

Analyse und Simulation des orografisch bedingten Niederschlags über Mittelgebirgen

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

Heike Steller

November 2004

INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG

UNIVERSITÄT KARLSRUHE (TH)

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Zielsetzung	1
2	Stratifomer Niederschlag im Bereich von Mittelgebirgen	2
2.1	Strömungen im Bereich von Gebirgen	2
2.2	Brunt-Väisälä-Frequenz	3
2.3	Stratifomer Niederschlag	4
3	Modellbeschreibung	7
3.1	Strömungsberechnung	7
3.2	Niederschlagsberechnung	9
3.3	Initialisierung des Modells	11
4	Untersuchungsgebiete und Messdaten	12
4.1	Untersuchungsgebiete	12
4.2	Messdaten	16
4.2.1	Radiosondendaten	16
4.2.2	Daten der synoptischen Stationen (SYNOP)	16
4.2.3	Niederschlagsdaten der MIRIAM/AFMS2-Automaten	17
4.2.4	Niederschlagsdaten des RR-Kollektivs	17
5	Analyse von Niederschlagsereignissen	18
5.1	Auswahl der Niederschlagsereignisse	18
5.2	Berechnung und Mittelung von atmosphärischen Parametern	19
5.3	Statistische Zusammenhänge	22
5.3.1	Harz	22
5.3.2	Rothaargebirge	24
5.3.3	Nördlicher Thüringer Wald	26
5.3.4	Südlicher Thüringer Wald	27
5.3.5	Erzgebirge	35
5.4	Verlauf von Niederschlagsereignissen	36
6	Modellsimulationen	37
6.1	Sensitivitätsuntersuchungen	37
6.1.1	Glockenberg	38
6.1.2	Harz	46
6.1.3	Rothaargebirge	51
6.1.4	Südlicher Thüringer Wald	56
6.1.5	Nördlicher Thüringer Wald	61
6.1.6	Bewertung der Sensitivitätsanalysen	66
6.2	Simulation ausgewählter Niederschlagsereignisse	67
6.2.1	Rothaargebirge	68
6.2.2	Thüringer Wald	71
7	Zusammenfassung und Diskussion	74
	Literaturverzeichnis	74

1 Einleitung und Zielsetzung

Niederschlag ist für das menschliche Leben auf der Erde von besonderer Bedeutung. Das Ausbleiben ausreichender Niederschläge über einen längeren Zeitraum hat gravierende Folgen für Landwirtschaft, Schifffahrt, Kraftwerke und andere wirtschaftliche Bereiche.

Doch auch ungewöhnlich hohe Niederschläge können schwerwiegende Folgen haben. Fällt mehr Niederschlag, als der Boden kurzfristig aufnehmen kann, kommt es zu einem verstärkten Oberflächenabfluss. Abhängig von der Niederschlagsform und dem betroffenen Gebiet kann es zu großflächigen Hochwasserereignissen oder zu Sturzfluten, Murengängen und Hangrutschungen kommen. In Deutschland beträgt der durch extreme Niederschlagsereignisse verursachte volkswirtschaftliche Schaden im Durchschnitt 350 Mio Euro pro Jahr.¹

Eine genaue und rechtzeitige Vorhersage von Starkniederschlagsereignissen kann dazu beitragen, die auftretenden Schäden zu begrenzen. Ein bisher nicht befriedigend gelöstes Problem ist dabei die Vorhersage der Zunahme stratiformer Niederschläge im Bereich von Mittelgebirgen. Dies betrifft sowohl die Niederschlagssummen als auch ihre räumliche Differenzierung. Ein verbessertes Verständnis der Zusammenhänge zwischen atmosphärischen Parametern und der orografisch bedingten Niederschlagszunahme ist Voraussetzung für eine Verbesserung der Vorhersage in Zukunft.

In dieser Arbeit soll versucht werden, solche Zusammenhänge aus routinemäßig vom Deutschen Wetterdienst (DWD) gemessenen Daten abzuleiten. Da zu erwarten ist, dass diese Zusammenhänge auch von der Gebirgsform abhängen, werden die Untersuchungen für drei verschiedene Gebirge mit unterschiedlicher Höhe und Form durchgeführt: Harz, Rothaargebirge und Thüringer Wald. Außerdem wird ein von Kunz (2003) entwickeltes diagnostisches Niederschlagsmodell, das für den südwestdeutschen Raum mit den Mittelgebirgen Schwarzwald und Schwäbische Alb sowie den Vogesen auf französischer Seite gute Ergebnisse liefert, für die Simulation einzelner Starkniederschlagsereignisse verwendet.

In Kapitel 2 werden zunächst einige theoretische Grundlagen über Strömungsphänomene und die Zunahme von stratiformen Niederschlägen im Bereich von Mittelgebirgen zusammengefasst. Kapitel 3 gibt einen kurzen Überblick über das Niederschlagsmodell. Anschließend werden in Kapitel 4 die Untersuchungsgebiete und die verwendeten Messdaten beschrieben. In Kapitel 5 werden zuerst Erklärungen zur Auswahl der untersuchten Niederschlagsereignisse und zur Auswahl und Berechnung der untersuchten atmosphärischen Parameter gegeben. Darauf folgt die Darstellung der gefundenen Zusammenhänge zwischen Niederschlagszunahme und atmosphärischen Parametern in den einzelnen Gebieten. In Kapitel 6 werden zunächst die Sensitivitäten des verwendeten Modells auf verschiedene atmosphärische Parameter überprüft. Danach werden simulierte Niederschlagsfelder mit aus Messdaten interpolierten Niederschlagsfeldern verglichen. Kapitel 7 fasst die Ergebnisse der Arbeit nochmals kurz zusammen.

¹Mittel 1989-1998, bezogen auf das Preisniveau von 1998; nach Münchener Rück (1999)

2 Stratiformer Niederschlag im Bereich von Mittelgebirgen

2.1 Strömungen im Bereich von Gebirgen

Im Bereich von Gebirgen findet eine Störung der atmosphärischen Strömung statt, die von der Orografie und dem Zustand der Atmosphäre abhängt. Das Gebirge kann über- oder umströmt werden, die Strömung kann im Luv blockieren oder es können sich Schwerewellen bilden. Diese Störungen der Strömung beeinflussen auf unterschiedliche Weise die Niederschlagsbildung im Bereich von Gebirgen.

Die Navier-Stokes'sche Gleichung, die die Strömung beschreibt, lautet

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \vec{v} + 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \nabla \Phi + \alpha \nabla p - \alpha \nabla \cdot \vec{P} = 0 \quad (1)$$

wobei \vec{v} der Windgeschwindigkeitsvektor, $\vec{\Omega}$ der Vektor der Erdrotation, Φ das Geopotential, α das spezifische Volumen, p der Druck und \vec{P} der Navier-Stokes'sche Reibungstensor ist.

Es ist möglich, jeden Vektor von Gleichung (1) auszudrücken durch das Produkt aus Betrag und Einheitsvektor (Pichler, 1997):

$$\begin{aligned} & \left| \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} \right| \left(\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} \right)^* + |\vec{v} \cdot \nabla \vec{v}| (\vec{v} \cdot \nabla \vec{v})^* + |2\vec{\Omega} \times \vec{v}| (2\vec{\Omega} \times \vec{v})^* \\ & + |\nabla \Phi| (\nabla \Phi)^* + |\alpha \nabla p| (\alpha \nabla p)^* - |\alpha \nabla \cdot \vec{P}| (\alpha \nabla \cdot \vec{P})^* = 0. \end{aligned} \quad (2)$$

Dabei sind die mit einem Stern versehenen Vektoren dimensionslose Einheitsvektoren.

Für dynamische Ähnlichkeitsbetrachtungen wird der Betrag der Trägheitskraft ins Verhältnis zu den Beträgen der anderen Kräfte gesetzt.

Für die Untersuchung der Modifikation der Strömung im Bereich von Gebirgen ist vor allem das Verhältnis von Trägheitskraft zu Schwerkraft, die sogenannte Froude-Zahl Fr , interessant. Diese ergibt sich als:

$$Fr = \frac{|\vec{v} \cdot \nabla \vec{v}|}{|\nabla \Phi|}. \quad (3)$$

Die in dieser Gleichung auftretenden Größen können ausgedrückt werden durch das Produkt aus charakteristischer Größe (z.B. charakteristische Geschwindigkeit) und dimensionsloser Größe. Daraus ergibt sich nach Umformung:

$$Fr = \frac{U}{Nh}. \quad (4)$$

Dabei ist U die charakteristische Geschwindigkeit, h das charakteristische vertikale Längenmaß, N^{-1} die charakteristische Zeit und N die Brunt-Väisälä-Frequenz (siehe Kapitel 2.2).

Bei Gebirgen mit sehr großer Breite hängen die auftretenden Strömungseffekte auch noch von der Rossby-Zahl Ro ab, die das Verhältnis von Trägheitskraft zu Corioliskraft angibt. Bei den in dieser Arbeit betrachteten Gebirgen hat die Rossby-Zahl dagegen keinen wesentlichen Einfluss auf die Strömung.

Zusammenhang zwischen Froude-Zahl und Strömung

Für Froude-Zahlen $Fr > 1$ überwiegt die Trägheitskraft über die Auftriebskraft. Eine lineare Beschreibung der Strömung ist in diesem Fr -Bereich gerechtfertigt. Bei kleinen Froude-Zahlen wird das Gebirge vor allem umströmt. Mit zunehmender Froude-Zahl nimmt die Überströmung des Gebirges zu. Über oder hinter dem Gebirge können sich Leewellen bilden. Je größer die Froude-Zahl ist, desto glatter wird das Gebirge überströmt (Smith, 1979).

Bei kleineren Froude-Zahlen ($Fr \approx 0.5$) bildet sich vor dem Hindernis ein erhöhter Staudruck aus. Dieser führt zu einer starken Abnahme der Windgeschwindigkeit bis hin zum vollständigen Blockieren der Strömung. Die Strömung teilt sich und läuft um das Hindernis herum. Erst ab einer bestimmten Höhe (teilende Stromlinie) findet eine direkte Überströmung statt (Lin und Wang, 1996). Die Hebung der Luftmassen beginnt außerdem schon in weiter Entfernung vor dem Gebirge.

Bei sehr kleinen Froude-Zahlen ($Fr \leq 0.55$) bildet sich außerdem im Lee eine Nachlaufströmung mit periodischen Wirbeln, deren Achse vertikal gerichtet ist (Hunt und Snyder, 1980).

2.2 Brunt-Väisälä-Frequenz

Die Brunt-Väisälä-Frequenz N ist definiert als

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}. \quad (5)$$

Dabei ist g die Schwerebeschleunigung und θ die potentielle Temperatur. Die Brunt-Väisälä-Frequenz gibt die Kreisfrequenz der Schwingung eines Luftteilchens um seine Ruhelage bei stabiler Schichtung der Atmosphäre an. Kondensationsprozesse werden dabei nicht berücksichtigt.

Mit der Gleichung für ein ideales Gas und der hydrostatischen Approximation lässt sich die Brunt-Väisälä-Frequenz ausdrücken als

$$N = \sqrt{\frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_t \right)}. \quad (6)$$

Dabei ist T die Temperatur, $\Gamma_t = -\frac{g}{c_p}$ der trockenadiabatische Temperaturgradient und c_p die spezifische Wärme bei konstantem Druck für trockene Luft.

Eine gute Näherung für die Brunt-Väisälä-Frequenz bei gesättigten Bedingungen N_f erhält man nach Durran und Klemp (1982), indem man in Gleichung (6) den trockenadiabatischen Temperaturgradient Γ_t durch den feuchtadiabatischen Temperaturgradient Γ_f ersetzt:

$$N_f = \sqrt{\frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_f \right)} \quad (7)$$

$$\Gamma_f = \Gamma_t \left(1 + \frac{L_v r_{vs}}{R_d T} \right) \left(1 + \frac{L_v^2 r_{vs}}{c_p R_v T^2} \right)^{-1}. \quad (8)$$

Dabei bezeichnet L_v die Verdampfungswärme, r_{vs} das Sättigungsmischungsverhältnis, R_d die Gaskonstante für trockene Luft und R_v die Gaskonstante für Wasserdampf.

2.3 Stratiformer Niederschlag

Als stratiform bezeichnet man Niederschlag, der aufgrund von langsamen, großräumigen Aufgleitvorgängen entsteht. Konvektiver Niederschlag wird im Gegensatz dazu von lokal begrenzten, kräftigen vertikalen Umlagerungen verursacht.

Stratiforme Niederschläge haben eine geringere Intensität als konvektive Niederschläge, halten jedoch in der Regel länger an.

Stratiformer Niederschlag entsteht meist im Bereich einer Warmfront oder im Warmsektor eines Tiefdruckgebiets. Auch bei mesoskaligen konvektiven Systemen und Komplexen (MCS bzw. MCC) gibt es einen ausgedehnten Bereich mit stratiformem Niederschlag, der mit zunehmender Lebensdauer des Systems größer wird.

Stratiformer Niederschlag im Bereich von Gebirgen

Werden feuchte Luftmassen beim Überströmen von Gebirgen zum Aufsteigen gezwungen, kühlen sie sich solange trockenadiabatisch ab, bis der Taupunkt erreicht ist. Die dabei erreichte Höhe wird als Hebungskondensationsniveau (HKN) bezeichnet. Eine weitere Hebung erfolgt pseudoadiabatisch unter Freisetzung von Kondensationswärme.

