

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/224795997>

Tornados in Deutschland

Conference Paper · January 1999

Source: DLR

CITATIONS

0

READS

192

3 authors, including:



[Klaus D. Beheng](#)

Karlsruhe Institute of Technology

55 PUBLICATIONS 1,313 CITATIONS

SEE PROFILE

Tornados in Deutschland

Nikolai Dotzek

1 Einleitung

Tornados sind Wirbelstürme, die von der Basis von Gewitterwolken bis zum Erdboden herabreichen, Durchmesser von 10 m bis z.T. über 1 km und tangentielle Windgeschwindigkeiten von bis zu 500 km h^{-1} aufweisen können. Ihre Schadenwirkung ist zwar auf eine relativ kleine Fläche beschränkt; das Schadenpotential von starken Tornados kann aber dem durch Extremniederschläge (z.B. Hagelunwetter, Überschwemmungen) entsprechen. Die extrem hohen Werte von Windgeschwindigkeit und -scherung im Innern des rotierenden Wolkenrüssels bedingen auch bei Massivbauten ein hohes Schadenrisiko. Tornados stellen damit eine starke Bedrohung dar, auch in Mitteleuropa, wo ihre Zahl geringer ist als im Tornado-Gürtel der USA. Aus diesem Grund ist es wünschenswert, eine möglichst vollständige Statistik der räumlichen und zeitlichen Verteilung von Tornados und verwandter Phänomene wie Gewitterböen (*downbursts*, Fujita 1981) zu gewinnen, um deren Wahrscheinlichkeit besser regional abschätzen zu können.

Die europäische Tornado-Klimatologie von Wegener (1917) ist noch immer ein herausragender Bericht der Tornadoforschung im frühen 20. Jahrhundert. Was Deutschland anbetrifft, war Wegeners Buch aber nicht das einzige Werk zu diesem Thema: schon in der Mitte des 19. Jahrhunderts begannen das öffentliche und wissenschaftliche Interesse an der Tornadoforschung zu wachsen. Martins (1850) legte einen ersten Katalog von Richtlinien zur Tornado- beobachtung vor. Nur etwa 20 Jahre später publizierte Reye (1872) eine umfangreichere und noch immer wertvolle Monographie über Tornados und Hurrikane, die bei den im Deutschen traditionell als Großtromben bezeichneten Tornados sowohl nationale als auch internationale Berichte berücksichtigte. Nach Wegener wurde die Trombenforschung u.a. von Letzmann (1937) weitergeführt, der Richtlinien zur Tornadoforschung präsentierte, die, ihrer Zeit weit voraus, noch immer aktuell sind (vgl. z.B. Peterson 1992a u. b, Dotzek et al. 2000). Auch Koschmieder (1940) war in dieser Richtung aktiv. Für die Zeit vor dem zweiten Weltkrieg kann die Aussage von Peterson (1992b, S. 166) bestätigt werden, die damalige Tornadoforschung sei innerhalb Europas intensiver als in den USA gewesen.

In den fünfziger und sechziger Jahren wurden Tornados jedoch mehr und mehr als seltene und fernliegende Forschungsobjekte betrachtet, obwohl gerade die Dekade von 1950 bis 1959 eine sehr große Zahl von Tornadomeldungen hervorbrachte. Ausgelöst durch einige starke Tornados in den späten sechziger und frühen siebziger Jahren (z.B. Nestle 1969) stieg das Interesse an Tornados bei Meteorologen in der Forschung wie beim Deutschen Wetterdienst DWD wieder an. Zusammen mit Arbeiten zum Gefährdungspotential von Großtromben für Kernkraftwerke (Jurksch u. Cappel 1976), Tiefflieger (Fuchs 1981) und im Verbund mit einer

Fallstudie (Fuchs u. Bock 1989) wurden auch klimatologische Daten zu Tornados im 20. Jahrhundert veröffentlicht. Auch der breiter gefasste Bericht von Christoffer u. Ulbricht-Eissing (1989) widmet sich in einem Abschnitt diesem Thema. Aus der Sicht von Rückversicherungen erarbeitete Berz (1980) eine Risikoanalyse basierend auf den Daten von Wegener (1917).

Diese und andere Untersuchungen erschienen jedoch breit gestreut in der wissenschaftlichen Literatur der Felder Meteorologie, Bauingenieur- und Forstwesen. Zudem wurden viele dieser Artikel in deutscher Sprache publiziert und daher in der englischsprachigen Welt meist übersehen. Diesen Eindruck vermitteln z.B. Goliger u. Milford (1997), die auf einander widersprechende Aussagen von DWD und Wegeners Monographie hinsichtlich der Tornado-Klimatologie in Deutschland hinweisen. In ähnlicher Lage befand sich Reynolds (1999), der nur sehr lückenhafte Daten für seinen Versuch einer aktualisierten europäischen Tornado-Klimatologie verwendete und zu irreführenden Aussagen gelangte.

Um einen aktuellen und verlässlichen Datensatz zu Tornados und den verwandten Downbursts zu gewinnen, wurde 1997 das Netzwerk TorDACH (<http://www.tordach.org>) in den Ländern Deutschland (D), Österreich (A) und Schweiz (CH) gegründet. Die Mitglieder dieses Netzwerks erarbeiten neben den einzelnen Länderklimatologien (z.B. Dotzek et al. 1998, Dotzek 2001, Holzer 2001) auch Fallstudien zu Einzelereignissen (z.B. Hannesen et al. 1998, Holzer 2000, Schmid et al. 2000a u. b, Hannesen et al. 2000).

Der vorliegende Übersichtsartikel stellt die für Deutschland gesammelten TorDACH-Daten zu Tornados auf der Basis der von Dotzek (2001) durchgeführten Analyse dar. Nach den Begriffsbestimmungen im Abschnitt 2 folgen im Abschnitt 3 statistische Informationen zur Klimatologie. Die Verteilung der Ereignisse in ganz Deutschland sowie ein Beispiel für eine regionale Häufung von Tornados, eine Tornado-Allee, wird im Abschnitt 4 dargestellt, bevor Abschnitt 5 die wesentlichen Aussagen bewertet und zusammenfasst.

2 Terminologie

Gemäß der von Alfred Wegener (1917) gegebenen Definition bezeichnet man jeden von einer starken Schauer- (Cu cong) oder Gewitterwolke (Cb) erzeugten, eng begrenzten und mehrheitlich vertikal verlaufenden starken Luftwirbel als Großtrombe oder Tornado, sobald dieser den Erdboden erreicht. Es ist dabei unerheblich, ob der Wirbel vom Boden aus zur Wolke emporwächst oder umgekehrt. Besteht (noch) keine Verbindung zwischen Erdboden und Wirbel, bezeichnet man diesen nur als Wolkenrichter oder Wolkenschlauch (*tuba*), denn wie bei einem voll ausgebildeten Tornado wird auch der Wolkenrichter meist durch Wasserdampfkondensation in seinem Innern als Wolkenfortsatz erkennbar (traditionell wurde dieses Phänomen als Blindtrombe bezeichnet). Weil ein zum Boden reichender Wirbel nicht immer durch Wassertröpfchen oder vom Boden aufgewirbelte Partikeln in voller Länge kenntlich ist, kann die Unterscheidung zwischen Wolkenrichter und Tornado mitunter erschwert sein. Dennoch ist das entscheidende Kriterium der kontinuierliche Verlauf des Wirbels von der

Wolke bis zum Boden. Die Begriffe Großtrombe und Tornado sind im Sinne dieser Definition Synonyme.

Eine Unterteilung der Tornados ergibt sich, je nachdem ob der erzeugende Gewittersturm eine Superzelle ist oder nicht. Superzellentornados (Klemp 1987) erreichen die höchsten Intensitäten und Lebensdauern aller Großtromben. Nicht-Superzellentornados (Wakimoto u. Wilson 1989) entstehen dagegen bevorzugt an Böenfronten oder anderen kräftigen Konvergenzlinien über Land oder sommerlich warmen Wasserflächen (Simpson et al. 1986), wenn Grenzschichtluft mit hoher Vorticity beim Heranziehen eines Gewitters in dessen Aufwindbereich gerät und damit einen Wirbel hervorruft, der von unten in die Wolke hineinwächst.

Downbursts (im Deutschen nicht ganz einheitlich als Gewitterböen, Linienböen oder Fallböen bezeichnet) sind mit Tornados insofern eng verwandt, dass sie gemeinsam mit einem Tornado aus ein und demselben Gewitter hervorgehen können (Fujita 1981). Beim Downburst stürzt relativ zur Wolke dichtere Luft zusammen mit dem Niederschlagsgebiet oder in dessen Nähe nach unten aus dem Cb heraus. Trifft diese Fallböe auf den Erdboden auf, breitet sie sich horizontal weiter aus und kann beträchtliche Schäden verursachen. Das Hauptunterscheidungsmerkmal zum Tornado ist, dass die herabfallende Luft *als Ganzes* normalerweise nicht rotiert. Weiterhin tritt bei Downbursts im Gegensatz zu Tornados auch kein Wolkenrüssel aus kondensiertem Wasserdampf auf.

Da es in Randbereichen des Downbursts am Boden durchaus vereinzelt zu Verwirbelungen der geradlinigen Strömung kommen kann, und weil gerade bei schwachen Tornados der Wolkenrüssel auch nicht immer voll ausgebildet ist, besteht zwischen Tornado- und Downburstschäden eine gewisse Verwechslungsgefahr. Häufig kann hier nur eine Untersuchung vor Ort unmittelbar nach dem Ereignis Klarheit schaffen (Letzmann 1937). Die dabei festgestellten Windschäden oder -geschwindigkeiten führen bei Tornados und Downbursts zur Einordnung in die TORRO- oder Fujita-Skala (Fujita u. Pearson 1973, Meaden 1976, Fujita 1981, vgl. Tab. 1, Abb. 5 und Anhang A).

Obwohl meteorologisch nicht unmittelbar mit Tornados verwandt, seien der Vollständigkeit halber auch die Kleintromben genannt. Unter diesem Begriff werden alle kleinräumigen Wirbel mit Bodenkontakt bezeichnet, die *nicht* mit einer Kumuluswolke in direkter Wechselwirkung stehen. Dazu werden die durch bodennahe Konvergenz und lokal kräftige Trockenkonvektion erzeugten Staub- und Wasserteufel gezählt, sowie rein dynamisch an lokalen Windscherungen gebildete Wirbel. Bei großer vertikaler Mächtigkeit der konvektiven atmosphärischen Grenzschicht können Kleintromben zwar bis in mehrere 100 m Höhe vordringen, ihre Intensität und Lebensdauer sind aber meist nur gering, weil keine Verbindung zur hochreichenden und langanhaltenden Feuchtkonvektion einer kräftigen Kumuluswolke besteht. Aufgrund ihrer geringeren Intensität findet im Innern dieser senkrechten Wirbel keine Kondensation von Tröpfchen statt. Aus Sicht einer Tornado-Klimatologie sind Kleintromben nur insofern interessant, als schwache Tornados manchmal fälschlich als Kleintromben registriert werden.

