climate Change 2001. The Scientific Basis. Univ. Press, Cambridge.

Jonas, M., Staeger, T., Schönwiese, C.-D., 2005: Berechnung der Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten von Extremereignissen durch Klimaänderungen. Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben 201 41 254, im Auftrag des Umweltbundesamtes, Berlin; Bericht Nr. 1 Inst. f. Atmosphäre u. Umwelt, Univ. Frankfurt/Main.

Press, W. H. et al., Hrsg., 1992: Numerical Recipes, The Art of Scientific Computing. Cambridge University Press, Cambridge, New York.

Schönwiese, C.-D., 2000: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 3. Aufl., Borntraeger, Berlin/Stuttgart.

Schönwiese, C.-D., 2003: Klimatologie. 2. Aufl., Ulmer (UTB), Stuttgart.

Schönwiese, C.-D., Janoschitz, R., 2005: Klimatrend-Atlas Deutschland 1901-2000. Bericht Nr. 4, Inst. f. Atmosphäre u. Umwelt, Univ. Frankfurt/Main.

Schönwiese, C.-D., Staeger, T., Steiner, H., Brinckmann, S., 2005: Analyse der Klimaveränderungen in Hessen für den Zeitraum 1901 bis 2003. Abschlussbericht INKLIM 2012, Baustein II, Nr. 2004.090353876-3, im Auftrag des Hessischen Landesamts für Umwelt und Geologie, Wiesbaden; Publikation vorgesehen als Bericht Nr. 3, Inst. f. Atmosphäre u. Umwelt, Univ. Frankfurt/Main.

Staeger, T., 2003: Empirisch-statistische Analyse von Wechselbeziehungen zwischen Klimasystem und Anthroposphäre in neoklimatologischer Zeit. Bericht Nr. 107, Inst. Meteorol. Geophys., Univ. Frankfurt/Main.

Trömel, S., 2005: Statistische Modellierung von Klimazeitreihen. Bericht Nr. 2, Inst. f. Atmosphäre u. Umwelt, Univ. Frankfurt/Main.