Bei ausreichender Feuchte bildet sich eine sogenannte orografische Wolke über dem Gebirge. Ist die Dauer der Überströmung ausreichend groß, d.h. der Berg ausreichend hoch und breit, kann sich in der orografischen Wolke durch Koaleszenz (Zusammenfließen von Tropfen) und Autokonversion (Bildung von Regentropfen durch Koagulation von Wolkentropfen) Niederschlag bilden.

Doch auch bei Hügeln mit Höhen von wenigen zehn Metern kann eine Niederschlagszunahme von 25 - 50 % beobachtet werden (Bergeron, 1949; Browning et al., 1975). Bei diesen Hügeln reicht die Zeit des Überströmens jedoch nicht aus, dass in der orografischen Wolke Niederschlagspartikel durch Koaleszenz oder Autokonversion gebildet werden können. Die beobachtete Niederschlagszunahme kann vielmehr durch den „seeder-feeder“-Mechanismus erklärt werden: Niederschlagspartikel aus einer großflächigen „seeder“-Wolke fallen durch die darunterliegende orografische „feeder“-Wolke und wachsen hier durch Akkreszenz mit Wolkentröpfchen, was zu einer Zunahme der Niederschlagsintensität im Bereich der orografischen Wolke führt. „Seeder“- und „feeder“-Wolke können dabei ein geschlossenes Wolkenystem bilden.

Bei großräumigen, stratiformen Niederschlagsereignissen ist die orografische Hebung oft größer als die synoptische Hebung, was eine erhebliche Niederschlagszunahme im Bereich des Gebirges und eine starke räumliche Differenzierung des Niederschlags zur Folge hat.

Die räumliche Differenzierung des Niederschlags wird dabei noch verstärkt durch den sogenannten Lee-Effekt: Kommt es im Bereich eines überströmten Gebirges zu einer Niederschlagszunahme, ist im Lee des Gebirges die Luftfeuchte geringer, was zu einer Abnahme des Niederschlags im Lee führt. So beobachtete Anderson (1975) an der Küste von Kalifornien hinter zwei kleineren Bergketten eine Reduzierung des mittleren jährlichen Niederschlags um fast zwei Drittel.

Wird ein Gebirge hingegen vorwiegend umströmt, spielt die Kondensation im Luv des Gebirges eine geringere Rolle. Im Lee des Gebirges wird durch die Konvergenz der Strömung eine Hebung induziert, die zu Wolken- und Niederschlagsbildung führen kann.

Zusammenhang zwischen Froude-Zahl und Niederschlag

Wie oben erklärt, ist die Froude-Zahl ein Maß dafür, wie stark ein Gebirge über- oder umströmt wird. Bei großen Froude-Zahlen werden die Luftmassen über einen weiten Höhenbereich gehoben. Es kann sich folglich bei ausreichender Luftfeuchte viel orografisch bedingter Niederschlag im Luv des Gebirges bilden, der je nach Windgeschwindigkeit und Temperatur unterschiedlich weit verdriftet wird. Bei kleineren Froude-Zahlen wird das Gebirge stärker umströmt, die Hebung der Luftmassen erfolgt über einen kleineren Höhenbereich; folglich ist der sich bei ausreichender Luftfeuchte bildende Niederschlag geringer. Bei Froude-Zahlen $Fr < 1$ beobachteten Houze et al. (2001) im Alpenraum allerdings eine weite Ausdehnung des orografisch bedingten Niederschlags stromauf. Dies ist durch die starke Geschwindigkeitskonvergenz stromauf des Hindernisses in diesem Froude-Zahl-Bereich zu erklären, die zu einer Hebung der Luftmassen weit stromauf des Hindernisses führt.

Bei Froude-Zahlen $Fr > 1$ ist also zu erwarten, dass der orografisch bedingte Niederschlag mit der Froude-Zahl zunimmt. Kunz und Kottmeier (2002) untersuchten den Zusammenhang zwischen dem Quotienten der Niederschlagssummen einer Talstation in der Rheinebene (Emmendingen, 203 m über NN) und einer benachbarten Bergstation im Südschwarzwald (Schönwald, 1025 m über NN) und der Froude-Zahl für gesättigte Bedingungen während 20 stratiformen Niederschlagsereignissen mit einer Dauer von mehr als fünf Stunden und fanden einen in guter Näherung linearen Zusammenhang zwischen beiden Größen (Abb. 1). Bei Froude-Zahlen um 1 betrug die Niederschlagszunahme nur ca. 10%, bei Froude-Zahlen um 5 dagegen ca. 320%.

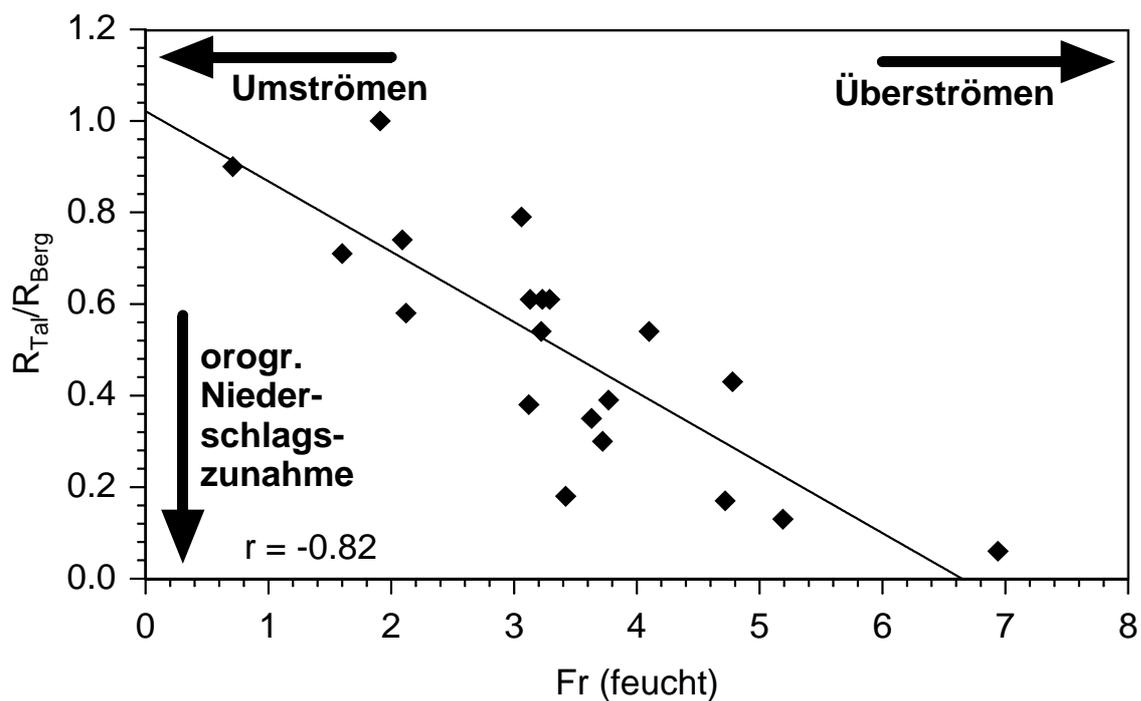


Abbildung 1: Zusammenhang zwischen dem Quotienten der Niederschlagssummen einer Talstation (Emmendingen, 203 m ü. NN) und einer benachbarten Bergstation (Schönwald, 1025 m ü. NN) und der Froude-Zahl für gesättigte Bedingungen für 20 verschiedene Niederschlagsereignisse, Dauer jeweils > 5 h, nach Kunz und Kottmeier (2002)

3 Modellbeschreibung

Im Folgenden soll das in dieser Arbeit zur Niederschlagssimulation verwendete Modell kurz beschrieben werden. Für weitere Details sei auf Kunz (2003) verwiesen.

3.1 Strömungsberechnung

Im Strömungsmodell wird das dreidimensionale Windfeld in Abhängigkeit von der Schichtungsstabilität und der Anströmung berechnet. Die Formulierung des Gleichungssystems nach der linearen Theorie erfolgt in Anlehnung an die Arbeiten von Smith (1988; 1989) für die hydrostatische Überströmung eines isolierten Berges.

Die Ausgangsgleichungen des Modells sind die eulerschen Bewegungsgleichungen, die hydrostatische Approximation und die Kontinuitätsgleichung, wobei Stationarität und Inkompressibilität des Mediums angenommen werden. Die Corioliskraft wird vernachlässigt, weil sie auf die Modifikation der Strömung im Bereich von Mittelgebirgen nur einen sehr geringen Einfluss hat. Die Gleichungen werden in ein nicht-kartesisches, isosteres Koordinatensystem transformiert, d.h. in ein Koordinatensystem, in dem die Vertikalkoordinate das spezifische Volumen α ist.

Um das Gleichungssystem lösen zu können, werden die Gleichungen linearisiert. Die Variablen werden dazu in einen Grundzustand Π und Abweichungen π' davon zerlegt, wobei vorausgesetzt wird, dass die Abweichungen klein gegenüber dem Grundzustand sind, so dass die Produkte von Störungen gegenüber den anderen Termen in den Gleichungen vernachlässigbar sind. Die Richtung des Grundstroms verläuft in positive x-Richtung; andere Windrichtungen werden durch eine Drehung des Rechengitters realisiert.

Das Gleichungssystem lautet jetzt:

$$U \frac{\partial u'}{\partial x} \Big|_{\alpha} + \alpha \frac{\partial p'}{\partial x} \Big|_{\alpha} + \frac{\partial \phi'}{\partial x} \Big|_{\alpha} = 0 \quad (9)$$

$$U \frac{\partial v'}{\partial x} \Big|_{\alpha} + \alpha \frac{\partial p'}{\partial y} \Big|_{\alpha} + \frac{\partial \phi'}{\partial y} \Big|_{\alpha} = 0 \quad (10)$$

$$\alpha \frac{\partial p'}{\partial \alpha} + \frac{\partial \phi'}{\partial \alpha} = 0 \quad (11)$$

$$U \frac{\partial^2 \phi'}{\partial x \partial \alpha} \Big|_{\alpha} + \frac{\partial \Phi}{\partial \alpha} \left(\frac{\partial u'}{\partial x} \Big|_{\alpha} + \frac{\partial v'}{\partial y} \Big|_{\alpha} \right) = 0. \quad (12)$$

Dabei sind u' und v' die Abweichungen der horizontalen Geschwindigkeitskomponenten, Φ und ϕ' das Geopotential des Grundzustandes bzw. der Abweichungen und p' die Druckstörung. Der Index α bedeutet, dass die Ableitungen auf Flächen mit $\alpha = \text{const.}$ durchgeführt werden.

Das Gleichungssystem wird unter Verwendung der Definitionsbeziehung für die Brunt-Väisälä-Frequenz N im α -System und unter Annahme eines Grundzustandes mit $U = \text{const.}$ und $N = \text{const.}$ zu einer Gleichung zusammengefasst:

$$\frac{\partial^4 \phi'}{\partial x^2 \partial \alpha^2} + \frac{g^2}{U^2 N^2 \alpha^2} \left(\frac{\partial^2 \phi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi'}{\partial y^2} \right) = 0. \quad (13)$$

Die Höhe z wird zerlegt in eine ungestörte Höhenkoordinate z_u und vertikale Verschiebungen η von diesem Niveau aus ($z = z_u + \eta$), wobei gelte $\alpha = \alpha(z_u)$ und $\phi' = g\eta$. Mit der Boussinesq-Approximation ergibt sich dann:

$$\frac{\partial^4 \eta}{\partial x^2 \partial z_u^2} + \frac{N^2}{U^2} \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right) = 0. \quad (14)$$

Die untere Randbedingung nimmt die Form

$$\eta(x, y, z_u = 0) = h(x, y) \quad (15)$$

an, was bedeutet, dass die unterste Stromlinie als im α -System exakt geländefolgend angenommen wird. Alle weiteren Größen werden auf Flächen mit $\alpha = \text{const.}$ berechnet, denen die Stromlinien folgen.

Die vertikale Verschiebung $\eta(x, y, z_u)$ wird durch ein zweidimensionales Fourier-Integral ausgedrückt, so dass eine beliebige Orografie in Form von digitalen Geländedaten vorgegeben werden kann. Setzt man dieses Fourier-Integral und die Fouriertransformierte der Orografie in Gleichung (14) ein, so erhält man schließlich eine Bestimmungsgleichung für die vertikale Wellenzahl m als Funktion der horizontalen Wellenzahlen k und l (Dispersionsgleichung):

$$m(k, l) = \frac{N}{U} \left(\frac{k^2 + l^2}{k^2} \right)^{0.5} (-\text{sgn}(k)) \quad (16)$$

Die Bestimmung der horizontalen Windgeschwindigkeitskomponenten erfolgt über die Integration der Bewegungsgleichungen nach x , wobei angenommen wird, dass die Dichte nur von der Höhe abhängt. Die Herleitung der Gleichung für die Druckstörungen ist in Anhang A2 bei Kunz (2003) beschrieben. Die vertikale Windgeschwindigkeit w' wird über die kinematische Bedingung unter Annahme eines inkompressiblen Mediums bestimmt:

$$w' = \vec{v}_h \cdot \nabla_h \eta = (U + u') \frac{\partial \eta}{\partial x} + v' \frac{\partial \eta}{\partial y}. \quad (17)$$

Zur Lösung der zweidimensionalen Fourier-Integrale für die vertikalen Verschiebungen η wird ein Fast-Fourier Transformationsalgorithmus (FFT) verwendet. Damit sind periodische Randbedingungen für die Seitenränder explizit vorgegeben (Pielke, 1994). Störungen, die auf einer Seite herauslaufen, werden unvermindert auf die Anströmseite übertragen. Um diesen Effekt zu verringern, wird das Modellgebiet an den seitlichen Rändern vergrößert, so dass Störungen im Modellinneren zu den Rändern hin abklingen können.