Die im Deutschen gebräuchlichen Oberbegriffe „Windhose“, „Trombe“ und „Wirbelsturm“ lassen sich dagegen nicht eindeutig zur Klassifikation von Tornados verwenden. Besonders der Begriff Wirbelsturm ist viel zu allgemeiner Natur, denn er bezeichnet auch die Zyklonen mittlerer und tropischer Breiten.

3 Klimatologie

Die Abbildungen 1-4 geben statistische Daten zu den derzeit 517 in der TorDACH-Datenbank enthaltenen Tornados von 1587 bis 1999 wieder. Es wurden nur Fälle berücksichtigt, die sich im Gebiet des heutigen Deutschland ereignet haben. Obwohl die Datenbasis im 20. Jahrhundert für die Zeiten des ersten und zweiten Weltkriegs und für Ostdeutschland aus der Zeit der deutschen Teilung noch Lücken aufweist, erlauben die TorDACH-Daten bereits aktualisierte Aussagen zu der von Alfred Wegener (1917) vorgestellten Klimatologie.

3.1 Zeitreihe der Tornadomeldungen

Wie Abbildung 1a zeigt, liegen aus der Zeit vor 1780 nur vereinzelte Berichte von Tornados vor. Nach dieser Zeit wurden aber schon etwa 3 bis 7 Tornados pro Dekade bekannt. Aus Abbildung 1b geht hervor, dass ab 1870 ein weiterer starker Anstieg der Tornadomeldungen zu verzeichnen war. Das wurde zum einen bedingt durch eine wachsende Zahl wissenschaftlicher Veröffentlichungen zu diesem Themenkreis (z.B. Martins 1850, Reye 1872), zum anderen durch ein gestiegenes Interesse der Öffentlichkeit nach mehreren schweren und spektakulären Tornadoereignissen (z.B. 10. Juni 1858 bei Königswinter, 5. Juli 1890 bei Oldenburg, 1. Juli 1891 bei Anrath). Ein weiterer Tornado dieser Periode (1. Juli 1895 im Nagoldtal bei Calw) fand später in freier Form sogar literarische Würdigung: Hermann Hesse, der als junger Mann diesen Sturm miterlebt hatte, verarbeitete ihn im Jahr 1913 zu der Erzählung „Der Zyklon“.

Ein dekadisches Mittel der Daten aus Abbildung 1b beginnend im Jahr 1870 (ohne Berücksichtigung der vierziger Jahre des 20. Jahrhunderts aufgrund des zweiten Weltkriegs) führt auf 39 Tornadomeldungen pro Dekade mit einer großen Standardabweichung von 25 pro Dekade. Für Deutschland als Ganzes ($356\,984\text{ km}^2$) ergibt sich damit eine Wiederkehrdichte von 0.11 Tornados pro Jahr und $10\,000\text{ km}^2$. Diese entspricht in etwa den Werten aus der Schweiz und aus Österreich und ist ungefähr um einen Faktor 20 kleiner als im Tornado-Gürtel der USA. Es sollte bedacht werden, dass das Mittel über die Zeitreihe auch Jahrzehnte berücksichtigt, in denen mit großer Sicherheit nicht alle Fälle bekannt geworden sind. Somit sollten die angegebenen Werte eher als eine untere Schranke betrachtet werden. Eine statistische Argumentation zur Abschätzung der wahren Anzahl von Tornados wird im Abschnitt 5 vorgestellt.

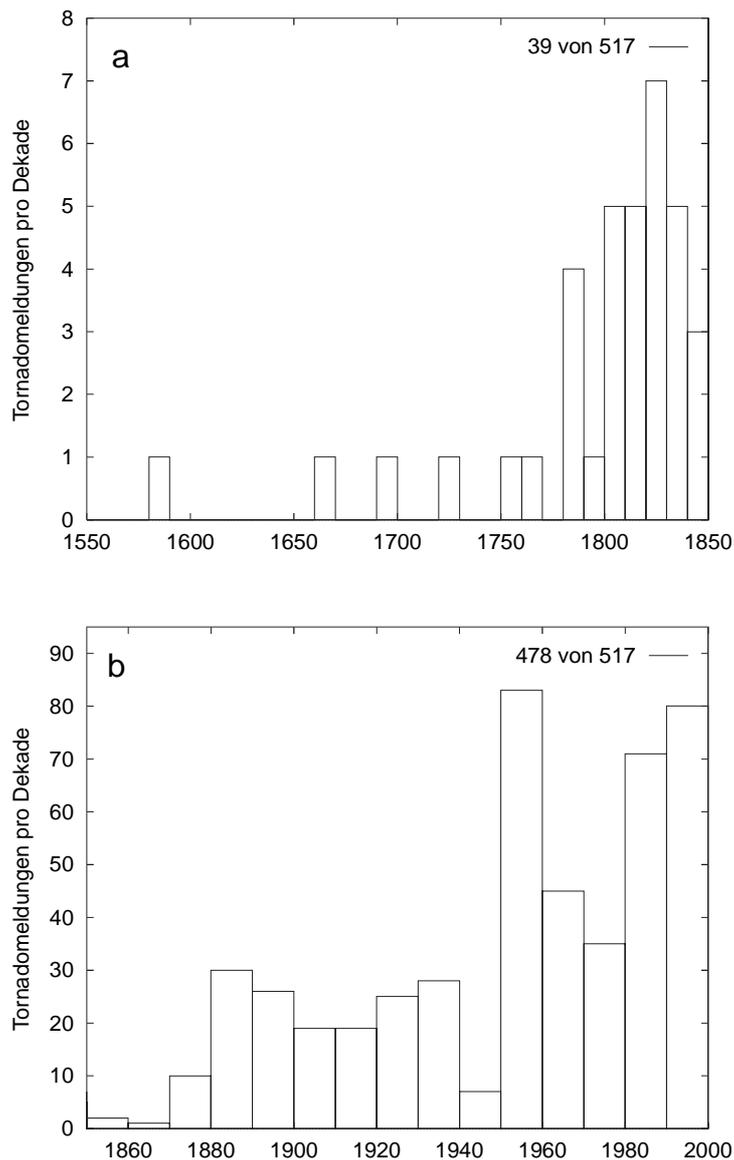


Abb. 1 Tornadomeldungen pro Dekade: von 1587 bis 1849 (a) und von 1850 bis 1999 (b). Man beachte die unterschiedlichen Skalen der Ordinaten.

Um die Vollständigkeit und Verlässlichkeit der Zeitreihe beurteilen zu können, ist ein Vergleich mit Daten aus Frankreich (Dessens u. Snow 1989) nützlich. Insbesondere zeigen die Autoren Brooks u. Doswell (2001, deren Abb. 2) einen Vergleich der französischen Zeitreihe der Tornadomeldungen mit der deutschen (den TorDACH-Daten auf einem etwas früheren Stand). Aufgrund der klimatologischen Ähnlichkeiten von Deutschland und zumindest den nördlicheren Regionen Frankreichs liegt die Annahme nahe, beide Zeitreihen sollten positiv korreliert sein. Aber obwohl beide Reihen das Minimum der Meldungen in den vierziger Jahren und deren Anstieg nach 1950 verzeichnen, ist die Korrelation vernachlässigbar.

Dies könnte auf systematische Unterschiede zwischen den beiden Zeitreihen hindeuten. Wahrscheinlicher ist aber der Schluss, dass in jedem der beiden Staaten noch immer eine große Zahl der aufgetretenen Tornados nicht erkannt oder nicht bzw. an unzugänglicher Stelle gemeldet und aufgezeichnet wird. So kann es sein, dass zwar für jedes Land einzeln betrachtet schon eine statistisch signifikante Untermenge der gesamten Ereignisse vorliegt, dass aber die

Erkennungswahrscheinlichkeit oder -effizienz als Funktion der Zeit stark zwischen Frankreich und Deutschland variiert. Mögliche Gründe wären hier unterschiedliche Bevölkerungsdichten und schwankendes öffentliches Interesse an durch Gewitter bedingten lokalen Sturmphänomenen. Eine Besonderheit, die nur für Deutschland zutrifft und in den fünfziger Jahren mit zu den vielen Tornadomeldungen geführt haben könnte, ist die Anwesenheit der US-amerikanischen Truppen, in deren Reihen viele Personen mit Tornados vertraut waren. Ebenso ist der erneute Anstieg der gemeldeten Ereignisse nach 1970 eher dem gewachsenen öffentlichen Bewusstsein zuzuschreiben als einem oft postulierten, aber hypothetischen Effekt der globalen Erwärmung.

Darüber hinaus liegen bislang noch kaum Auswertungen der durch Wind verursachten kleinräumigen Waldschäden hinsichtlich des Auftretens von Tornados oder Downbursts vor. Dieser und die vorgenannten Einflüsse auf die Entdeckungswahrscheinlichkeit von Tornados lassen lediglich erneut den Schluss zu, dass die wahre Zahl der Ereignisse die Menge der Meldungen noch bei weitem übersteigt. Dies gilt besonders für die schwachen und kurzlebigen Stürme.

3.2 Jahresgang

Für 496 von 517 gemeldeten Tornados in Deutschland ist das exakte Datum oder zumindest der Monat des Ereignisses bekannt. Die sich ergebende Verteilung zeigt Abbildung 2. Ein Maximum im Juli, d.h. im Hochsommer mit 27% aller Fälle tritt auf. Mehr als zwei Drittel der Tornados ereigneten sich von Juni bis August, und nur wenige Fälle wurden während des Winterhalbjahres verzeichnet.

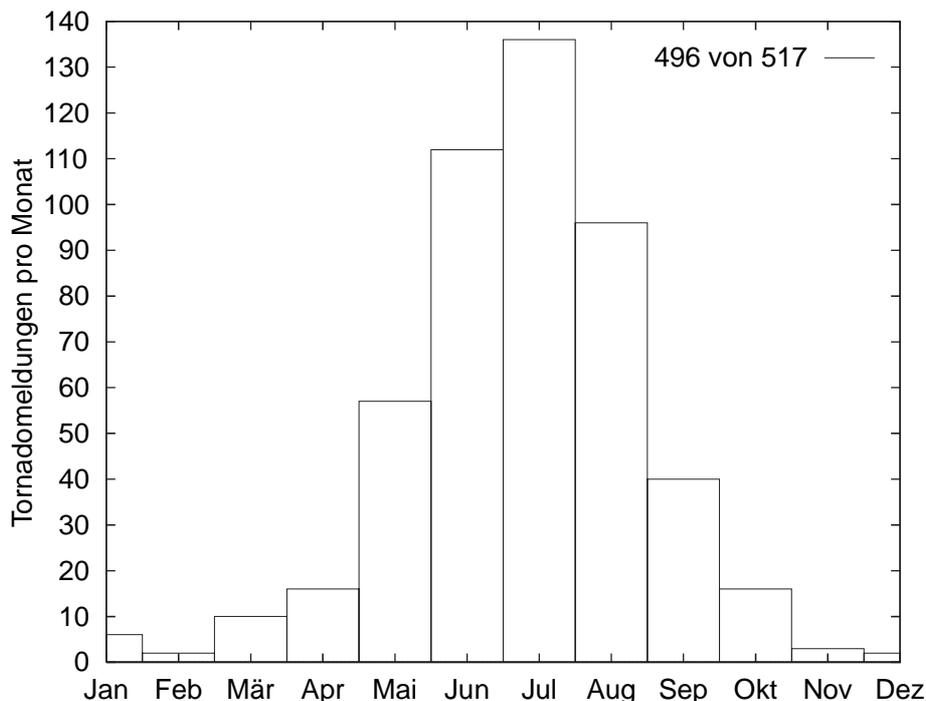


Abb. 2 Jahresgang der gemeldeten Tornados von 1587 bis 1999.

Wie schon von Wegener (1917) vermerkt wurde, ist diese Verteilung repräsentativ für Regionen des kontinentalen Mitteleuropa – die größte Häufigkeit von Tornados folgt dem Jahresgang der Gewitteraktivität, die ebenfalls ein Maximum zwischen Juni und August aufweist (vgl. Finke u. Hauf 1996, Hagen et al. 1999). Die im Winter aufgetretenen Fälle sind dagegen oft mit dem Durchgang kräftiger Kaltfronten innerhalb von Sturmzyklonen verbunden und ereignen sich vorzugsweise über dem flachen und homogenen Gelände der norddeutschen Tiefebene.

Die Monate Juli und August stellen darüber hinaus die wahrscheinlichste Zeitspanne für das Auftreten von Wasserhosen dar. Diese bilden sich nicht nur über der Nord- und Ostsee, sondern auch über großen Binnenseen. Der Bodensee ist hierfür das hervorstechendste Beispiel. Im Hochsommer erreichen die Wasseroberflächentemperaturen ihr Maximum und sogar schon eine zügige hochreichende Kumulus-Entwicklung (Cu cong.) kann genügen, in ansonsten ruhigem Wetter eine Wasserhosenbildung einzuleiten. In diesem Fall wird es sich meist um Nicht-Superzellentornados handeln, denen nur ein vermindertes Schadenpotential inneohnt.

3.3 Tagesgang

Auch bei der stündlichen Verteilung der Tornado-Aktivität in Abbildung 3 zeigt sich die Ähnlichkeit zum Tagesgang der Gewitteraktivität (Wegener 1917, Finke u. Hauf 1996, Hagen et al. 1999), wie dies schon in Abbildung 2 für die Monatsstatistik zutage trat. Die Verteilung hat ein breites Maximum zwischen 15:00 und 19:00 MEZ, d.h. 14:00 bis 18:00 UTC. Einschränkung macht sich bemerkbar, dass der Prozentsatz der Tornadomeldungen, die auch die Uhrzeit des Ereignisses nennen, deutlich kleiner ist als bei den vorher gezeigten Statistiken: nur 200 von 517 Meldungen enthalten diese wichtige Information. Die beobachtete Breite des Maximums erklärt sich hauptsächlich durch zwei Eigenschaften: erstens besteht manchmal eine Unsicherheit hinsichtlich der angegebenen Zeitzone. Hier bestehen die Möglichkeiten UTC, MEZ (d.h. UTC + 1 h) oder die Sommerzeit MESZ (UTC + 2 h). Als Standard wird in der TorDACH-Datenbank MEZ angenommen, um die Variation symmetrisch auf ± 1 h zu beschränken. Zweitens wurde in der vorliegenden Untersuchung auf eine jahreszeitabhängige Normierung der Tageslänge verzichtet, wie sie von Kelly et al. (1978) durchgeführt wurde. Aufgrund des starken Übergewichts der Fälle von Juni bis August, also in einer Zeit annähernd konstanter Tageslänge, erscheint diese Vereinfachung durchaus gerechtfertigt.

Das klar ausgeprägte Maximum der Tornado-Aktivität am späten Nachmittag und frühen Abend bleibt davon unberührt. Mehr als die Hälfte der Fälle tritt von 15:00 bis 19:00 MEZ auf. Der Anstieg der Tornadoereignisse beginnt etwa zur Mittagszeit, simultan mit dem Einsetzen der Gewitterbildung (Wegener 1917, Finke u. Hauf 1996). Das sekundäre Extremum zwischen 07:00 und 08:00 MEZ rührt von einigen Ereignissen mit mehrfacher Wasserhosenentstehung her. Aufgrund der relativ kleinen Datenbasis für den Tagesgang kann nur die Frage gestellt werden, ob es sich dabei um ein klimatologisches Faktum oder um eine rein zufällige Häufung handelt. Erst eine größere Anzahl von Tornadomeldungen mit Zeitangabe

wird offen legen, ob dies Submaximum erhalten bleibt oder verwischt wird. Ein physikalisches Argument, das ein Maximum der Wasserhosenaktivität am frühen Morgen unterstützt, wäre das folgende: über Wasserflächen, mehr noch über großen Binnenseen als über dem Meer, wird sich der größte Temperaturunterschied zwischen Wasseroberfläche und atmosphärischer Grenzschicht etwa zur Zeit des Sonnenaufgangs einstellen. Die daraus resultierende labile, feuchte Grundschicht wird sehr empfindlich auf einen konvektiven Antrieb durch Kumulus-Entwicklung in höheren Schichten reagieren. Zusätzlich bedingt ein sich nachts bildender Landwind einer Land- Seewind Zirkulation an der Grenze seines Einflusses über der Wasseroberfläche die Ausbildung von Konvergenzlinien. In diesen können sich flache Wirbel mit vertikaler Achse bilden, die im Verbund mit dem Aufwind unter kräftigen Kumuli zu Nicht-Superzellentornados führen können (Simpson et al. 1986, Wakimoto u. Wilson 1989).

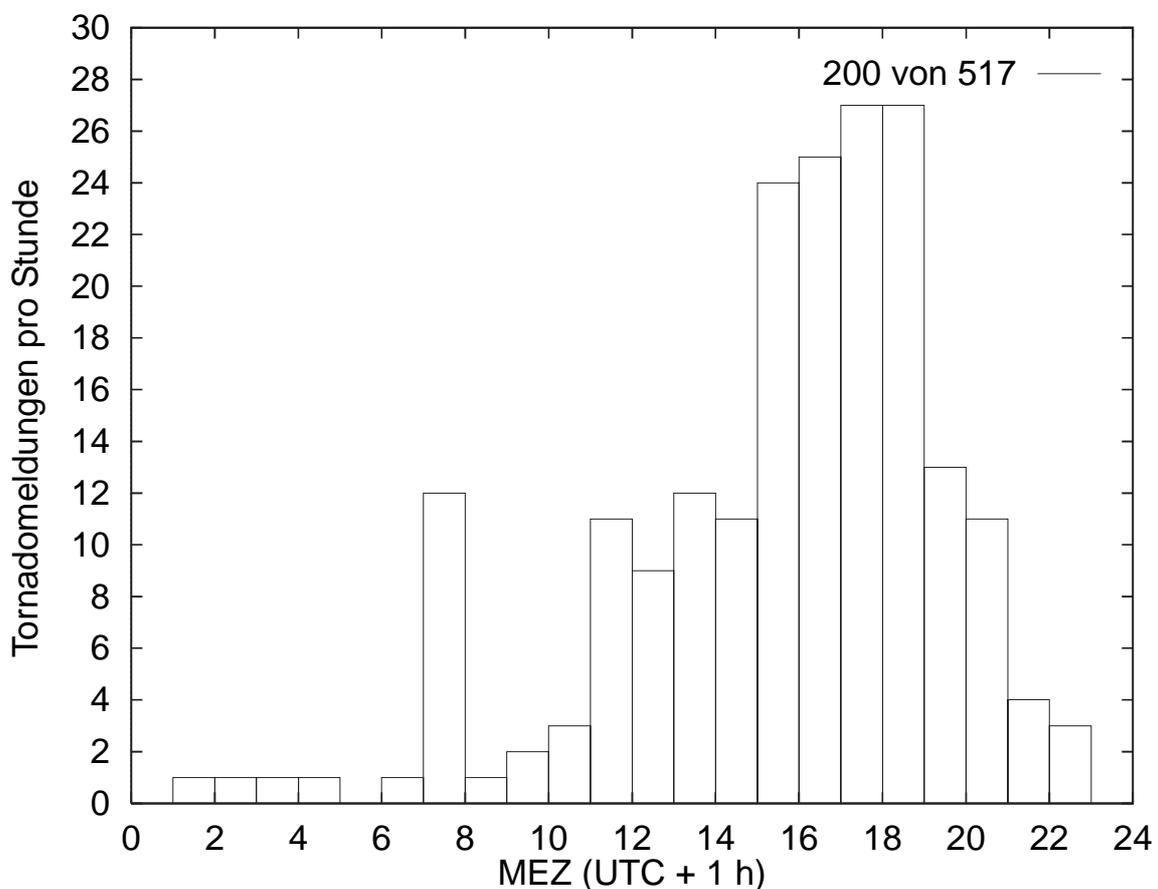


Abb. 3 Tagesgang der gemeldeten Tornados von 1587 bis 1999.

3.4 Intensitätsverteilung

Die Wahrscheinlichkeitsdichte der Tornado-Intensität als Funktion ihrer Einstufung auf der TORRO- bzw. Fujita-Skala (vgl. dazu Tab. 1, Abb. 5 und Anhang A) zeigt Abbildung 4. Auf der Abszisse ist nur die T-Skala aufgetragen, aber wie in Tabelle 1 dargestellt, sind in der Praxis T- und F-Skala deckungsgleich bei Beachtung der Tatsache, dass die T-Skala doppelt so fein abgestuft ist wie die F-Skala. Daher entsprechen die Stufen T0 und T1 der TORRO-Skala der Stufe F0 auf der Fujita-Skala, T2 und T3 entsprechen F1, usf. Dass eine Einstufung

nach der T-Skala einen Wert auf der F-Skala impliziert, aber nicht umgekehrt, ist die Ursache der unterschiedlichen Zahl der T- und F-Einstufungen in Abbildung 4. Denn die in der Arbeit von Fuchs (1981) aufgeführten 69 Tornados sind mit einer ungefähr der Fujita-Skala entsprechenden Intensitätsskala versehen, lassen aber keinen eindeutigen Schluss auf die feinere TORRO-Skala zu. Aus diesem Grund ist derzeit die Zahl der Tornados mit F-Einstufung etwa doppelt so groß wie derjenigen mit genauer T-Skalierung: 136 gegenüber 67 Fällen.