3.2 Niederschlagsberechnung

Basismodell

Wird ein gesättigtes Luftvolumen ohne Energieaustausch mit der Umgebung gehoben, und nimmt man an, dass das sich bildende Kondensat instantan Niederschlagspartikel bildet, die ohne zeitliche Verzögerung zu Boden fallen, so lässt sich die Niederschlagsintensität R am Boden wie folgt ausdrücken:

$$R = \frac{1}{\rho_w} \int_{HKN}^{\infty} -\frac{d\rho_{vs}}{dt} dz = \frac{1}{\rho_w} \int_{HKN}^{\infty} -\frac{dr_{vs}}{dt} \rho dz. \quad (18)$$

Dabei ist ρ_{vs} die Sättigungsdampfichte, ρ die Dichte der feuchten Luft, ρ_w die Dichte von Flüssigwasser und r_{vs} das Sättigungsmischungsverhältnis.

Die Kondensationsrate ist nach Haltiner und Williams (1980)

$$\frac{dr_{vs}(z)}{dt} = -\frac{r_{vs}(z)}{R_d} \left(\frac{L_v R_d - c_p R_v T(z)}{c_p R_v T(z)^2 + r_{vs}(z) L_v^2} \right) g w(z) \quad (19)$$

Aus dieser Gleichung folgt die maximale Kondensationsrate ohne Berücksichtigung von Verdunstungsvorgängen. Für negative Vertikalgeschwindigkeiten $w(z)$ wird die Kondensationsrate im Modell auf null gesetzt.

Um die Abhängigkeit des Niederschlags von der Untersättigung der unteren Luftschichten und die Niederschlagsabnahme im Lee von Hindernissen (aufgrund des bereits ausgerechneten Feuchteanteils der Luft) zu berücksichtigen, wird die Kondensationsrate im Modell mit einem empirischen Feuchtefaktor λ_s , der die Niederschlagseffizienz beschreibt, multipliziert:

$$\lambda_s = \begin{cases} \left(\frac{RF_{850} - 0.8}{0.2} \right)^{0.25} & \text{für } RF_{850} \geq 0.8 \\ 0 & \text{für } RF_{850} < 0.8 \end{cases} \quad (20)$$

Die relative Feuchte in 850 hPa (RF_{850}) wird dabei folgendermaßen berechnet:

Aus einem für das gesamte Gebiet als repräsentativ angenommenen Vertikalprofil wird das HKN bestimmt. Am ersten Gitterpunkt stromauf, an dem die Geländehöhe über dem HKN liegt, wird die Feuchteabnahme bestimmt, indem vom HKN bis zur Geländehöhe von pseudoadiabatischer Hebung ausgegangen wird. An den stromab gelegenen Punkten wird, falls die Geländehöhe die bisher maximale Geländehöhe übersteigt, ebenfalls die Feuchteabnahme bestimmt (über die Annahme pseudoadiabatischer Hebung von der bisher maximalen Geländehöhe bis zur Geländehöhe am Gitterpunkt). Liegt die Geländehöhe immer unterhalb des HKN, findet im Modell keine Feuchteabnahme statt. Die Ausbreitung der Feuchteabnahme wird durch ein Advektionsverfahren bestimmt, wobei nach jedem zweiten Zeitschritt eine räumliche Mittelung um die benachbarten neun Gitterpunkte durchgeführt wird, um die in der Realität stattfindende Durchmischung der Luftmassen zu berücksichtigen. An jedem Gitterpunkt wird die Feuchteabnahme vom Mischungsverhältnis in 850 hPa im ursprünglichen Vertikalprofil abgezogen. Anschließend wird die relative Feuchte in 850 hPa berechnet, wobei angenommen wird, dass die pseudopotentielle Temperatur in 850 hPa konstant bleibt.

Wolkenbildung und Winddrift

Da die Bildung von Niederschlagspartikeln eine gewisse Zeit benötigt, während der das Kondensat mit dem Wind verdriftet wird, und auch die Niederschlagspartikel selbst verdriftet werden, wird für jeden Gitterpunkt des Modells, an dem Kondensation auftritt, ein Verlagerungsvektor \vec{d} bestimmt:

$$\vec{d} = \vec{v}_h(t_w + t_g). \quad (21)$$

t_w bezeichnet dabei die Formationszeit der Niederschlagspartikel und t_g ihre Falldauer. \vec{v}_h ist die horizontale Windgeschwindigkeit, die hier als mittlere horizontale Windgeschwindigkeit U angenommen wird, da eine Berücksichtigung des durch die Orografie modifizierten Windfeldes zu keiner relevanten Änderung bei den von Kunz (2003) untersuchten Niederschlagsereignissen führte.

Die Formationszeit der Hydrometeore wird im Modell beschrieben durch den Ansatz

$$t_w(z) = t_k \left(0.5 + \frac{1}{\pi} \arctan \left(\frac{z - z_s}{500 \text{ m}} \right) \right) \quad t_w(z), t_k \text{ in s.} \quad (22)$$

Dabei ist t_k die Zeit für die Bildung von Wolken in der obersten Höhe und z_s die Höhe der Schmelzschicht. Für die Bildungszeit t_k wird hier ein Wert von 900 s verwendet. Außerdem wird angenommen, dass die Eisteilchen erst 400 m unterhalb der 0°C-Grenze schmelzen. Diese Werte ergaben sich nach Kunz (2003) aus der Validierung von Simulationsergebnissen für verschiedene reale Starkniederschlagsereignisse über Südwestdeutschland.

Bei der Bestimmung der Fallzeit der Hydrometeore wird unterschieden zwischen Eisteilchen und Regentropfen. Die Fallgeschwindigkeit von Eisteilchen wird konstant mit 1 m s^{-1} angenommen. Für Regentropfen wird von folgendem Gesetz für die Endfallgeschwindigkeit $v_t(z)^*$ ausgegangen:

$$v_t(z)^* = 4.16R^{0.084} \left(\frac{\rho_0}{\rho(z)} \right)^{0.45} \quad R \text{ in mm h}^{-1}, v_t \text{ in m s}^{-1}. \quad (23)$$

Das Dichteverhältnis in Gleichung (23) berücksichtigt die Zunahme der Fallgeschwindigkeit mit der Höhe aufgrund der geringeren Reibung.

Bei der Herleitung dieses Gesetzes wurde statt der üblichen Beziehung zwischen der Steigung Λ des Tropfenspektrums und der Niederschlagsintensität R nach Marshall und Palmer (1948) ($\Lambda = 4.1R^{-0.21}$) eine von Sekhon und Srivastava (1971) speziell für stratiformen Niederschlag bestimmte Beziehung ($\Lambda = 3.8R^{-0.14}$, R in mm h^{-1}) verwendet.

Zusammengefasst werden die Fallgeschwindigkeiten von Eisteilchen und Regentropfen unter Verwendung einer arctan-Funktion, um einen fließenden Übergang zu erhalten und um das langsame Schmelzen der Hydrometeore zu berücksichtigen:

$$v_t(z) = v_t(z)^* \left(0.5 + \frac{1}{\pi} \arctan \left(\frac{z - z_s}{500 \text{ m}} \right) \right). \quad (24)$$

Die gesamte Fallzeit der Hydrometeore wird aus der Summe der Fallzeiten zwischen den einzelnen Rechenflächen bestimmt. Eine Änderung der Fallgeschwindigkeit durch Auf- oder Abwinde wird dabei berücksichtigt, weil die einzelnen Rechenflächen identisch sind mit den Flächen der Stromlinien.

Nach Bestimmung der Verdriftung der Hydrometeore erfolgt noch eine Mittelung des Niederschlagsfelds durch einen zweidimensionalen Gaußfilter, um ein nicht homogenes Windfeld zu berücksichtigen.

3.3 Initialisierung des Modells

Das Modell kann durch einen Radiosondenaufstieg oder durch Vorgabe einer Windgeschwindigkeit U , einer Windrichtung wr , einer Brunt-Väisälä-Frequenz N und einer Temperatur T_0 in Bodennähe initialisiert werden.

Wird ein Radiosondenaufstieg für die Initialisierung verwendet, muss die Brunt-Väisälä-Frequenz als Mittel aus dem Vertikalprofil berechnet werden. Da bei lange andauernden Niederschlägen davon ausgegangen werden kann, dass die Luft zumindest in den unteren Schichten gesättigt ist, wird die Brunt-Väisälä-Frequenz für gesättigte Bedingungen nach Gleichung (7) berechnet. Dabei werden zunächst die quadratischen Brunt-Väisälä-Frequenzen für 50 m-Schichten bis zu einer Höhe von 2000 m berechnet; anschließend wird das Mittel über alle Schichten gebildet. Ist die Brunt-Väisälä-Frequenz aufgrund einer feuchtlabilen Schichtung imaginär, wird sie auf den Wert von 0.0003 s^{-1} gesetzt. Windgeschwindigkeit und Windrichtung werden über die unteren 4000 m gemittelt und für alle Höhen auf diesen Mittelwert gesetzt. Die unterschiedlichen Mittelungshöhen ergaben sich aus der Evaluierung von Modellergebnissen für verschiedene Starkniederschlagsereignisse bei Kunz (2003).

Werden stattdessen Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Brunt-Väisälä-Frequenz und Temperatur in Bodennähe vorgegeben, wird ein idealisiertes Vertikalprofil konstruiert. Dabei wird angenommen, dass die Luft bereits in Bodennähe gesättigt ist und pseudoadiabatisch gehoben wird. Die horizontalen Windgeschwindigkeitskomponenten werden als höhenkonstant angenommen.

Die Froude-Zahl wird im Folgenden berechnet aus Brunt-Väisälä-Frequenz, Windgeschwindigkeit senkrecht zum Gebirge und Differenz zwischen maximaler Geländehöhe und Geländehöhe des umgebenden Flachlands.

4 Untersuchungsgebiete und Messdaten

4.1 Untersuchungsgebiete

Im Rahmen dieser Arbeit werden stratiforme Niederschlagsereignisse in folgenden drei Gebieten untersucht:

- Harz
- Rothaargebirge
- Thüringer Wald / Erzgebirge

Diese drei Gebiete wurden ausgewählt, da sie unterschiedliche orografische Strukturen und Jahresniederschläge aufweisen:

- Der Harz hat die Form eines klar abgegrenzten Einzelbergs. Seine höchste Erhebung ist der Brocken mit 1142 m über NN. Die umliegende Gegend ist orografisch wenig gegliedert (Abb. 2).
Der mittlere Jahresniederschlag an der Station Brocken beträgt ca. 1810 mm (1961-1990).
- Das Rothaargebirge weist eine unregelmäßige Struktur auf, ist jedoch eher rund als langgestreckt. Seine höchste Erhebung, der Kahle Asten, hat eine Höhe von 841 m über NN. Auch hier ist die Umgebung orografisch wenig gegliedert (Abb. 3).
Der mittlere Jahresniederschlag an der Station Kahler Asten liegt bei 1470 mm (1961-1990).
- Der Thüringer Wald ist ein von Nordwest nach Südost langgestrecktes Gebirge mit einer maximalen Höhe von 982 m über NN (Großer Beerberg). Im Südosten schließt sich das Erzgebirge an, das eine von Südwest nach Nordost langgestreckte Form hat. Seine höchste Erhebung ist der Keilberg mit 1244 m. Südlich schließt sich an Thüringer Wald und Erzgebirge das Fichtelgebirge an. An umliegenden Gebirgen ist die westlich vom Thüringer Wald liegende Rhön mit einer maximalen Höhe von 950 m (Wasserkuppe) zu erwähnen.
Im Thüringer Wald werden zwei Teilgebiete untersucht, eines im Norden (Raum Meiningen-Schmücke), das andere im Süden (Raum Coburg-Neuhaus). Im Erzgebirge wird die Untersuchung für den Raum Aue-Fichtelberg durchgeführt (Abb. 4).
Der mittlere Jahresniederschlag beträgt an der Station Schmücke ca. 1290 mm (1961-1990) und an der Station Fichtelberg 1118 mm (1961-1990). Für die Station Neuhaus kann kein langjähriger mittlerer Jahresniederschlag angegeben werden, da dort erst seit 1990 Messungen durchgeführt werden.