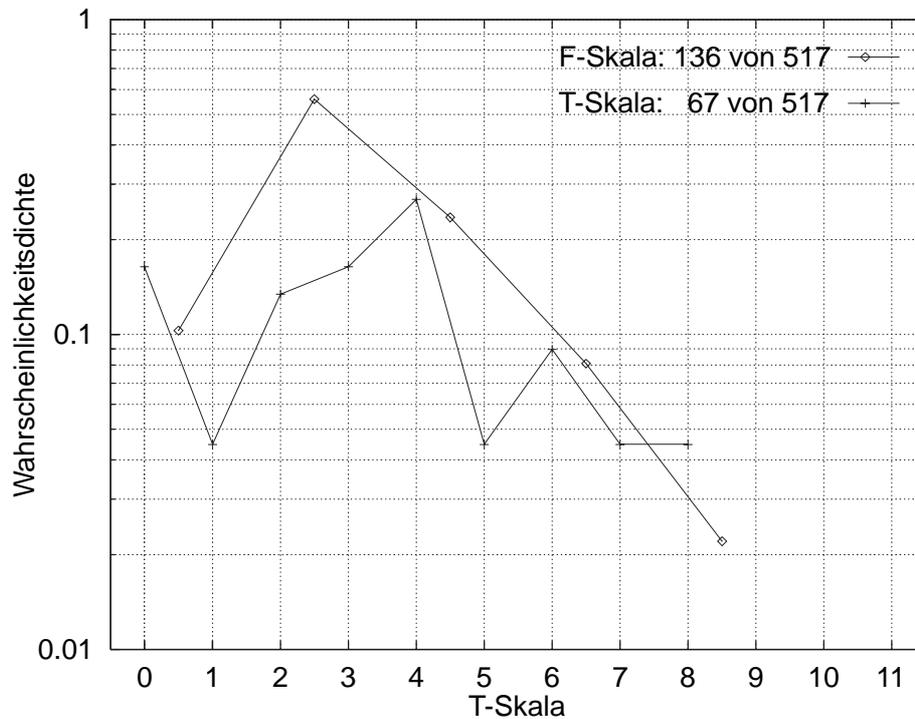


Abb. 4 Wahrscheinlichkeitsdichten der Tornado-Intensität über der T- (+) und F-Skala (◇). Die Datenpunkte zur Fujita-Skala liegen mittig zwischen den nach Tabelle 1 zugehörigen Stufen der TORRO-Skala. Derzeit liegen für etwa zweimal so viele Tornadoereignisse F-Einstufungen vor wie für die wesentlich feiner abgeteilte T-Skala.

Wie auch in den USA ist die Mehrzahl der deutschen Tornados schwach (d.h. T0-T3, entsprechend F0 und F1). Die höchste in Deutschland beobachtete Intensität war T8, F4. Allerdings könnten in der Menge der historischen und noch nicht eingestufted Tornados auch andere verheerende Ereignisse enthalten sein, die aufgrund geringer Bevölkerungs- und Siedlungsdichte am Ort ihres Auftretens trotz ihrer hohen Windgeschwindigkeit nur relativ geringen Schaden verursacht haben könnten. Dies Dilemma berührt bereits die noch anzusprechenden Schwierigkeiten bei der Einstufung von Tornados in Intensitäts- oder Schadenklassen.

Anhand der Intensitätskurve der Ereignisse mit F-Einstufung fällt in Abbildung 4 das ab F1 ungefähr linear-logarithmische Verteilungsgesetz auf, das bei Tornados in den USA ebenfalls beobachtet wird: Brooks u. Doswell (2001) geben ein mittleres Verhältnis der Wahrscheinlichkeitsdichten aufeinanderfolgender Tornado-Intensitäten F_{n+1} / F_n von etwa 0.36 für Superzellen-, und 0.10 für Nicht-Superzellentornados ab der Intensität F2 an. Die deutschen TorDACH-Daten liefern $F4 / F3 = 0.27$, $F3 / F2 = 0.34$ und $F2 / F1 = 0.42$. Obwohl bisher nur

für rund ein Viertel aller gemeldeten Tornados in Deutschland eine Bewertung nach der F-Skala vorliegt, zeigen die ermittelten Verhältnisse bereits eine unerwartet gute Übereinstimmung mit denen der US-amerikanischen Verteilung und deuten auf ein Übergewicht von Superzellentornados in Deutschland hin. Gleichwohl muss sich diese Ähnlichkeit auch auf einer in Zukunft vergrößerten Datenbasis beweisen, um mehr als nur diese vorläufige Interpretation zu erlauben.

Tabelle 1 TORRO- und Fujita-Skalen der Tornado-Intensität, hier in eine äquivalente Windgeschwindigkeit v umgerechnet. Das Geschwindigkeitsintervall Δv bezeichnet jeweils eine Stufe der T-Skala. Für Mitteleuropa gültige mittlere Schadensätze \bar{S} sind mit aufgetragen. Eine Beschreibung der Schäden erfolgt im Anhang A.

	Signifikant (significant)											
	Schwach (weak)				Stark (strong)				Verheerend (violent)			
Fujita	F0		F1		F2		F3		F4		F5	
TORRO	T0	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10	T11
v in m s^{-1}	17 – 25	25 – 33	33 – 42	42 – 51	51 – 61	61 – 71	71 – 82	82 – 93	93 – 105	105 – 117	117 – 130	130 – 143
v in km h^{-1}	76 ± 14	104 ± 14	135 ± 16	167 ± 16	202 ± 18	238 ± 18	275 ± 20	315 ± 20	356 ± 22	400 ± 22	445 ± 23	491 ± 23
Δv in m s^{-1}	8	8	9	9	10	10	11	11	12	12	13	13
\bar{S}_{Leicht} in %	0.05	0.10	0.25	0.80	3.0	10.0	30.0	90.0	100	100	100	100
\bar{S}_{Massiv} in %	0.01	0.05	0.10	0.25	0.80	3.0	10.0	30.0	60.0	80.0	90.0	95.0

Die Abbildung 4 zeigt auch, dass die Kurve über der feiner abgestuften T-Skala keinem solchen linear-logarithmischen Verteilungsgesetz folgt. Wie erwähnt haben 69 Tornados *nur* eine F-Einstufung und sind daher nicht eindeutig in diese Kurve zu integrieren. Neben der hieraus folgenden nahezu Halbierung der Datenbasis ist die T-Skala auch anfälliger für ungenaue Einstufungen: wenn z.B. viele T4 Tornados fälschlich als T5 registriert werden, wird ein real vorhandenes linear-logarithmisches Verteilungsgesetz nicht mehr von den Daten wiedergegeben. Solche Fehleinstufungen werden erst bei einer sehr großen Zahl von erfassten Ereignissen irrelevant, weil dann die genannten ± 1 -Fehler in der T-Klassifizierung mit hoher Wahrscheinlichkeit homogen über den gesamten Wertebereich verteilt sind. Während solche Fehleinschätzungen bei der F-Skala aufgrund des erheblichen Wirkungsunterschieds zwischen aufeinanderfolgenden Skalenstufen weniger wahrscheinlich sind, kann für die T-Skala erst nach sehr sorgfältiger Einordnung einer bedeutend größeren Zahl von Tornados als zum jetzigen Zeitpunkt mit einem glatten Verlauf der Intensitätsverteilung gerechnet werden.

Die Abschätzung der Tornado-Intensität erfolgt in der Praxis meist anhand der aufgetretenen Schäden, weil Messungen *in situ* angesichts potentieller Windgeschwindigkeiten bis ungefähr

500 km h⁻¹ kaum möglich sind. Typische Windschäden bei vorgegebener Windgeschwindigkeit lassen sich zwar angeben, sie sind aber stark von der Widerstandskraft von Bewuchs und Bebauung abhängig. Bestehen zwischen unterschiedlichen Ländern signifikante Unterschiede hinsichtlich der Konstruktion von Gebäuden oder der Baumpopulation in Wäldern, reichen einfache Richtwerte wie „Giebelwand eingestürzt“ oder „Bäume abgedreht bzw. entwurzelt“ nicht mehr zur klaren Einordnung in eine Stufe der TORRO- oder Fujita-Skala aus.

Das Finden einer einfachen, aber gleichzeitig universellen und eindeutigen Art zu Ermittlung der Tornado-Intensität stellt eine der aktuellen und wichtigen Forschungsfronten dar, nicht nur in Europa, sondern auch in den USA. Dort hatte Fujita (1992) schon einen Ansatz vorgestellt, die Stärke der Bausubstanz mit einzubeziehen und gelangte damit zur f-Skala, die für eine spezielle, definierte Gebäudestruktur (*strong framehouse*) mit der bekannteren F-Skala identisch wird. Dieser Ansatz, der in Abbildung 5 nach Fujita (1992, leicht modifiziert) dargestellt ist, hat aber bislang noch keine weite Verbreitung gefunden.

<u>Damage:</u> f scale	Little Damage	Minor Damage	Roof Gone	Walls Collapse	Blown Down	Blown Away	
	f0	f1	f2	f3	f4	f5	
<u>Windspeed:</u> F scale	17 m/s F0	33 F1	51 F2	71 F3	93 F4	117 F5	143
	61 km/h	119	184	256	335	421	515
To convert f scale into F scale, add the appropriate number ↓							
Weak Outbuilding	-3	f3	f4	f5	f5	f5	f5
Strong Outbuilding	-2	f2	f3	f4	f5	f5	f5
Weak Framehouse	-1	f1	f2	f3	f4	f5	f5
Strong Framehouse	0	F0	F1	F2	F3	F4	F5
Brick Structure	1	-	f0	f1	f2	f3	f4
Concrete Building	2	-	-	f0	f1	f2	f3

Abb. 5 Matrix der von Bausubstanz-Charakteristika abhängigen f-Skala nach Fujita (1992). Die Windgeschwindigkeiten wurden an Tabelle 1 angepasst. Auf eine Übersetzung der Begriffe wurde bewusst verzichtet.

Unabhängig von Fujitas Ansatz gaben Dotzek et al. (2000) eine andere Methode an, zumindest zwischen Leicht- und Massivbauten zu unterscheiden und verwendeten dafür die in der Versicherungsbranche wichtige Kenngröße des mittleren Schadensatzes \bar{S} , definiert als

$$\bar{S} \text{ in \%} = 100 \frac{\text{Schaden in €}}{\text{Neuwert in €}}$$

Die typischen Prozentsätze \bar{S}_{Leicht} für Leicht- und \bar{S}_{Massiv} für Massivbauten sind sowohl in Tabelle 1 als auch im Anhang A angegeben. Im Anhang erfolgt dazu auch die von Dotzek et al. (2000) erarbeitete verbale Beschreibung der T-Skala, die speziell auf mitteleuropäische Verhältnisse angepasst wurde. Die existierenden Beschreibungen von T- und F-Skala in englischer Sprache berücksichtigen dagegen sehr stark die in den USA typischen Gebäudeeigenschaften und sind für Europa nicht direkt anwendbar. Die in Abbildung 5 den meisten Raum einnehmenden Gebäudeklassen *outbuilding* und *framehouse* (Holzhaus) sind innerhalb Deutschlands eher selten anzutreffen.

4 Geographische Verteilung

Abbildung 6 zeigt die räumliche Verteilung der Tornadomeldungen in Deutschland und aktualisiert damit die von Wegener (1917, S. 87), Fuchs (1981, S. 9) und Christoffer u. Ulbricht-Eissing (1989, S. 73 ff.) gezeigten Karten. Auffällig ist zunächst zweierlei: erstens häufen sich die gemeldeten Ereignisse im Umfeld größerer Städte oder in Ballungsräumen (z.B. Berlin, Ruhrgebiet), zweitens ist die Dichte der Daten im Osten Deutschlands jenseits des ehemaligen Grenzverlaufs mit der DDR wesentlich geringer als im Westen. Lediglich der Berliner Raum macht hier eine deutliche Ausnahme.

Während die Zunahme der gemeldeten Tornadoereignisse bei steigender Bevölkerungsdichte ein bekanntes Phänomen aller existierenden Länderstatistiken zu Tornados ist, kann der Unterschied in der Bevölkerungszahl der westlichen und östlichen Bundesländer den gefundenen starken Gradienten der gemeldeten Tornados zwischen den beiden Regionen nicht erklären. Ebenso scheiden wirkliche klimatologische Unterschiede aus – die klimatischen Bedingungen und die Geländestruktur im Westen und Osten Deutschlands sind einander zu ähnlich, um hier zu signifikanten Unterschieden führen zu können. Die wahrscheinlichste Erklärung ist darin zu suchen, dass entweder in Ostdeutschland solche Ereignisse nicht in gleicher Weise wie im Westen gemeldet, registriert und aufgezeichnet wurden, oder dass diese Aufzeichnungen keinen wirkungsvollen Eingang in die wissenschaftliche Literatur gefunden haben. Regionale Statistiken von Forstbehörden oder Kommunen sind von *einer* zentralen Stelle her kaum zu sichten. Die unterproportionale Anzahl in den TorDACH-Daten enthaltener ostdeutscher Tornadofälle lässt derzeit noch keine genauere Regionalisierung der Tornadoverteilung zu. Vielmehr ist sie erneut ein klares Indiz dafür, dass die hier angegebene bundesweite Gesamtzahl von 517 Fällen immer noch eine deutliche Unterschätzung darstellt.

Wendet man sich dem Westteil Deutschlands zu, lassen sich dagegen einige regionale Besonderheiten ablesen. Die Dichte der Ereignisse ist in Norddeutschland am höchsten. Aufgrund des relativ homogenen Geländes können sich an Tagen mit tornadoträchtiger Wetterlage großflächig die Bedingungen entwickeln, die zur Tornadobildung notwendig sind: i) ein bedeutender Temperaturgegensatz zwischen bodennahen und höheren Luftschichten (aber nicht zwingend hohe Temperaturen am Boden!), ii) eine starke Zunahme und (meist Rechts-) Drehung des Windes in den untersten ca. 3 km über dem Erdboden. Die Wahrscheinlichkeit für

das Auftreten von Tornados einer bestimmten Stärke hängt dann sehr sensitiv von den Größenordnungen der beiden Faktoren und ihrem Verhältnis zueinander ab (vgl. Klemp 1987). Aus der Praxis der Flugwetterberatung hat auch Fuchs (1981) Kriterien für das Auftreten von Tornados in Deutschland abgeleitet. Einer der notwendigen Faktoren, die starke Strömung in wenigen Kilometern Höhe, ist im norddeutschen Tiefland mit Sicherheit öfter vorhanden als in den Mittelgebirgsregionen Süddeutschlands.

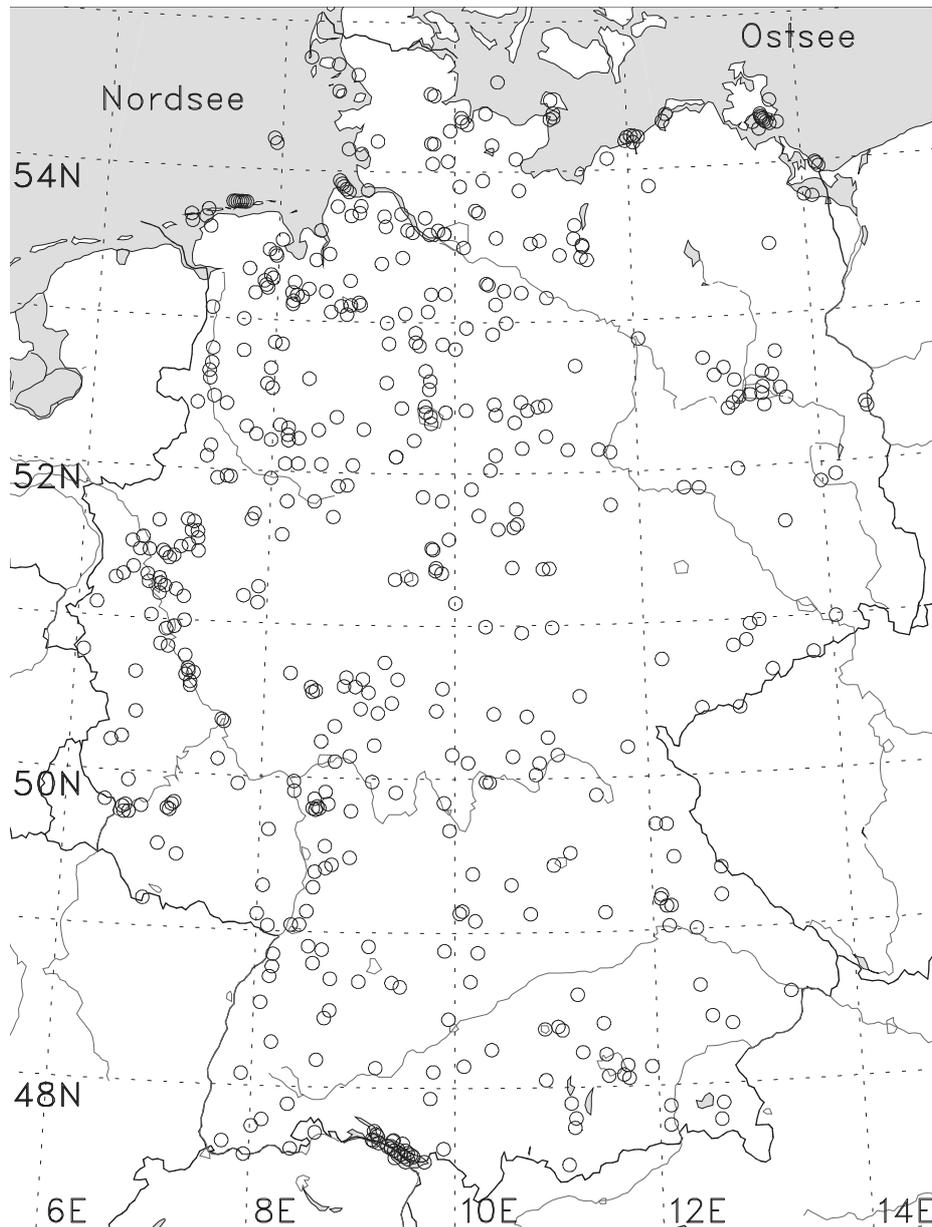


Abb. 6 Deutschlandkarte der bisher bekanntgewordenen Tornadoereignisse in der TorDACH-Datenbank. Waren Orte mehrfach betroffen, wurden die O-Symbole geringfügig verschoben (z.B. am Bodensee), um deren Datendichte besser kenntlich zu machen.

Aber auch in der Mitte und im Süden findet man lokal hohe Datendichten. Neben den vielen Meldungen aus dem Ruhrgebiet und dem Köln-Bonner Raum (die vermutlich auch der dort hohen Besiedlungsdichte zu verdanken sind), häufen sich die Ereignisse im Oberrheingraben,

um den Vogelsberg sowie im Hunsrück und an der Mosel. Dagegen enthalten die TorDACH-Daten gar keine Ereignisse aus der Region um das Rothaargebirge (bei etwa 51° N, 8.5° E).

Die Fälle von Wasserhosen auf dem Bodensee sind andererseits wiederum sehr zahlreich. Dies rührt allerdings mit daher, dass Nicht-Superzellentornados über Wasserflächen zur Bildung mehrerer Wolkenrüssel neigen, die gleichzeitig oder auch nacheinander auftreten können. Dieser Effekt tritt auch bei den Wasserhosen an den deutschen Küsten auf.

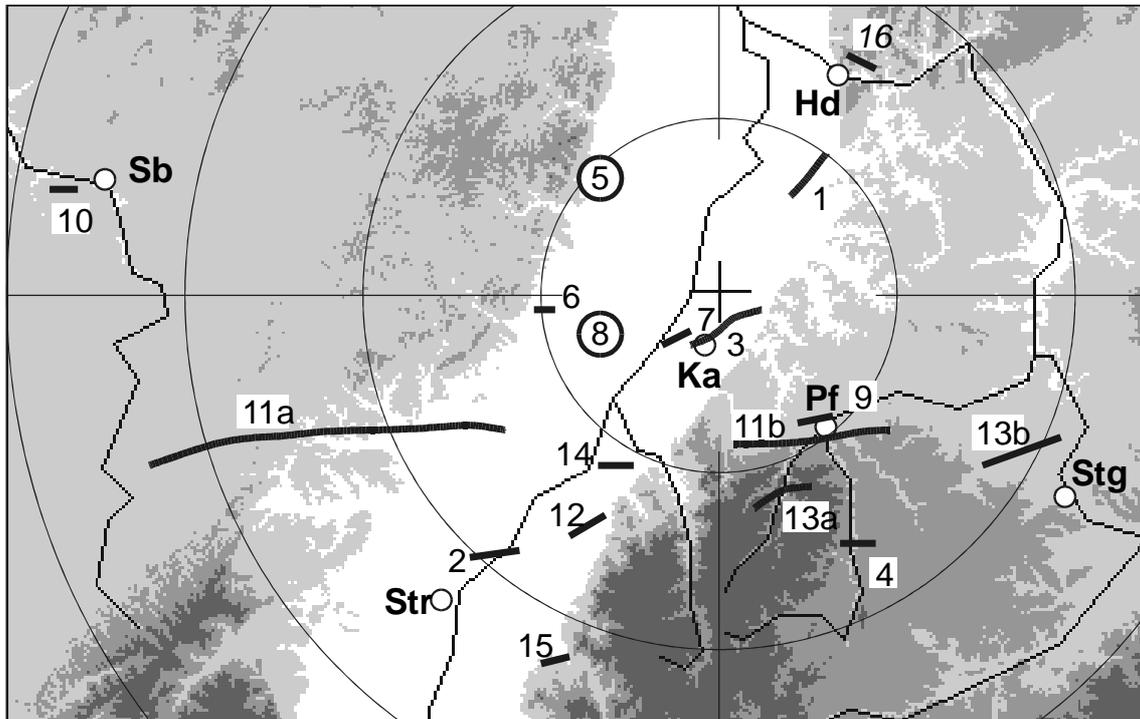


Abb. 7 Tornados am mittleren Oberrhein: 1) 29. Jul 1845, 2) 24. Mai 1878, 3) 4. Jul 1885, 4) 1. Jul 1895, 5) 11. Mai 1910, 6) Ende Sep 1913, 7) 7. Jun 1952, 8) 10. Aug 1959, 9) 13. Aug 1952, 10) 27. Apr 1960, 11a u. b) 10. Jul 1968, 12) 8. Mai 1985, 13a u. b) 23. Jul 1986, 14) 21. Jul 1992, 15) 9. Sep 1995, 16) 23. Jul 1996. Ka = Karlsruhe, Hd = Heidelberg, Sb = Saarbrücken, Str = Strasbourg, Stg = Stuttgart, Pf = Pforzheim. Zusätzlich sind alle 30 km Entfernungsringe um das Karlsruher Radar eingezeichnet. Höhenstufen alle 200 m von weiß (unter 200 m ü. NN) bis zu dunkelgrau (über 600 m ü. NN). Bei den Tornados 5 und 8 ist der Ort nur ungefähr bekannt.