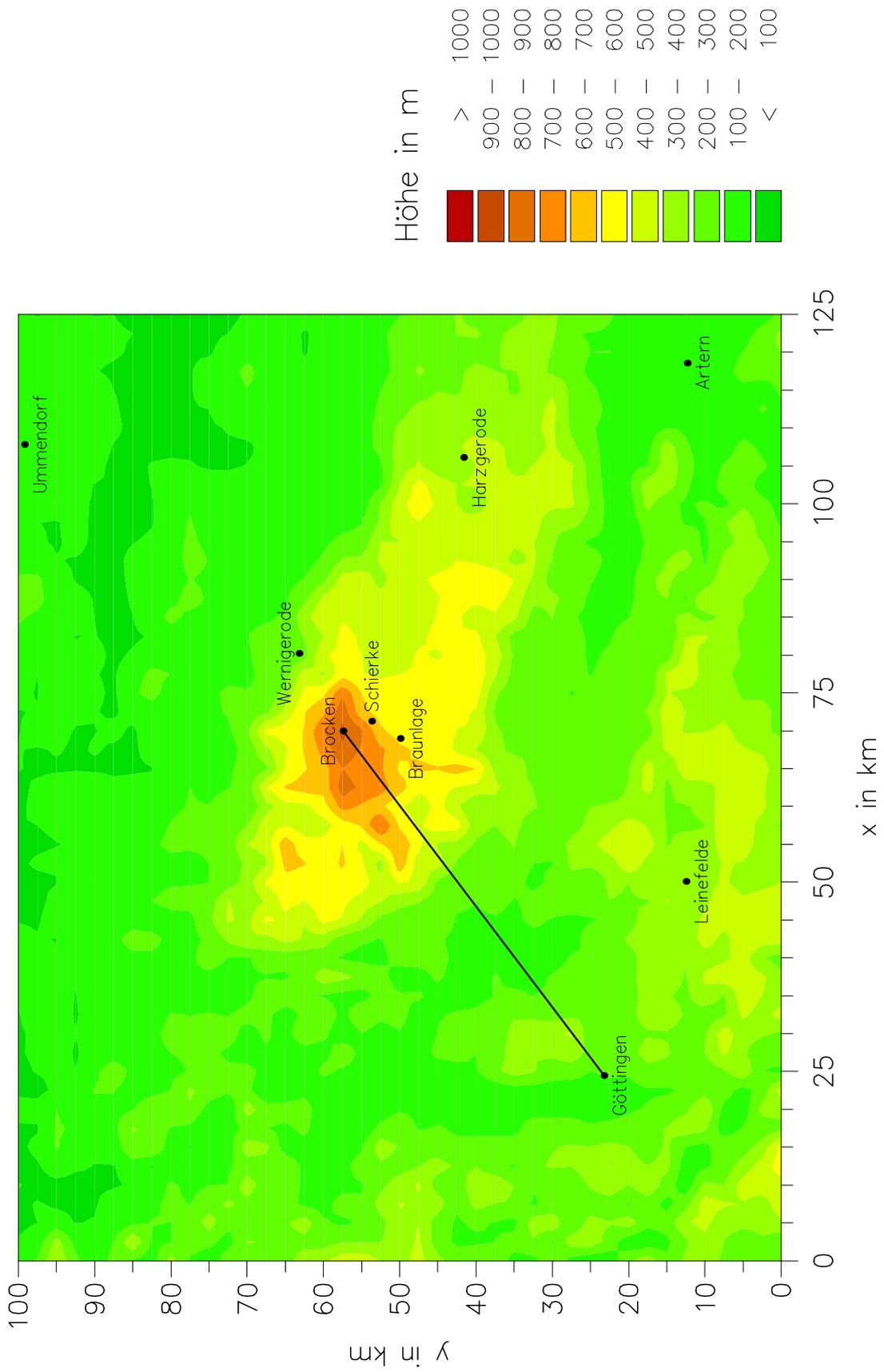


Abbildung 2: SYNOP-Stationen im Harz

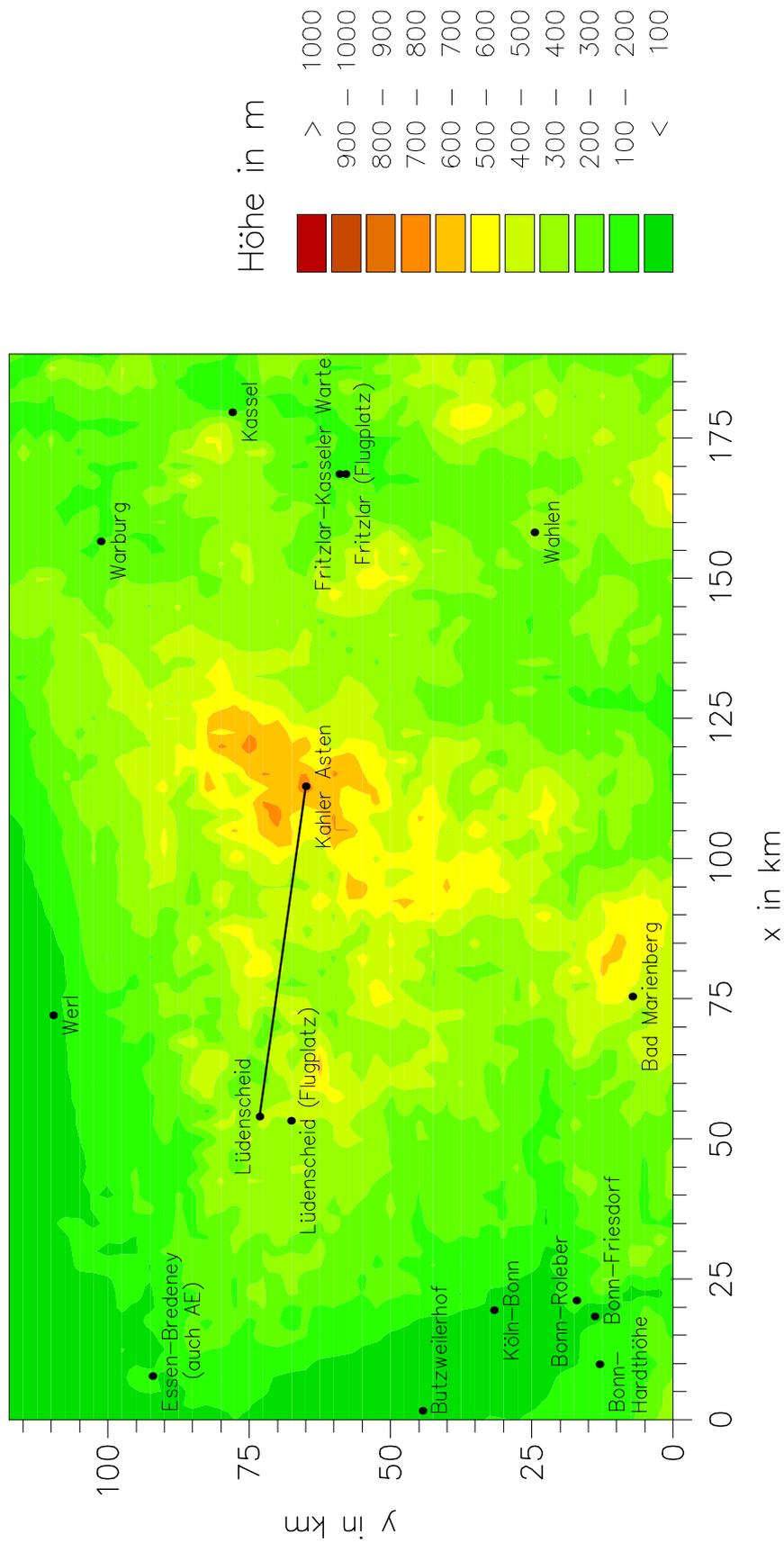


Abbildung 3: SYNOP-Stationen im Rothaargebirge

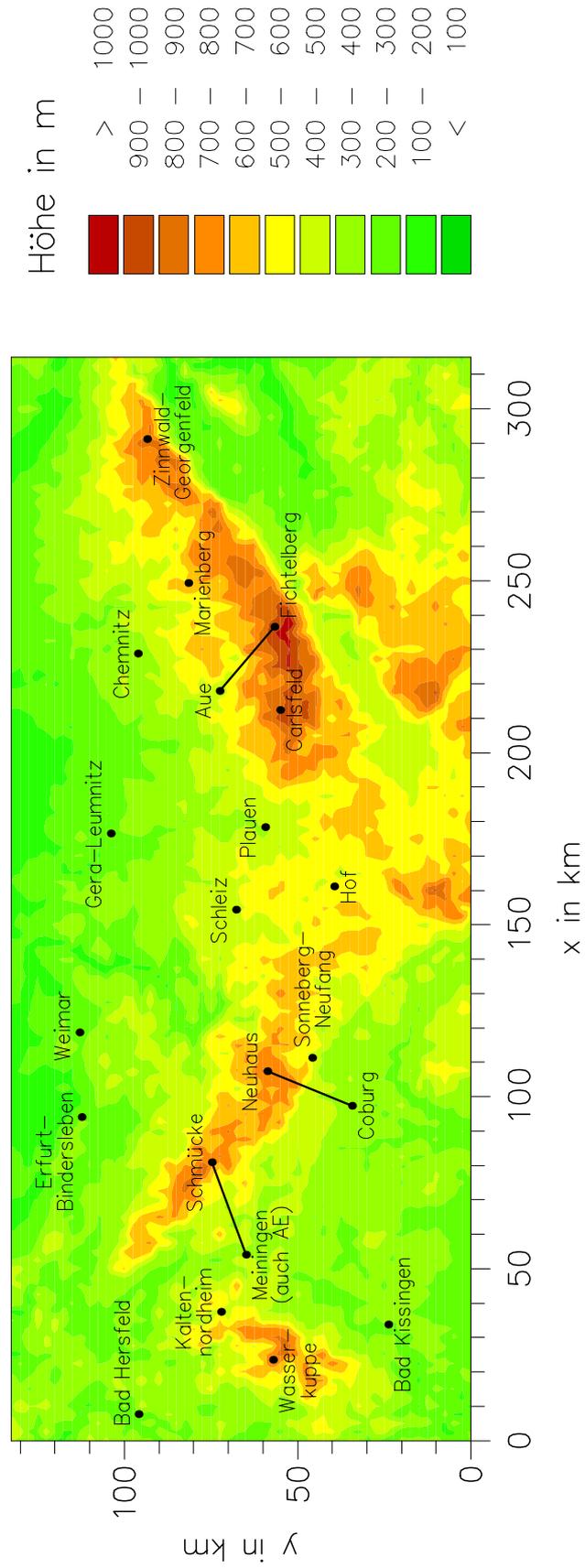


Abbildung 4: SYNOP-Stationen im Thüringer Wald und Erzgebirge

4.2 Messdaten

4.2.1 Radiosondendaten

Für Analysen und zur Initialisierung des Modells werden für das Rothaargebirge Radiosondendaten der Station Essen-Bredeney und für den Thüringer Wald und das Erzgebirge Radiosondendaten der Station Meiningen verwendet. Um 00:00 UTC und 12:00 UTC werden dort täglich Radiosondenaufstiege durchgeführt, bei denen der Luftdruck, die Temperatur, die Taupunkttemperatur bzw. relative Feuchte, die Windrichtung und die Windgeschwindigkeit gemessen werden. Die Höhe wird über die hydrostatische Grundgleichung bestimmt. Archiviert werden diese Daten für die verschiedenen Hauptdruckniveaus sowie an markanten Punkten, an denen es zu einer deutlichen Änderung eines der gemessenen Parameter kam. Für die Berechnung verschiedener Größen für die Analyse von Niederschlagsereignissen sowie zur Initialisierung des Modells werden die Daten auf äquidistante Höhenabstände interpoliert. Die Daten sind ab 1971 am Institut verfügbar.

In der Nähe des Harz gibt es keine regelmäßig messende Radiosondenstation.

4.2.2 Daten der synoptischen Stationen (SYNOP)

Zur Bestimmung der Niederschlagsereignisse und zur Berechnung der Niederschlagsverstärkung sowie verschiedener atmosphärischer Parameter werden Daten einer synoptischen Bergstation und einer synoptischen Talstation benötigt, die möglichst dicht beieinander liegen sollten. Die Talstation sollte außerdem in der Hauptströmrichtung während stratiformer Niederschlagsereignisse liegen. Wie die Abbildungen 2 bis 4 zeigen, ist die Auswahl der Stationskombinationen jedoch recht klein, so dass nicht immer beide Bedingungen ideal erfüllt werden können. Die folgenden Stationskombinationen scheinen den besten Kompromiss darzustellen und werden deshalb für die Analysen verwendet: ²

- Harz:
 - Göttingen (173 m, ab 1971)
 - Brocken (1142 m, ab 1982)
- Rothaargebirge
 - Lüdenscheid (387 m, ab 1994) ³
 - Kahler Asten (839 m, ab 1971)
- Nördlicher Thüringer Wald:
 - Meiningen (450 m, ab 1982)
 - Schmücke (937 m, ab 1982)

²Die Jahreszahlen beziehen sich auf den Beginn der regelmäßigen Niederschlagsmessung an der Station, nicht auf den Messbeginn der Station.

³Der Zeitraum kann nicht durch Hinzunahme der Messungen der benachbarten Vorgängerstation Lüdenscheid (Flugplatz) (1988-1993) erweitert werden, da für den Niederschlag an dieser Station praktisch durchgehend Ausfall gemeldet wurde.

- Südlicher Thüringer Wald:
 - Coburg (322 m, ab 1971)
 - Neuhaus (845 m, ab 1990)
- Erzgebirge:
 - Aue (391 m, ab 1990)
 - Fichtelberg (1213 m, ab 1982)

Das Messprogramm an SYNOP-Stationen umfasst insgesamt 48 verschiedene Mess- und Beobachtungsgrößen, die meist stündlich gemeldet werden. Davon werden in dieser Arbeit die folgenden verwendet:

- Windrichtung (stündlich)
- 10-Minuten-Mittel der Windgeschwindigkeit (stündlich)
- Temperatur in 2 m Höhe (stündlich)
- Taupunkttemperatur (stündlich)
- Luftdruck in Stationshöhe (stündlich)
- Niederschlagssumme (alle 6 h)
- ww-Schlüssel (stündlich)

Durch den ww-Schlüssel werden markante Wettererscheinungen vor oder während des Beobachtungszeitraums durch eine zweistellige Zahl verschlüsselt. In dieser Arbeit wird der ww-Schlüssel verwendet, um vorwiegend stratiforme von vorwiegend konvektiven Niederschlagsereignissen zu unterscheiden (siehe Kapitel 5.1).