Häufungsgebiete von Tornados in Mittelgebirgsregionen werden offenbar in entscheidender Weise von der komplexen Geländestruktur mit verursacht, die lokale Variationen von Hebung und Windscherung erzeugt. Bereits in Norddeutschland ergibt sich eine gewisse Tendenz zur Ballung der Ereignisse im Bereich der ersten flachen Hänge von Wiehen- und Wesergebirge sowie am Teutoburger Wald. Auch am Rand des Harzes findet man dafür Indizien. Die genannte erforderliche Windzunahme und Drehung mit der Höhe kann schließlich nicht nur durch starke Höhenwinde verursacht werden, sondern auch durch eine bodennahe Ablenkung und Verzögerung der Luftströmung. Weiterhin wird die erzwungene Hebung an orographischen Hindernissen einen gewissen Mangel beim vertikalen Temperaturgefälle als Auslöser für Konvektion wettmachen. Die beiden Fallstudien von Hannesen et al. (1998, 2000) widmen sich solchen Effekten auf die Bildung von zwei Tornados im Gebiet des Oberrheingraben. Diese Fälle sind in Abbildung 7 mit den Zahlen 15 und 16 markiert.

Wie Abbildung 7 weiter zeigt, ist speziell diese Region des mittleren Oberrheins von etwa Strasbourg bis Heidelberg relativ oft von Tornados betroffen. Es kommt hier nicht nur zu einer vermehrten Bildung, sondern auch zu einer Drängung der Ereignisse innerhalb eines schmalen Korridors vom Nordrand der Vogesen zum Schwarzwaldnordrand – einer Tornado-Allee. Eine solche „Allee“ wurde schon am französischen und schweizerischen Jura gefunden (Piaget 1976, Dessens u. Snow 1993), der klimatologisch mit dem Oberrheingraben und dem Hochrheintal eine Einheit hinsichtlich einer Luftmassenzufuhr aus der Mittelmeerregion bildet.

Zu den Tornados in Abbildung 7 gehört mit der Nummer 11 auch derjenige, der in Deutschland im 20. Jahrhundert mit einer Stärke bis zu T8, F4 einer der verheerendsten war: der Tornado von Pforzheim (11b) vom 10. Juli 1968 (Nestle 1969), dessen französischer Vorläufer als Tornado von Eschbourg (11a) geführt wird (Dessens u. Snow 1989). Hinweise auf die Ursachen dieser Tornado-Allee am Oberrhein wurden durch Radarbeobachtungen (Hannesen 1998) mit dem C-Band Doppler Radar im Forschungszentrum Karlsruhe und mesoskalige Simulationsrechnungen (Dotzek 1998 u. 1999) mit dem an der Universität Karlsruhe entwickelten KAMM-Modell (Adrian u. Fiedler 1991) gewonnen. Eine schematische Darstellung dieser wahrscheinlichen Prozesse der allgemeinen Verstärkung und Intensivierung der Konvektion am mittleren Oberrhein in Abhängigkeit von der Windrichtung (vgl. Gysi 1998) wird in Abbildung 8 vorgestellt.

Für die bei sommerlichen Gewitterlagen am häufigsten vorkommende geostrophische Südwestströmung zeigt Abbildung 8 die mesoskalige Umströmung der wesentlichen orographischen Strukturen Jura, Vogesen, Schwarzwald sowie Odenwald und Pfälzer Wald. Alle diese Mittelgebirge erreichen mehr als 600 m ü. NN (hellgrau getönte Gebiete), während der flache Boden des Rheintals im Bereich der Abbildung 7 nur auf etwa 100 bis 150 m ü. NN liegt. Wie durch die dicken Pfeile ersichtlich wird, werden die etwa 1 200 m hohen Vogesen umströmt. Der südliche Ast dieser Strömung wird zwischen Jura, Vogesen und Schwarzwald nach Norden umgelenkt, während der nördliche Ast durch die Zaberner Senke zwischen Nordvogesen und Pfälzer Wald von Westen her in das Rheintal einfließt. Beide Äste treffen etwa am mittleren Oberrhein wieder zusammen und bilden eine horizontale Konvergenzlinie (dick gestrichelt), an der beide Luftmassen einen Antrieb zum Aufsteigen erhalten. Der weitere Verlauf der Luftströmung erfolgt dann nach Norden im Rheintal und nach Osten ins Kraichgau zwischen Schwarz- und Odenwald.

Mit der südlichen Strömung erfolgt ab den Morgenstunden auch ein durch dünne Pfeile symbolisierter flacher Transport feucht-warmer Luft, der durch die früh einsetzende Sonneneinstrahlung auf die bewaldeten Osthänge der Vogesen gespeist wird. In dem in Abbildung 7 dargestellten Areal überlagern sich dann die genannten Effekte: zusätzlich zu der bei Südwestlagen im Sommer schon warmen Luft mediterraner Herkunft addiert sich der Beitrag bodennaher Verdunstung und Erwärmung und erhöht das vertikale Temperaturgefälle. Entlang der Konvergenzlinie entsteht Hebung und verstärkt schon bestehende Konvektion. Außerdem wird durch die kanalisierte bodennahe Strömung im Rheintal eine deutliche Windscherung

erzeugt, von Süd am Boden bis auf Südwest oder West in der Höhe. Wird diese Wetterlage von einer Kaltfront abgelöst, und der Höhenwind dreht noch weiter nach Nord, kann es zu schweren Gewittern mit Hagel, Downbursts oder auch Tornados kommen.



Abb. 8 Schema der atmosphärischen Grenzschicht im Oberrheingraben während synoptischer Südwestlagen. Dicke Pfeile: kanalisierte bodennahe Strömung, dicke gestrichelte Linie: horizontale Konvergenzlinie, dünne Pfeile: Advektion feucht-warmer Luft, beginnend am Osthang der Vogesen. Die Höhenlinien 200, 400 und 600 m ü. NN sowie das + entsprechen denen aus Abbildung 7.

Dass dies nicht bei jeder schwül-warmen sommerlichen Südwestlage (dem *Spanish plume*, Morris 1986) so extreme Auswirkungen zeitigt, liegt an den sehr speziellen Anforderungen an die Werte von thermischem Antrieb und Windscherung, die für schwere (Superzellen-) Ge-

witter notwendig sind. Im Fall des Pforzheimer Tornados von 1968 waren diese meteorologisch nahezu „ideal“. Glücklicherweise ist dies nicht der Normalfall.

5 Abschließende Bemerkungen

Die vorgestellten Ergebnisse einer Auswertung der TorDACH-Datenbank belegen das Vorkommen von Tornados in Deutschland als ein zwar extremes, aber nicht extrem seltenes Phänomen. Dabei wird deutlich, dass der in der Öffentlichkeit vorhandene Eindruck, es gebe in Deutschland oder sogar ganz Europa keine Tornados ebenso verkehrt ist wie die Annahme, Tornados seien in den USA stets verheerend, in Europa aber immer schwach. Bereits auf der Grundlage der hier analysierten Daten zeigt sich die enge Verwandtschaft der Tornado-Klimatologie in den USA mit der in Deutschland: in beiden Ländern sind etwa 75% aller Fälle schwach (F0, F1) und nur 2 bis 3% verheerend (F4, F5). Der einzige wirkliche Unterschied zwischen den USA und Europa scheint lediglich die *Gesamtzahl* der Ereignisse zu sein, die in den USA bei etwa 1 000 pro Jahr liegt.

Unter der Annahme, die Intensitätsverteilung der Tornados sei in der Tat in Deutschland die gleiche wie in den USA, kann eine grobe Hochrechnung der Gesamtzahl der in Deutschland pro Jahr zu erwartenden Tornados erfolgen. Seitdem in den USA auch den schwachen Tornados mehr Beachtung geschenkt wird, ist die Zahl der dort registrierten F0 Tornados deutlich angewachsen. Wie Brooks u. Doswell (2001) zeigen, gleichen die derzeit in Europa gefundenen Intensitätsverteilungen mit nur wenigen F0 Tornados denen der USA vor etwa 1950, während sich dort heute das linear-logarithmische Verteilungsgesetz bis zur Stufe F0 herab fortsetzt. Postuliert man dies auch für Deutschland, kann anhand der Steigung der Verteilung zwischen den Intensitäten F2 und F3 in Abbildung 4 die dazu passende Zahl der F0 Tornados berechnet werden. In diesem Intensitätsbereich entsprach die gefundene Steigung wie gezeigt am besten der US-amerikanischen. Wie von Dotzek (2001) gezeigt wurde, führt diese Extrapolation etwa auf eine zwanzigmal höhere Zahl von F0 Tornados als bisher bekannt und damit eine Verdreifachung der Gesamtzahl der Tornados in Deutschland. Statt der angegebenen 4 bis 7 Fälle pro Jahr käme man dann auf rund 10 bis 20 Ereignisse. Es ist also von großer Bedeutung für die Forschung in den nächsten Jahren, mehr Daten gerade zu den schwachen Tornados zu erhalten. Nur damit kann überprüft werden, wie realistisch die genannte Hochrechnung ist. Es mag kurios klingen, aber es sind gerade die Tornados, die kaum Schäden verursachen, von denen der größte Zugewinn an Wissen über die Tornado-Klimatologie in Deutschland zu erwarten ist. Leider werden aber genau diese Ereignisse oft nicht als Tornados erkannt oder wegen der geringen Schadenssummen nicht überregional bekanntgemacht, sondern erscheinen vielleicht lediglich als Randnotiz in lokalen Zeitungen.