4.2.3 Niederschlagsdaten der MIRIAM/AFMS2-Automaten

Zur Untersuchung des Verlaufs von Niederschlagsereignissen werden Niederschlagsdaten der Miriam-Automaten der Stationen Lüdenscheid (ab Dezember 1993), Kahler Asten (ab August 1995), Coburg (ab Februar 1992) und Neuhaus (ab November 1991) verwendet. Die Daten liegen in 10-minütiger Auflösung vor. Die Daten der Station Brocken sind so lückenhaft, dass sie nicht verwendbar sind.

4.2.4 Niederschlagsdaten des RR-Kollektivs

Zum Vergleich der mit dem Modell berechneten Niederschlagsfelder werden Niederschlagsdaten des RR-Kollektivs mit 24-stündiger Auflösung verwendet. An diesen Stationen wird täglich um 7:30 Uhr Ortszeit (5:30 UTC während der Sommerzeit, 6:30 UTC während der Winterzeit) der Niederschlag mit einem Niederschlagsmesser nach Hellmann meist von ehrenamtlichen Wetterbeobachtern manuell gemessen. Fester Niederschlag in Form von Graupel oder Schnee wird vor der Messung geschmolzen. Es steht ein dichtes Stationsnetz zur Verfügung, wie aus den Abbildungen in Kapitel 6.2 zu erkennen ist.

5 Analyse von Niederschlagsereignissen

5.1 Auswahl der Niederschlagsereignisse

Ein stratiformes Niederschlagsereignis wird in dieser Arbeit berücksichtigt, wenn an der betrachteten Bergstation

- innerhalb von 24 h mindestens 20 mm Niederschlag gefallen sind (Definition 1) oder
- in einem mindestens 24 h langen Zeitraum im Durchschnitt mehr als 5 mm Niederschlag pro 6 h und in jedem 6 h-Zeitraum mindestens 2 mm Niederschlag gefallen sind (Definition 2).

Definition 2 ist strenger als Definition 1, da hier im gesamten Zeitraum Niederschlag gefallen sein muss. Sie ist für die Analyse von Zusammenhängen zwischen Niederschlagszunahme und atmosphärischen Parametern daher prinzipiell besser geeignet als Definition 1. Je nach Region gibt es jedoch nicht genügend Niederschlagsereignisse nach Definition 2, um gesicherte statistische Aussagen über Zusammenhänge für diese Ereignisse zu machen. Deshalb werden auch Niederschlagsereignisse nach Definition 1 untersucht, allerdings getrennt von den Niederschlagsereignissen nach Definition 2.

Als stratiform wird ein Niederschlagsereignis gewertet, wenn im betrachteten Zeitraum der ww-Schlüssel öfter mit 21-24 oder 60-79 (Regen, Schnee) als mit 25-29 oder 80-99 (Schauer, Gewitter) angegeben ist.

Niederschlagsereignisse werden bei der Analyse nicht berücksichtigt, wenn

- die Niederschlagssumme der Bergstation nicht für das gesamte Ereignis gemeldet wurde oder
- für die stündlichen SYNOP-Daten der Talstation oder der Bergstation während mehr als der Hälfte des Ereignisses Ausfall gemeldet wurde oder
- die mittlere Windrichtung der Bergstation während dem Ereignis um mehr als 30° von der Richtung der Verbindungslinie zwischen Talstation und Bergstation abweicht. In diesen Fällen wäre es nicht sinnvoll, die Niederschlagsverstärkung aus den Daten von Tal- und Bergstation zu berechnen.

Die Untersuchungen werden für den Harz ab 1982, für das Rothaargebirge ab 1989, für den nördlichen Thüringer Wald (Raum Meiningen-Schmücke) ab 1982, für den südlichen Thüringer Wald (Raum Coburg-Neuhaus) ab 1990 und für das Erzgebirge (Raum Aue-Fichtelberg) ebenfalls ab 1990 durchgeführt, das heißt immer ab Beginn der Durchführung eines vollständigen Messprogrammes an Tal- und Bergstation, und bis Oktober 2003.

5.2 Berechnung und Mittelung von atmosphärischen Parametern

Die Zunahme stratiformer Niederschläge im Bereich eines bestimmten Gebirges hängt vor allem von der Luftströmung, der Luftfeuchte und dem Hebungskondensationsniveau ab. Von besonderem Interesse ist die Froude-Zahl, die ein Maß für das Über- oder Umströmen eines Gebirges und damit für die orografisch induzierte Vertikalgeschwindigkeit ist. Es wird deshalb zunächst die Brunt-Väisälä-Frequenz für verschiedene Bedingungen berechnet sowie die Windgeschwindigkeit senkrecht zum Gebirge. Daraus wird dann die Froude-Zahl bestimmt. Um die Effekte von Strömung und Feuchte auf einfache Weise kombiniert zu betrachten, wird das Produkt aus Froude-Zahl und Feuchte und das Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport berechnet (siehe unten). Es wird erwartet, dass letztere Größe besonders stark zur orografischen Niederschlagszunahme korreliert ist.

Aus den SYNOP-Daten von Tal- und Bergstation werden im einzelnen folgende Größen in stündlicher Auflösung berechnet:

- Hebungskondensationsniveau
- Brunt-Väisälä-Frequenz N für ungesättigte Bedingungen (Gl. 6) und N_f für gesättigte Bedingungen (Gl. 7).
Sie wird berechnet aus dem Temperaturgradienten zwischen Bergstation und Talstation.
- Windgeschwindigkeit U senkrecht zum Gebirge an Tal- und Bergstation.
Im Harz und Rothaargebirge wird aufgrund der Form der Gebirge jede Windrichtung als senkrecht zum Gebirge angesehen.
- Froude-Zahl für ungesättigte und gesättigte Bedingungen.
Sie wird berechnet aus der Windgeschwindigkeit der Bergstation senkrecht zum Gebirge und der Brunt-Väisälä-Frequenz N bzw. N_f . Als Höhenmaß wird die Höhendifferenz zwischen der maximalen Gebirgshöhe und dem umgebenden Flachland verwendet.
- relative Feuchte RF von Bergstation und Talstation
- Mischungsverhältnis r_s von Bergstation und Talstation
- Produkt aus Froude-Zahl und Feuchte (Mischungsverhältnis bzw. relative Feuchte)
Diese Größe wird mit der Feuchte der Bergstation und mit dem Mittel der Feuchte von Tal- und Bergstation berechnet.
- Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport
Der Feuchtetransport wird berechnet als Produkt aus Windgeschwindigkeit und Feuchte. Er wird ebenfalls für die Bergstation und als Mittel aus den Werten von Tal- und Bergstation bestimmt.

Diese Größen sowie die Windrichtung von Tal- und Bergstation, die Windrichtungsdifferenz zwischen Tal- und Bergstation und ihr Betrag werden dann über 6, 12 und 24 Stunden bzw. über die gesamte Ereignisdauer gemittelt. Die Brunt-Väisälä-Frequenzen N bzw. N_f werden quadratisch gemittelt, damit eine Mittelung auch möglich ist, wenn die Luftschichtung zu einzelnen Zeitpunkten labil ist (N^2 bzw. $N_f^2 < 0$). Falls eine Größe für weniger als die Hälfte eines Mittelungszeitraums gemeldet wurde bzw. berechnet werden kann, wird keine Mittelung durchgeführt.

Die Radiosondendaten werden zunächst linear auf äquidistante Abstände von 50 m interpoliert. Dann werden aus ihnen folgende Größen in zwölfstündiger Auflösung berechnet:

- Hebungskondensationsniveau
- Brunt-Väisälä-Frequenz N für ungesättigte (Gl. 6) und N_f für gesättigte Bedingungen (Gl. 7) sowie eine Kombination aus beiden.
Zunächst wird für jede 50 m-Schicht das Quadrat der Brunt-Väisälä-Frequenz berechnet; anschließend wird über alle Schichten vom Boden bis 1500 m Höhe gemittelt. Die Mittelung erfolgt auch hier quadratisch. Die Daten für das Rothaargebirge werden wegen der kleineren Gebirgshöhe nur bis 1000 m Höhe verwendet.
Wie bei der Berechnung der Brunt-Väisälä-Frequenz aus SYNOP-Daten wird auch hier die Brunt-Väisälä-Frequenz für ungesättigte und gesättigte Bedingungen berechnet. Zusätzlich wird eine kombinierte Brunt-Väisälä-Frequenz bestimmt, bei der die Schichtmittel vom Boden bis zum HKN für ungesättigte Bedingungen und die darüberliegenden Schichtmittel für gesättigte Bedingungen berechnet werden.
- Windgeschwindigkeit U senkrecht zum Gebirge, dichtegewichtet gemittelt vom Boden bis 2000 m Höhe.
- Froude-Zahl Fr
Sie wird berechnet aus der dichtegewichteten mittleren Windgeschwindigkeit senkrecht zum Gebirge und der Brunt-Väisälä-Frequenz. Als Höhenmaß wird auch hier die Höhendifferenz zwischen der maximalen Gebirgshöhe und dem umgebenden Flachland verwendet.
- Relative Feuchte RF in 850 hPa, 700 hPa und 500 hPa sowie gemittelt über die untere und obere Hälfte des Bereichs, über den die Brunt-Väisälä-Frequenz gemittelt wird
- Mischungsverhältnis r_s für die gleichen Höhen wie die relative Feuchte
- Produkt aus Froude-Zahl und Feuchte (Mischungsverhältnis bzw. relative Feuchte)
Diese Größe wird mit der Feuchte in 850 hPa und mit der vom Boden bis 2000 m über NN gemittelten Feuchte berechnet.

- Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport
Der Feuchtetransport wird berechnet aus der Windgeschwindigkeit und Feuchte in 850 hPa bzw. gemittelt bis 2000 m Höhe.

Diese Größen werden anschließend über das gesamte Niederschlagsereignis gemittelt. Wenn ein Niederschlagsereignis zwischen zwei Radiosondenaufstiegen beginnt oder endet, werden auch die Daten des Aufstiegs vor Beginn oder nach Ende des Niederschlagsereignisses berücksichtigt. Kann eine Größe aus einem der benötigten Radiosondenaufstiege nicht berechnet werden, entfällt die Mittelung für diese Größe.

Um einen Vergleich mit den 6 h-Niederschlagssummen der SYNOP-Stationen zu ermöglichen, werden die berechneten Größen außerdem auch linear auf 6 h-Abstände interpoliert, wobei die gewählten Zeiten jeweils der Mitte des 6 h-Zeitraums der SYNOP-Stationen entsprechen.

Schließlich wird zusätzlich das Produkt aus den aus Radiosondendaten berechneten Froude-Zahlen und den aus SYNOP-Daten berechneten Feuchten und Feuchtetransporten und umgekehrt berechnet.

Verglichen werden alle oben aufgeführten Größen in allen erwähnten zeitlichen Auflösungen mit der Niederschlagssumme der Bergstation, dem Quotienten von Niederschlagssumme der Bergstation und Niederschlagssumme der Talstation und der Differenz von Niederschlagssumme der Bergstation und Niederschlagssumme der Talstation. Bei Ereignissen nach Definition 2, d.h. bei Ereignissen mit beliebiger Dauer, werden bei Betrachtung des gesamten Ereignisses die Niederschlagssumme und die Niederschlagsdifferenz auf 24 h normiert.

5.3 Statistische Zusammenhänge

Froude-Zahlen für gesättigte Bedingungen und kombinierte Froude-Zahlen aus Radiosondendaten konnten nur selten berechnet werden. Deshalb ist es nicht sinnvoll, sie bei der Analyse zu betrachten. Mit Froude-Zahl ist im Folgenden stets die Froude-Zahl für ungesättigte Bedingungen gemeint.

5.3.1 Harz

Auf dem Gipfel des Harz liegt die SYNOP-Station Brocken, die deshalb eine ideale Bergstation für diese Untersuchung ist. Als Talstation wurde Göttingen gewählt. Diese Wahl ist insofern problematisch, als die Entfernung zwischen Göttingen und dem Brocken mit 57 km verhältnismäßig groß ist. Es steht jedoch keine andere SYNOP-Station in der Hauptanströmungsrichtung zur Verfügung (vgl. Abb. 2).

Die Windrichtung am Brocken weicht bei den meisten stratiformen Niederschlagsereignissen, die den in Kapitel 5.1 genannten Kriterien entsprechen, um weniger als 30° von der Verbindungslinie zwischen Göttingen und dem Brocken ab (vgl. Abb. 5). Es kann also für die meisten Niederschlagsereignisse die orografisch bedingte Niederschlagszunahme mit Niederschlagsdaten der Station Göttingen berechnet werden. Es werden 200 Niederschlagsereignisse nach Definition 1 und 132 Niederschlagsereignisse nach Definition 2 untersucht.

Insgesamt sind keine deutlichen Zusammenhänge zwischen Niederschlagssumme am Brocken, Niederschlagsquotient oder Niederschlagsdifferenz zwischen Berg- und Talstation und den in Kapitel 5.2 genannten Größen zu erkennen. Selten sind Schwellwerte definierbar, die überschritten werden müssen, damit es zu einer bestimmten Niederschlagssumme am Brocken oder einer bestimmten Niederschlagsdifferenz zwischen dem Brocken und Göttingen kommen kann. Ein Beispiel dafür ist in Abbildung 6 dargestellt. Dabei zeigt sich, dass insbesondere die Niederschlagsdifferenz zwischen dem Brocken und Göttingen, aber auch die Niederschlagssumme am Brocken tendenziell mit dem Produkt aus Froude-Zahl und dem Mittel des Mischungsverhältnisses von Tal- und Bergstation zunimmt. Außerdem zeigt sich, dass das Produkt $Fr \cdot r_s$ größer als 0.01 sein muss, damit eine Niederschlagssumme am Brocken von 40 mm in 24 h (Abb. 6, links) bzw. eine Niederschlagsdifferenz zwischen dem Brocken und Göttingen von 30 mm in 24 h (Abb. 6, rechts) überschritten werden kann. Insgesamt ist allerdings die Streuung der Daten zu groß, um hier eine generelle Aussage ableiten zu können.