Beim Aufbau einer zentralen Datenbank zu Tornados und Downbursts für Deutschland hat die Praxis der Zeit seit der Gründung TorDACHs im Jahr 1997 schon mehrfach bewiesen, dass die Netzwerkstruktur gut geeignet ist, zu einer belastbaren Datenbasis zu kommen. Die Erfordernisse, alle relevanten Daten in kurzer und prägnanter Form in die Datenbank einzufü-

gen hat zu dem von Dotzek et al. (2000) vorgeschlagenen Datenformat geführt. Einträge in die Datei werden flexibel gehandhabt, d.h. neue, nachträglich gewonnene Erkenntnisse zur Stärke eines bestimmten Tornados führen beispielsweise auch zu einem geänderten Wert der T- oder F-Klasse. Dies ist keineswegs selbstverständlich. In den USA existieren drei bedeutende Datenbanken zu Tornados, bei denen nicht immer eine solche Neueinschätzung stattfindet – eine einmal eingetragene Fehlinformation bleibt dort erhalten. Dies sollte bei der TorDACH-Datenbank von Beginn an vermieden werden.

Dass die Beiträge und Bewertungen zur Datenbank innerhalb des Netzwerks naturgemäß von unterschiedlichen Personen kommen, hat sich ebenfalls als hilfreich herausgestellt. Wie von Doswell u. Burgess (1988) dokumentiert wurde, bestünde bei der Einstufung der Tornado-Intensität einzelner Ereignisse durch stets ein und dieselbe Person die Gefahr eines systematischen Fehlers. Darüber hinaus trägt auch die Mehrfachnennung identischer Ereignisse durch mehrere „Knoten“ des Netzwerks dazu bei, Datenlücken zu schließen, neue Quellen zu erschließen und gewisse typische Fehler vieler Tornadomeldungen zu eliminieren (von denen der häufigste ist, den Tag des Bekanntwerdens des Ereignisses in den Medien zu notieren, und nicht den Tag des Ereignisses selbst). Dieser Prozess der Erhöhung und Sicherung der Datenqualität durch vielseitige Beiträge ist stetiger Natur und könnte von einer Einzelperson allein nicht geleistet werden.

Ein weiterer, schon von Doswell u. Burgess (1988) aufgeworfener und immer noch nicht befriedigend geklärt Punkt bei der Klassifikation von Tornados ist die Zuweisung eines treffenden Wertes der T- oder F-Skala. Es wurde bereits angesprochen, dass zwar beide Skalen die Intensität anhand der Windgeschwindigkeit messen sollten, dass aber beide *in der Praxis* anhand der verursachten Schäden einen Tornadofall mit den Intensitätsskalen verknüpfen. Schon allein für die Berücksichtigung unterschiedlicher Bausubstanz bei der Beurteilung der Schäden gibt es nur Ansätze (Fujita 1992, Dotzek et al. 2000), die Berücksichtigung unterschiedlicher Baumpopulationen und Bodeneigenschaften bei der Analyse von Waldschäden scheint noch völlig zu fehlen.

Aber auch andere Schwächen einer schadenorientierten Einstufung der Tornado-Intensität bleiben bestehen. Ein starker oder verheerender Tornado, der nur über freies Feld zieht verursacht geringe Schäden, weil *kaum etwas zum beschädigen* vorhanden ist. Ein schwacher Tornado, der auf Gebäude mit massiver Bausubstanz trifft verursacht geringe Schäden, weil durch ihn *kaum etwas leicht zu beschädigen ist*. In ähnlicher Weise bedingen Tornados mit sehr geringer Verlagerungsgeschwindigkeit Schäden, die mit denen von schnell vorüber ziehenden stärkeren Tornados vergleichbar sind. Und schließlich werden die F- und T-Skalen stets nur auf die höchste beobachtete Intensität bezogen, ganz gleich wie groß oder klein der Prozentsatz der Fläche mit dieser Intensität an der Gesamtfläche der Tornadospur ist. Allein das kurze Anreißen dieser ungeklärten Schwachpunkte beweist, warum die Intensitätseinschätzung der von Tornados oder Downbursts verursachten Windschäden heute eines der drängendsten Probleme der Tornadoforschung weltweit ist. In diesem Themenfeld kann die Forschung innerhalb Europas in den nächsten Jahren schon wirksam etwas beitragen, auch

wenn der Stand der Tornado-Klimatologie erst mittelfristig dem in den USA vergleichbar sein wird.

Das Hauptziel dieses Übersichtsartikels war jedoch zunächst eine aktualisierte Klimatologie der Tornadogewitter in Deutschland mit dem Zweck, eine Brücke von den Ergebnissen der Monographie von Wegener (1917) zur Gegenwart zu schlagen. In bezug auf Tages- und Jahresgang der Tornado-Aktivität konnten Wegeners Resultate bestätigt werden. Was die geographische Verteilung innerhalb Deutschlands anbelangt, wurden sie wesentlich erweitert. Die prägnantesten Resultate seien an dieser Stelle zusammengefasst:

1. Als untere Schranke findet man für Deutschland aus den jetzt vorliegenden Daten bei konservativer Interpretation im Mittel 4 bis 7 Ereignisse pro Jahr und eine Wiederkehrdichte von 0.1 bis 0.2 Tornados $\text{a}^{-1} 10^{-4} \text{ km}^{-2}$.
2. Im Jahresgang der Tornados liegt das Maximum im Juli mit 27% der Fälle. Die Aktivität ist aber generell von Anfang Mai bis Ende August hoch.
3. Der Tagesgang der Tornados zeigt ein Maximum von etwa 15:00 bis 19:00 MEZ und ein schwächeres, noch vorläufiges Extremum in den frühen Morgenstunden, das durch Wasserhosen an Hochsommertagen verursacht wird.
4. Die höchste im 20. Jahrhundert festgestellte Intensität war T8, d.h. F4, und die Intensitäten folgen einer hauptsächlich auf Superzellen-Aktivität hindeutenden linear-logarithmischen Verteilung, die der in den USA gefundenen aus der Zeit vor 1950 sehr ähnelt.
5. Die derzeit noch sehr kleine Anzahl gemeldeter schwacher Tornados, d.h. T0, T1 entsprechend F0, sowie die verringerte Datendichte in Ostdeutschland sind Indizien dafür, dass bis heute noch viele Tornados übersehen, nicht gemeldet oder fälschlicherweise als normale Sturmschäden klassifiziert wurden.
6. Eine Extrapolation basierend auf statistischen Argumenten ergibt, dass die „wahre“ Zahl der Tornados etwa dreimal so groß ist wie die oben angeführte Abschätzung. Dies führt auf 10 bis 20 Tornados pro Jahr bundesweit und 0.3 bis 0.6 Ereignisse $\text{a}^{-1} 10^{-4} \text{ km}^{-2}$.
7. Tornados scheinen dort gehäuft aufzutreten, wo am Boden Rauigkeitssprünge durch signifikante Änderungen der Geländehöhe oder Geländeart auftreten.
8. Drei klimatologisch unterschiedliche Gebiete mit Tornado-Aktivität können in Deutschland unterschieden werden: die Küstenregion mit der gesamten norddeutschen Tiefebene, die süddeutschen Mittelgebirgszonen, und schließlich das gesamte Areal des Oberrheingrabens im Südwesten, das wiederum mit Hochrhein und Jura eine Einheit bildet aufgrund der häufigen direkten Zufuhr schwül-warmer Mittelmeerluft.
9. Nur durch Zufall kam es in Deutschland durch Tornados bisher nicht zu einer größeren Zahl von Todesopfern. Dies ist vermutlich mit ein Grund, warum ihr Gefährdungspotential weithin unterschätzt wird.

Die Zukunft der Tornadoforschung in Europa hängt entscheidend davon ab, ob in den nächsten Jahren professionelle Institutionen, beispielsweise nach dem Vorbild des US-amerikanischen National Severe Storms Laboratory NSSL eingerichtet werden. Diese können dann Tornados und andere mit schweren lokalen Unwettern einhergehende Phänomene überwachen und analysieren sowie die Archive von Forstämtern und Kommunen nach vergangenen Ereignissen durchsuchen. Nach dem Aufbau solcher Kompetenzzentren kann dann in Zusammenarbeit mit den Wetterdiensten ein Kurzfrist-Vorhersage- und Warnsystem für potentiell unwettergefährliche synoptischen Situationen entstehen.

6 Literatur

- Adrian, G. u. F. Fiedler, 1991: Simulation of unstationary wind and temperature fields over complex terrain and comparison with observations. *Beitr. Phys. Atmos.* 64, 27-48
- Berz, G., 1980: Das Trombenrisiko in Europa nach Untersuchungen Alfred Wegeners. *Ann. Meteor.* 15, 74-76
- Brooks, H. u. C. A. Doswell, 2001: Some aspects of the international climatology of tornadoes by damage classification. *Atmos. Res.* 56, 191-202
- Christoffer, J. u. M. Ulbricht-Eissing, 1989: Die bodennahen Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland. 2. Aufl. *Ber. d. Deutschen Wetterd.* 147, Offenbach
- Dessens, J. u. J. T. Snow, 1989: Tornadoes in France. *Weath. Forecasting* 4, 110-132
- Dessens, J. u. J. T. Snow, 1993: Comparative description of tornadoes in France and the United States. *Geophys. Monogr.* 79, 427-434
- Doswell, C. A. u. D. W. Burgess, 1988: On some issues of United States tornado climatology. *Mon. Weath. Rev.* 116, 495-501
- Dotzek, N., 1998: Numerische Modellierung topographisch induzierter hochreichender konvektiver Wolken. *Ann. Meteor.* 37, 465-466
- Dotzek, N., 1999: Mesoskalige numerische Simulation von Wolken- und Niederschlagsprozessen über strukturiertem Gelände. *Diss. Univ. Karlsruhe*, 127 S. [<http://www.op.dlr.de/~pa4p/>]
- Dotzek, N., 2001: Tornadoes in Germany. *Atmos. Res.* 56, 233-252
[<http://www.tordach.org>]
- Dotzek, N., Hannesen, R., Beheng, K. D. u. R. E. Peterson, 1998: Tornadoes in Germany, Austria, and Switzerland. *Proc. 19th Conf. on Severe Local Storms, Minneapolis*, 93-96
- Dotzek, N., Berz, G., Rauch, E. u. R. E. Peterson, 2000: Die Bedeutung von Johannes P. Letzmanns „Richtlinien zur Erforschung von Tromben, Tornados, Wasserhosen und Kleintromben“ für die heutige Tornadoforschung. *Meteor. Z.* 9, 137-146. [<http://www.tordach.org>]
- Finke, U. u. T. Hauf, 1996: The characteristics of lightning occurrence in southern Germany. *Beitr. Phys. Atmos.* 69, 361-374
- Fuchs, D., 1981: Gefährdung des Tiefflugs durch Tornados. *Promet* 81(4), 8-10
- Fuchs, H. u. K.-H. Bock, 1989: Sturmschäden durch eine Groß-Trombe am 16. 3. 1989 im südlichen Düsseldorf. *Meteor. Rdsch.* 42, 17-24
- Fujita, T. T. u. A. D. Pearson, 1973: Results of FPP classification of 1971 and 1972 tornadoes. *Proc. 8th Conf. on Severe Local Storms, Denver*, 142-145
- Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.* 38, 1511-1534