Die schwachen Zusammenhänge lassen sich möglicherweise mit der großen Entfernung zwischen Tal- und Bergstation erklären. Da aus der Umgebung des Harz keine Radiosondendaten zur Verfügung stehen, muss nicht nur die Niederschlagszunahme, sondern auch die Brunt-Väisälä-Frequenz aus den Daten von Tal- und Bergstation bestimmt werden. Die Berechnung der Brunt-Väisälä-Frequenz aus SYNOP-Daten geschieht jedoch unter der Annahme, dass die Daten der Talstation für ein Luftpaket gelten, das direkt unter der Bergstation liegt.

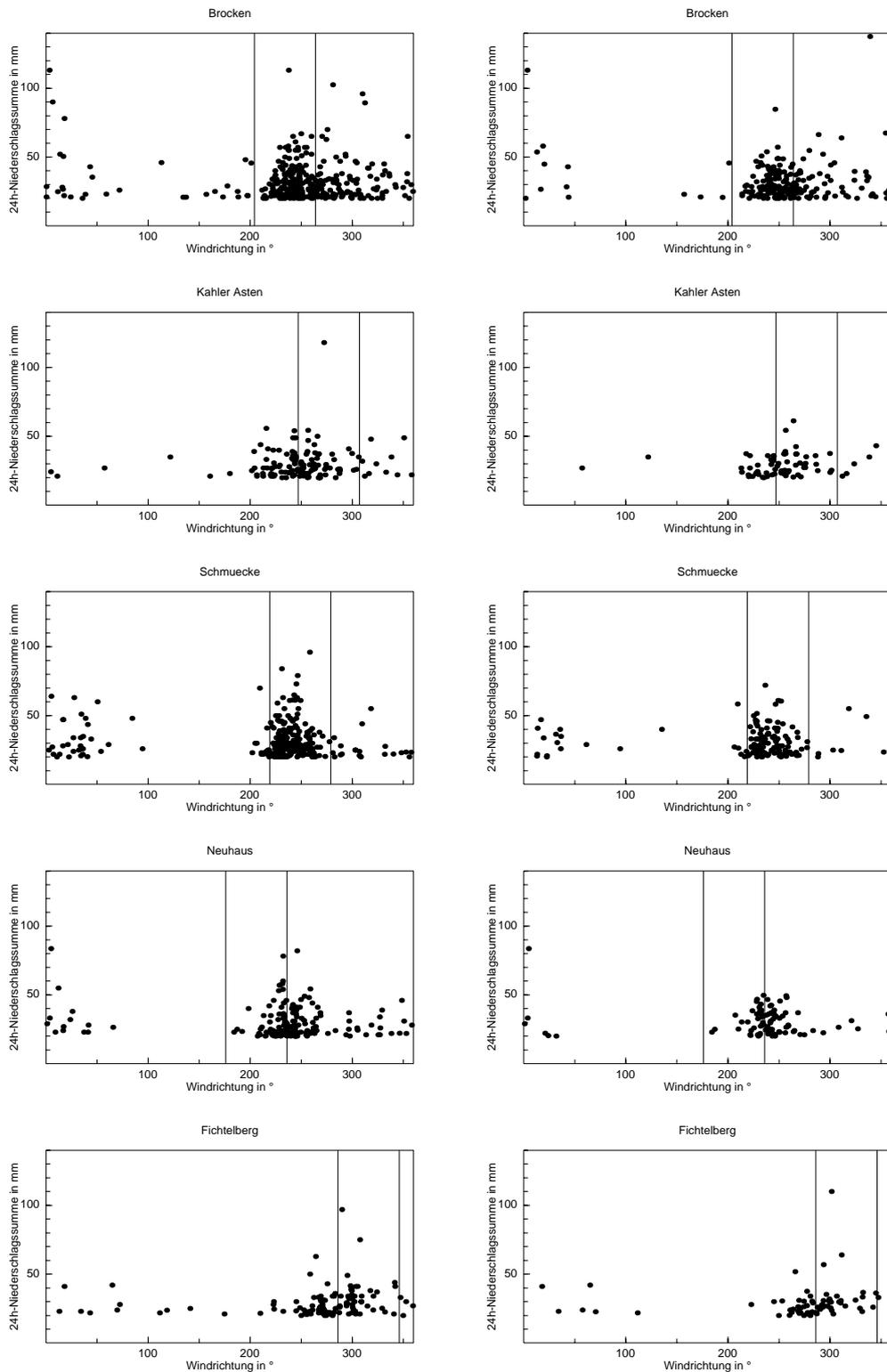


Abbildung 5: 24h-Niederschlagssumme an den Bergstationen in Abhängigkeit von der Windrichtung an den Bergstationen für Ereignisse nach Definition 1 (links) und nach Definition 2 (rechts); die senkrechten Linien geben den Bereich zwischen -30° und $+30^\circ$ um die Richtung der Verbindungslinie zwischen Tal- und Bergstation an

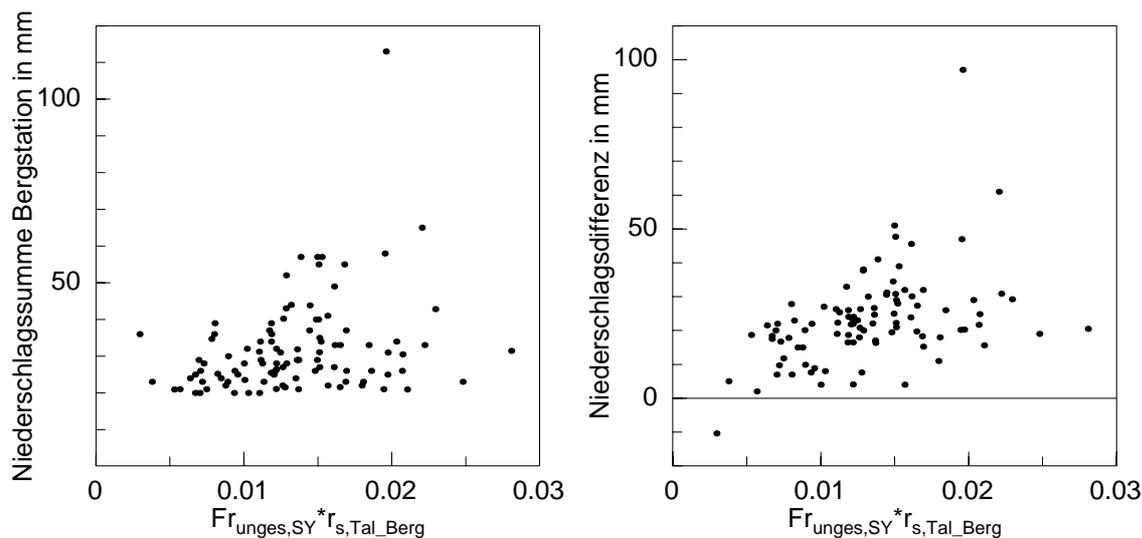


Abbildung 6: 24h-Niederschlagssumme am Brocken (links) bzw. 24h-Niederschlagsdifferenz zwischen dem Brocken und Göttingen (rechts) während Ereignissen nach Definition 1, in Abhängigkeit vom Produkt aus Froude-Zahl und dem Mittel des Mischungsverhältnisses vom Brocken und Göttingen

5.3.2 Rothaargebirge

Für das Rothaargebirge wurde als Bergstation der Kahle Asten und als Talstation Lüdenscheid gewählt. Wie in Abbildung 5 zu erkennen ist, weicht die Windrichtung am Kahlen Asten während ungefähr der Hälfte der stratiformen Niederschlagsereignisse nach Kapitel 5.1 um weniger als 30° von der Verbindungslinie zwischen Lüdenscheid und dem Kahlen Asten ab, so dass der Niederschlagsquotient und die Niederschlagszunahme mit den Daten von Lüdenscheid berechnet werden können. An der Station Lüdenscheid werden allerdings erst seit 1994 Niederschlagsmessungen durchgeführt, weshalb nur 58 Niederschlagsereignisse nach Definition 1 und 34 Niederschlagsereignisse nach Definition 2 untersucht werden können.

Bei den in die Froude-Zahl eingehenden Größen Windgeschwindigkeit U und Brunt-Väisälä-Frequenz N ist kein Zusammenhang zur Niederschlagsdifferenz zwischen Berg- und Talstation zu erkennen (Abb. 7, oben). Auch ein Zusammenhang zwischen der Froude-Zahl selbst und der Niederschlagsdifferenz ist nicht zu erkennen (Abb. 7, Mitte). Berücksichtigt man jedoch die Feuchte durch Multiplikation der Froude-Zahl mit dem Mischungsverhältnis, so ergibt sich ein klarer Zusammenhang zur Niederschlagsdifferenz (Abb. 7, unten). Noch ausgeprägter ist dieser Zusammenhang beim Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport. Dies gilt nicht nur, wenn der Transport des Mischungsverhältnisses, wie in Abbildung 7 dargestellt, über die unteren 2000 m gemittelt wird, sondern prinzipiell bei allen untersuchten Flüssen des Mischungsverhältnisses. Wird als Feuchtemaß dagegen die relative Feuchte verwendet, ist die Korrelation zur Niederschlagsdifferenz weniger stark ausgeprägt. Auch bei Niederschlagsereignissen nach Definition 2 gelten die beschriebenen Zusammenhänge. Wird über kürzere Zeiträume gemittelt (zwölf Stunden oder

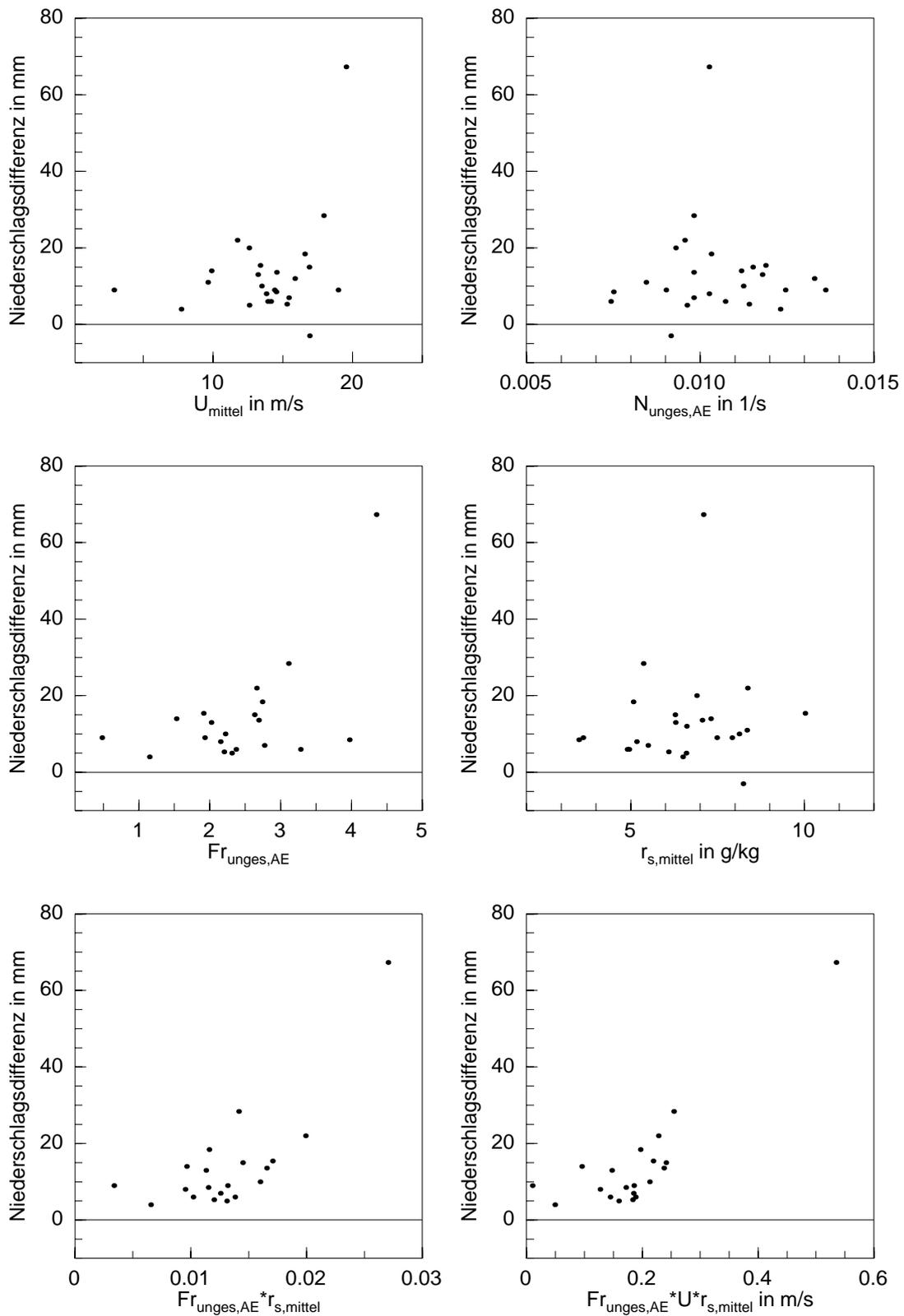


Abbildung 7: 24h-Niederschlagsdifferenz zwischen dem Kahlen Asten und Lüdenscheid bei Ereignissen nach Definition 1 in Abhängigkeit von verschiedenen Größen (Froude-Zahl aus Radiosondendaten berechnet)

sechs Stunden), die Froude-Zahl statt aus Radiosondendaten aus SYNOP-Daten berechnet oder als Maß für die Niederschlagszunahme der Niederschlagsquotient verwendet, so sind diese Zusammenhänge deutlich schwächer ausgeprägt oder gar nicht zu erkennen.

5.3.3 Nördlicher Thüringer Wald

Für den nördlichen Thüringer Wald wurde die Stationskombination Meiningen-Schmücke gewählt. Sie ist insofern gut geeignet, da Meiningen auch Radiosondenstation ist und die Windrichtung in Schmücke bei stratiformen Niederschlagsereignissen, die den in Kapitel 5.1 genannten Kriterien entsprechen, selten um mehr als 30° von der Verbindungslinie zwischen Meiningen und Schmücke abweicht (vgl. Abb. 5). Auch ist die Anzahl der Ereignisse, vor allem aufgrund der langen Messdauer beider Stationen, relativ groß (182 Ereignisse nach Definition 1 und 102 Ereignisse nach Definition 2).

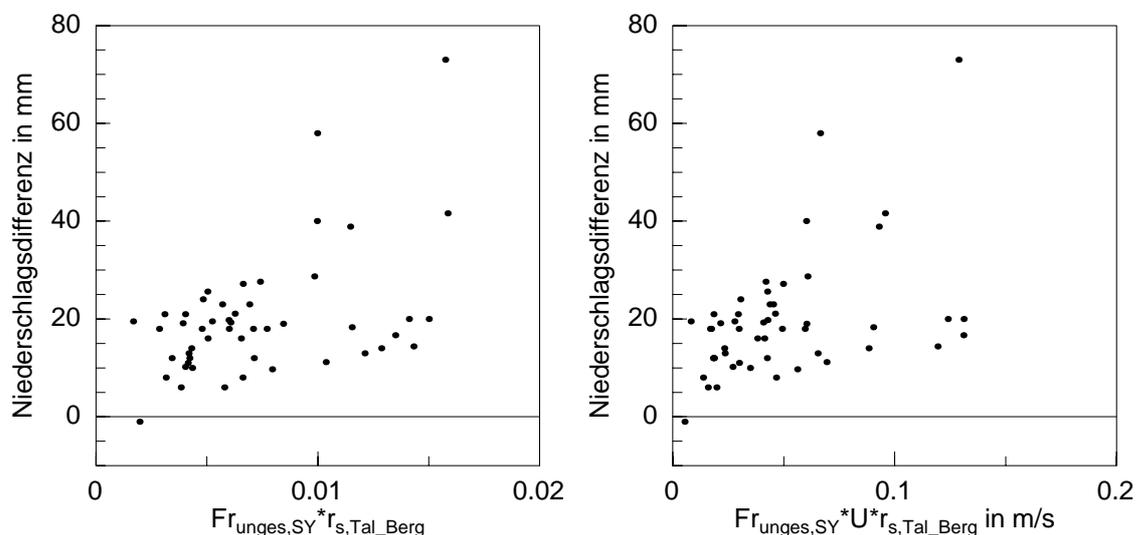


Abbildung 8: 24h-Niederschlagsdifferenz zwischen Schmücke und Meiningen während Ereignissen nach Definition 1, in Abhängigkeit vom Produkt aus Froude-Zahl (aus SYNOP-Daten berechnet) und dem Mittel des Mischungsverhältnisses von Schmücke und Meiningen (links) bzw. vom Produkt aus Froude-Zahl und Transport des selben Mischungsverhältnisses (rechts)

Trotz dieser guten Voraussetzungen sind keine klaren Zusammenhänge zwischen Niederschlagssumme an der Bergstation, Niederschlagsquotient und Niederschlagsdifferenz zwischen Berg- und Talstation und den in Kapitel 5.2 aufgelisteten atmosphärischen Parametern erkennbar. Ähnlich wie im Harz können allerdings manchmal Schwellwerte definiert werden, die überschritten werden müssen, damit eine bestimmte Niederschlagszunahme erreicht werden kann. So wurde eine Niederschlagsdifferenz von 30 mm in 24 h zwischen Schmücke und Meiningen nur überschritten, wenn das Produkt aus der aus SYNOP-Daten berechneten Froude-Zahl und dem Mittel des Mischungsverhältnisses von Tal- und Bergstation bei mindestens 0.01

bzw. das Produkt aus der aus SYNOP-Daten berechneten Froude-Zahl und dem Transport des Mischungsverhältnisses, gemittelt aus den Daten von Tal- und Bergstation, bei mindestens 0.06 m s^{-1} lag (Abb. 8). Aufgrund der sehr geringen Anzahl von untersuchten Ereignissen, bei denen eine entsprechend große Niederschlagsdifferenz erreicht wurde, sind allerdings auch diese Schwellwerte nicht gesichert.

Die Gründe für die im Allgemeinen fehlenden Zusammenhänge sind unklar. Möglicherweise ist Meiningen durch die Rhön sowohl niederschlagsmäßig als auch strömungsdynamisch stark beeinflusst. Entsprechende Hinweise ergeben sich bei den Sensitivitätsuntersuchungen in Kapitel 6.1.5. Eine genaue Klärung dieser Frage könnte nur mit Hilfe von systematischen Modellsimulationen erfolgen, die in dieser Arbeit allerdings nicht vorgesehen sind.

5.3.4 Südlicher Thüringer Wald

Im südlichen Thüringer Wald wurde als Bergstation Neuhaus am Rennweg und als Talstation Coburg gewählt. Die Windrichtung an der Station Neuhaus weicht zwar bei etwas mehr als der Hälfte aller betrachteten Niederschlagsereignisse um mehr als 30° von der Verbindungslinie zwischen Coburg und Neuhaus ab (vgl. Abb. 5), doch die 66 Niederschlagsereignisse nach Definition 1 und 32 Niederschlagsereignisse nach Definition 2, bei denen die Windrichtung im Toleranzbereich liegt, sind für die Analyse ausreichend.

Wie in den Abbildungen 9 bis 12 zu erkennen ist, besteht kein nennenswerter Zusammenhang zwischen der Brunt-Väisälä-Frequenz und der Niederschlagszunahme, ausgedrückt durch Niederschlagsdifferenz oder Niederschlagsquotient zwischen Berg- und Talstation. Hingegen besteht ein klarer Zusammenhang zwischen Niederschlagszunahme und Windgeschwindigkeit der Talstation (Korrelationskoeffizient ⁴ $r = 0.70 - 0.71$), ein etwas schwächerer auch zur Windgeschwindigkeit der Bergstation ($r = 0.57 - 0.59$). Der Zusammenhang zwischen Niederschlagszunahme und Froude-Zahl ist etwas schwächer als der Zusammenhang zur Windgeschwindigkeit der Bergstation ($r = 0.42 - 0.59$). Multipliziert man die Froude-Zahl mit dem Mischungsverhältnis, verbessert sich der Zusammenhang zur Niederschlagszunahme, insbesondere wenn die Froude-Zahl aus SYNOP-Daten berechnet wird ($r = 0.66 - 0.69$) (Abb. 10 und 12). Der Zusammenhang zwischen Niederschlagszunahme und Transport des Mischungsverhältnisses ist noch ausgeprägter, besonders wenn die Froude-Zahl aus Radiosondendaten berechnet wird (Abb. 9 und 11). Der beste Zusammenhang mit einem Korrelationskoeffizienten r von 0.76 ergibt sich zwischen der Niederschlagsdifferenz und dem Produkt aus der aus Radiosondendaten berechneten Froude-Zahl und dem Transport des Mischungsverhältnisses, gemittelt aus den Daten von Tal- und Bergstation (Abb. 9).

Die bisher beschriebenen Zusammenhänge gelten unabhängig davon, ob die Froude-Zahl aus Radiosondendaten (Abb. 9 und 11) und oder aus SYNOP-Daten (Abb. 10 und 12) berechnet wird und welches Mischungsverhältnis gewählt wird. Wird als

⁴Da die Niederschlagsdaten in der Regel keine Normalverteilung aufweisen, wird in dieser Arbeit überall der Rang-Korrelationskoeffizient nach Kendall (Kendall und Stuart, 1971) verwendet, der unabhängig von der statistischen Verteilung der Daten ist.

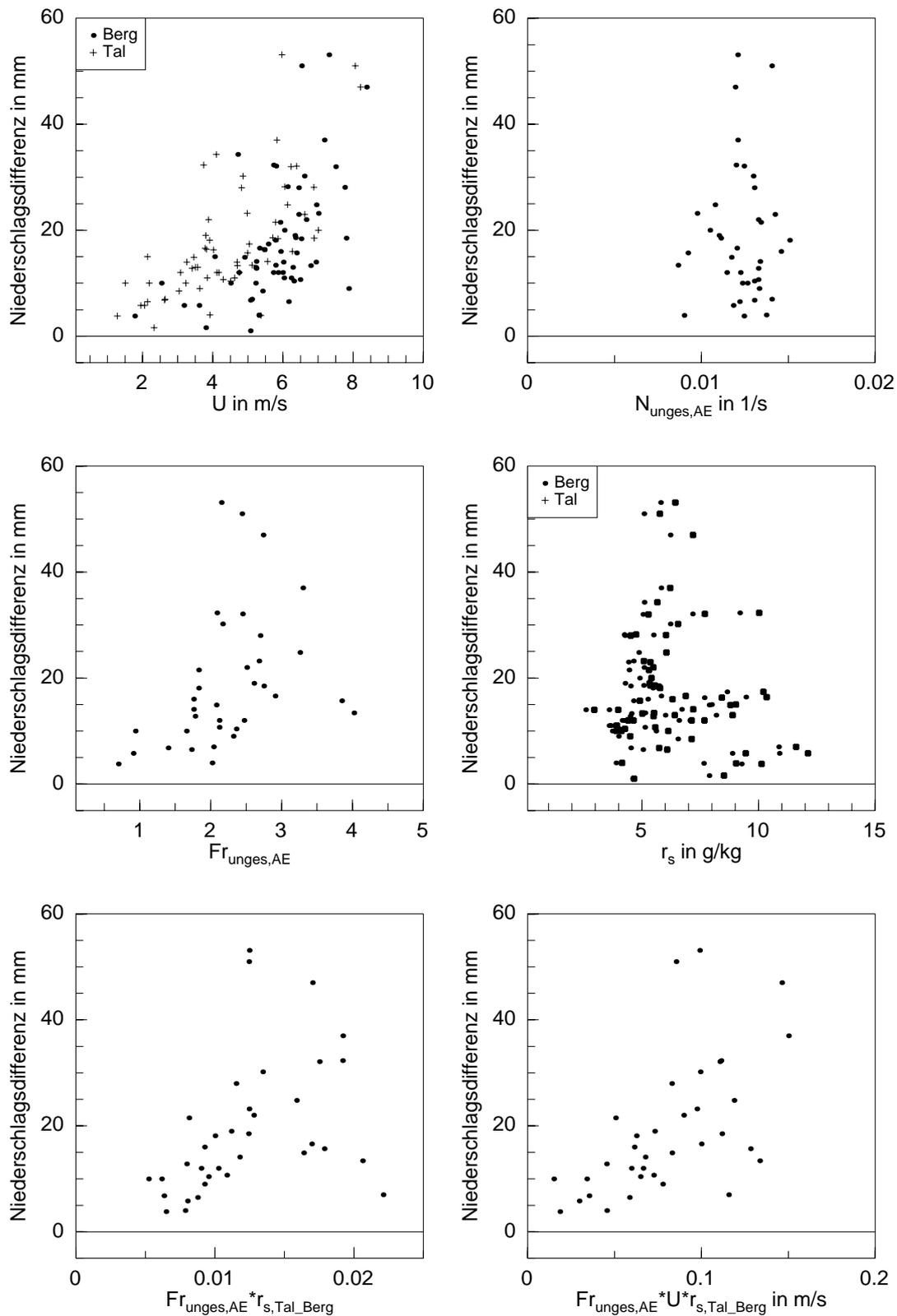


Abbildung 9: 24h-Niederschlagsdifferenz zwischen Neuhaus und Coburg bei Ereignissen nach Definition 1 in Abhängigkeit von verschiedenen Größen (Froude-Zahl aus Radiosondendaten berechnet; U = Windgeschwindigkeit senkrecht zum Gebirge)