- Fujita, T. T., 1992: Mystery of Severe Storms. *Univ. Chicago*, 298 S.
- Goliger, A. M. u. R. V. Milford, 1997: A review of worldwide occurrence of tornadoes. *Proc. 2nd European & African Conf. on Wind Engineering, Genova*, 107-114
- Gysi, H., 1998: Orographic influence on the distribution of accumulated rainfall with different wind directions. *Atmos. Res.* 47-48, 615-633
- Hagen, M., Bartenschlager, B. u. U. Finke, 1999: Motion characteristics of thunderstorms in southern Germany. *Meteor. Appl.* 6, 227-239
- Hannesen, R., 1998: Analyse konvektiver Niederschlagssysteme mit einem C-Band Dopplerradar in orographisch gegliedertem Gelände. *Diss. Univ. Karlsruhe*, 119 S.
- Hannesen, R., Dotzek, N., Gysi, H. u. K. D. Beheng, 1998: Case study of a tornado in the Upper Rhine valley. *Meteor. Z.* 7, 163-170. [<http://www.tordach.org>]
- Hannesen, R., Dotzek, N. u. J. Handwerker, 2000: Radar analysis of a tornado over hilly terrain on 23 July 1996. *Phys. and Chem. of the Earth, Part B* 25, 1079-1084
- Holzer, A. M., 2000: Untersuchung und Dokumentation von zwei Tornados in der südlichen Steiermark im Sommer 1998. *Wetter und Leben* 50, 103-114
- Holzer, A. M., 2001: Tornado Climatology of Austria. *Atmos. Res.* 56, 203-212
- Jurksch, G. u. A. Cappel, 1976: Gefährdung von Kernkraftwerken durch Tromben. *Ber. d. Deutschen Wetterd.*, 6 S.
- Kelly, D. L., Schaefer, J. T., McNulty, R. P. u. C. A. Doswell, 1978: An augmented tornado climatology. *Mon. Weath. Rev.* 106, 1172-1183
- Klemp, J. B., 1987: Dynamics of tornadic thunderstorms. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 19, 369-402
- Koschmieder, H., 1940: Über Tromben. *Wiss. Abh. Reichsamt Wetterd.* 6, 24 S.
- Letzmann, J. P., 1937: Richtlinien zur Erforschung von Tromben, Tornados, Wasserhosen und Kleintromben. *Int. Meteor. Org., Klimatol. Komm., Salzburg, Publ.* 38, Anlage XI, 91-110. [<http://www.tordach.org>]
- Martins, C., 1850: Anweisung zur Beobachtung der Windhosen oder Tromben. *Poggendorfs Ann. Phys.* 81, 444-467
- Meaden, G. T., 1976: Tornadoes in Britain: their intensities and distribution in space and time. *J. Meteor.* 1, 242-251
- Morris, R. M., 1986: The Spanish plume - testing the forecaster's nerve. *Meteorol. Mag.* 115, 349-357
- Nestle, R., 1969: Der Tornado vom 10. 7. 1968 im Raum Pforzheim. *Meteor. Rdsch.* 22, 1-3
- Peterson, R. E., 1992a: Letzmann's and Koschmieder's „Guidelines for Research on Funnels, Tornadoes, Waterspouts and Whirlwinds“. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 73, 597-611
- Peterson, R. E., 1992b: Johannes Letzmann: A pioneer in the study of tornadoes. *Weath. Forecasting* 7, 166-184
- Piaget, A., 1976: L' evolution orageuse au nord des Alpes et la tornade du Jura vaudois du 26 Août 1971. *Ber. Schweizer. Meteor. Anstalt* 35, 102 S.
- Reye, T., 1872: Die Wirbelstürme, Tornados und Wettersäulen in der Erdatmosphäre mit Berücksichtigung der Stürme in der Sonnen-Atmosphäre. *Carl Rümpler, Hannover*, 249 S.
- Reynolds, D. J., 1999: European tornado climatology 1960-1989. *J. Meteor.* 24, 376-403
- Schmid, W., Schiesser, H.-H., Furger, M. u. M. Jenni, 2000a: The origin of severe winds in a tornadic bow-echo storm over northern Switzerland. *Mon. Weath. Rev.* 128, 192-207
- Schmid, W., Schiesser, H.-H. u. A. Walker, 2000b: The Alps - a generator of tornadoes? *Preprints 1st Conf. on European Tornadoes and Severe Storms, Toulouse*, 1 S.

Simpson, J. S., Morton, B. R., McCumber, M. C. u. R. S. Penc, 1986: Observations and mechanisms of GATE waterspouts. *J. Atmos. Sci.* 43, 753-782

Wakimoto, R. M. u. J. W. Wilson, 1989: Non-supercell tornadoes. *Mon. Weath. Rev.* 117, 1113-1140

Wegener, A., 1917: Wind- und Wasserhosen in Europa. *Vieweg, Braunschweig*, 301 S.

Danksagung

Mein Dank gilt den Mitgliedern des Netzwerks TorDACH, besonders Alois Holzer (Österreich) und Willi Schmid (Schweiz), sowie allen Personen, die mit ihren Beobachtungen und Berichten zur derzeitigen Datenbasis beigetragen haben.

Unter der URL <http://www.tordach.org> erhält man aktuelle Informationen zu den hier dargestellten Themen und der Arbeit des Netzwerks TorDACH.

A TORRO-Intensitätsskala

Die folgende Zuordnung der T-Skala zur Windwirkung ist für mitteleuropäische Verhältnisse angepasst und deckt sich daher nicht völlig mit den eher für US-amerikanische Gegebenheiten gültigen Definitionen von Meaden (1976) oder der Beschreibung der F-Skala von Fujita (1981). Eine Zuordnung der für Zentraleuropa repräsentativen mittleren Schadensätze \bar{S}_{Leicht} und \bar{S}_{Massiv} für Leicht- bzw. Massivbauten (Dotzek et al. 2000) erfolgt ebenfalls.

T0 : Schadensätze: $\bar{S}_{\text{Leicht}} = 0.05\%$, $\bar{S}_{\text{Massiv}} = 0.01\%$. Leichte Gegenstände werden vom Boden abgehoben. Äste beginnen abzurechen, in Getreidefeldern ist der Zugweg erkennbar. Baugerüste können umstürzen, leichte Schäden an Markisen und Zelten auftreten. Dachziegel an exponierten Stellen können sich lockern. Keine Schäden an Gebäude-Tragwerken.

T1 : Schadensätze: $\bar{S}_{\text{Leicht}} = 0.10\%$, $\bar{S}_{\text{Massiv}} = 0.05\%$. Gartenmöbel und leichtere Gegenstände werden umgeworfen und können durch die Luft gewirbelt werden. Holzzäune werden umgeworfen. Windbruch an Bäumen. Leichte Schäden an Dachziegeln und Verblechungen. Geringe Schäden an Leichtbauten; keine strukturellen Schäden.

T2 : Schadensätze: $\bar{S}_{\text{Leicht}} = 0.25\%$, $\bar{S}_{\text{Massiv}} = 0.10\%$. Auch schwerere Gegenstände werden vom Boden aufgehoben und können zu gefährlichen Geschossen werden. Fahrzeuge und Anhänger können umgeworfen werden. Ziegel- und ungesicherte Flachdächer werden teilweise abgedeckt. Geringe bis mittelschwere Schäden an Leichtbauten; erste Schäden an strukturellen Elementen von Massivbauten möglich. An Bäumen werden einzelne starke Äste abgebrochen oder -geknickt, kleine Bäume entwurzelt.

T3 : Schadensätze: $\bar{S}_{\text{Leicht}} = 0.80\%$, $\bar{S}_{\text{Massiv}} = 0.25\%$. Einzelne größere Bäume werden entwurzelt. Zahlreiche Fahrzeuge und Anhänger werden umgeworfen. Ziegel- und ungesicherte Flachdächer erleiden größere Schäden. Mittelschwere Schäden an Leichtbauten; einzelne Schäden an strukturellen Elementen von Massivbauten. Fahrende Autos werden von der Straße gedrückt.

T4 : Schadensätze: $\bar{S}_{\text{Leicht}} = 3.0\%$, $\bar{S}_{\text{Massiv}} = 0.80\%$. Schwerer Windbruch an freistehenden Bäumen und in Wäldern. Große Schäden an Fahrzeugen und Anhängern. Hohe Gefährdung und Schäden durch herumfliegende Teile. Ganze Dächer werden abgedeckt. Schwere Schäden an Leichtbauten; zunehmend Schäden an strukturellen Elementen von Massivbauten, Einsturz von Giebelwänden möglich.

T5 : Schadensätze: $\bar{S}_{\text{Leicht}} = 10.0\%$, $\bar{S}_{\text{Massiv}} = 3.0\%$. Schwere Schäden an Dächern und Anbauten. Schwere Schäden an Leichtbauten; weiter zunehmende Schäden an strukturellen Elementen von Massivbauten. Vollständiger Einsturz einzelner Gebäude, vor allem landwirtschaftlich genutzter Konstruktionen und Lagerhallen. Kraftfahrzeuge werden hochgehoben.

T6 : Schadensätze: $\bar{S}_{\text{Leicht}} = 30.0\%$, $\bar{S}_{\text{Massiv}} = 10.0\%$. Leichtbauten werden in größerem Umfang zerstört. Schwere Schäden an strukturellen Elementen von Massivbauten. Einsturz einzelner Gebäude. Schwere Kraftfahrzeuge werden hochgehoben.

T7 : Schadensätze: $\bar{S}_{\text{Leicht}} = 90.0\%$, $\bar{S}_{\text{Massiv}} = 30.0\%$. Verbreitet völlige Zerstörung von Leichtbauten und schwere Schäden an Massivbauten. Einsturz zahlreicher Gebäude. Deutliche Entrindung stehen bleibender Bäume durch umherfliegende Trümmer.

T8 : Schadensätze: $\bar{S}_{\text{Leicht}} = 100\%$, $\bar{S}_{\text{Massiv}} = 60.0\%$. Schwere Schäden an Massivbauten. Verbreiteter Einsturz von Gebäuden, deren Einrichtung weit verstreut wird. Kraftfahrzeuge werden über große Strecken geschleudert.

T9 : Schadensätze: $\bar{S}_{\text{Leicht}} = 100\%$, $\bar{S}_{\text{Massiv}} = 80.0\%$. Überwiegend Totalschäden an Massivbauten. Züge werden von den Schienen gerissen. Totale Entrindung stehengebliebener Baumstämme.

T10: Schadensätze: $\bar{S}_{\text{Leicht}} = 100\%$, $\bar{S}_{\text{Massiv}} = 90.0\%$. Überwiegend Totalschäden an Massivbauten.

T11: Schadensätze: $\bar{S}_{\text{Leicht}} = 100\%$, $\bar{S}_{\text{Massiv}} = 95.0\%$. Überwiegend Totalschäden an Massivbauten. Unvorstellbare Schäden entstehen.