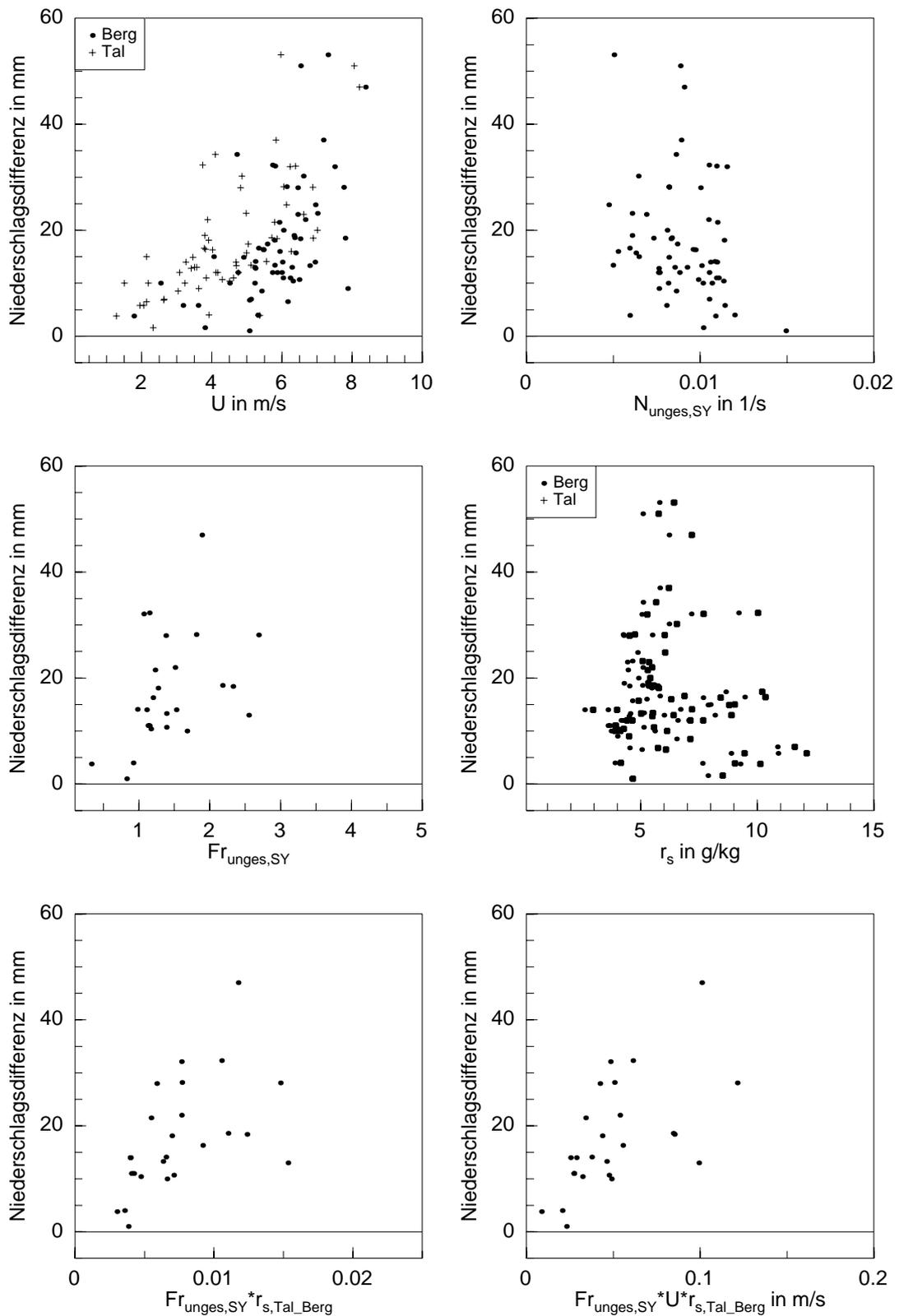


Abbildung 10: 24h-Niederschlagsdifferenz zwischen Neuhaus und Coburg bei Ereignissen nach Definition 1 in Abhängigkeit von verschiedenen Größen (Froude-Zahl aus SYNOP-Daten berechnet; U = Windgeschwindigkeit senkrecht zum Gebirge)

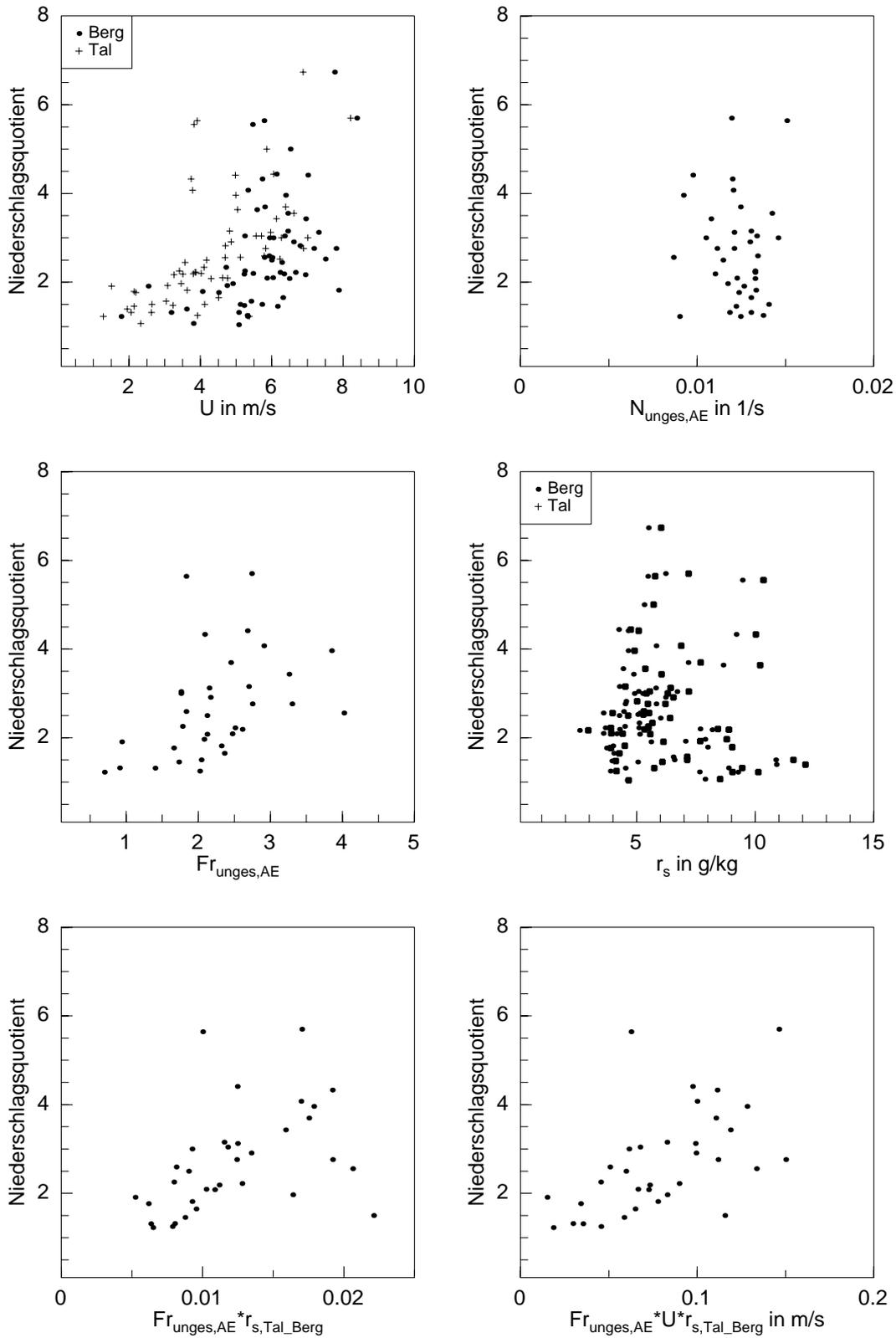


Abbildung 11: 24h-Niederschlagsquotient zwischen Neuhaus und Coburg bei Ereignissen nach Definition 1 in Abhängigkeit von verschiedenen Größen (Froude-Zahl aus Radiosondendaten berechnet; U = Windgeschwindigkeit senkrecht zum Gebirge)

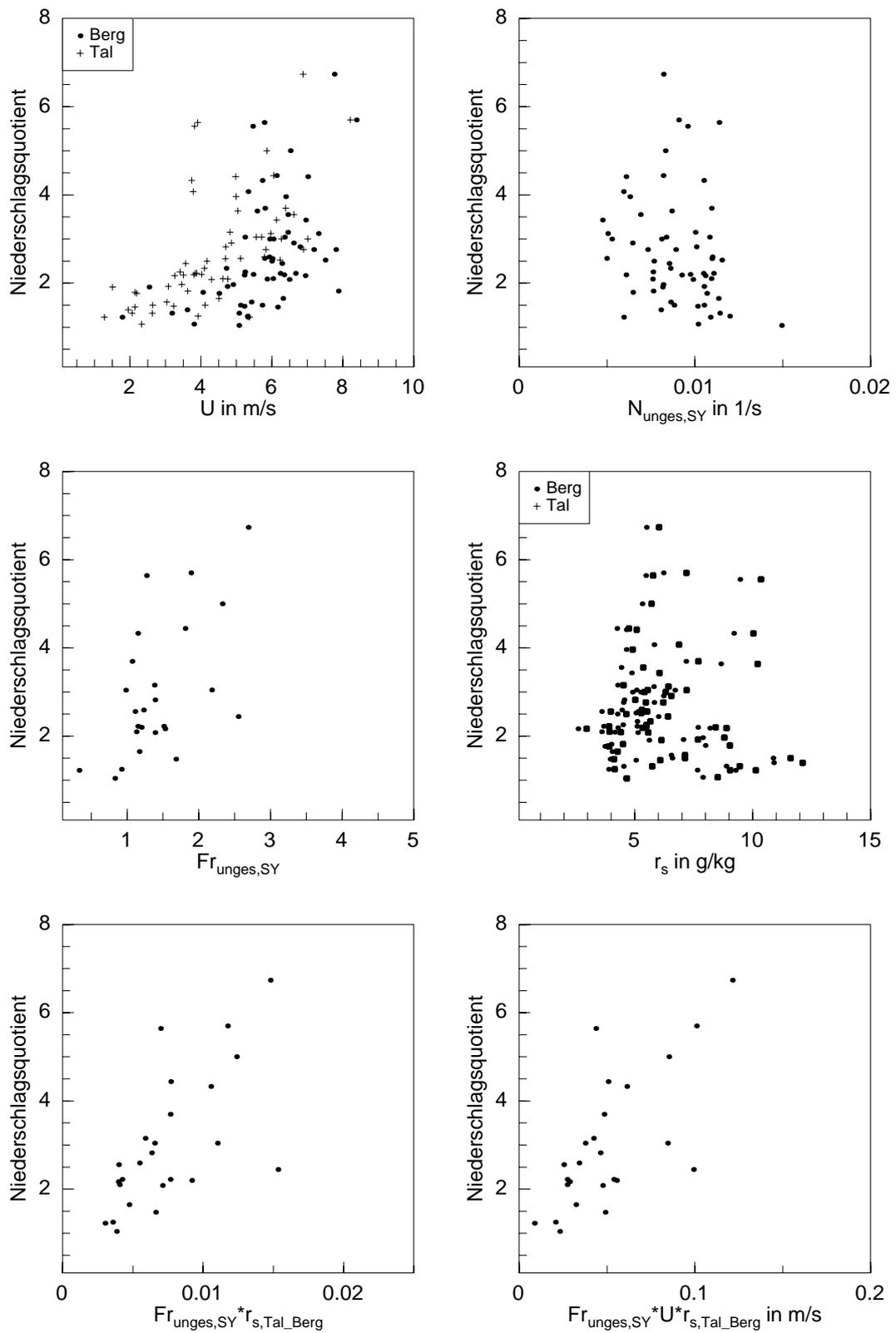


Abbildung 12: 24h-Niederschlagsquotient zwischen Neuhaus und Coburg bei Ereignissen nach Definition 1 in Abhängigkeit von verschiedenen Größen (Froude-Zahl aus SYNOP-Daten berechnet; U = Windgeschwindigkeit senkrecht zum Gebirge)

Feuchtemaß statt des Mischungsverhältnisses die relative Feuchte verwendet, sind die Zusammenhänge dagegen schwächer. Wenn statt über 24 h über 12 h gemittelt wird, ergibt sich ein guter Zusammenhang nur noch dann, wenn die Niederschlagszunahme durch die Niederschlagsdifferenz ausgedrückt wird und die Froude-Zahl aus Radiosondendaten berechnet wird. Für einen Mittelungszeitraum von 6 h ergeben sich allgemein deutlich schwächere Zusammenhänge.

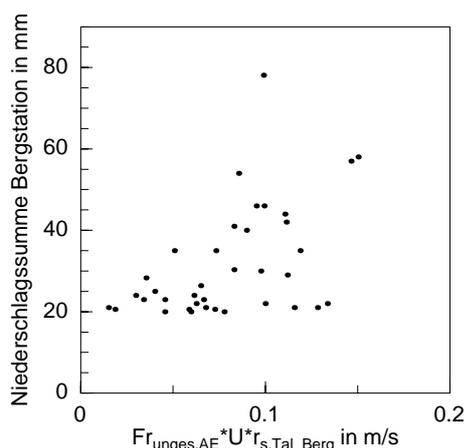


Abbildung 13: 24h-Niederschlagssumme in Neuhaus bei Ereignissen nach Definition 1 in Abhängigkeit vom Produkt aus Froude-Zahl (aus Radiosondendaten berechnet) und Transport des Mischungsverhältnisses

Auch zur Niederschlagssumme an der Bergstation besteht ein Zusammenhang, allerdings in der Form, dass zum Erreichen einer bestimmten Niederschlagssumme ein allmählich ansteigender Schwellwert des Produkts aus Froude-Zahl und Feuchtetransport überschritten werden muss (vgl. Abb. 13).

Das bisher Gesagte gilt für Ereignisse nach Definition 1. Die Untersuchung von Ereignissen nach Definition 2 ist schwieriger, da sich dabei nur halb so viele Ereignisse ergeben. Die besten Zusammenhänge zur Niederschlagszunahme ergeben sich hier, wenn als Feuchtemaß die relative Feuchte gewählt wird. In Abbildung 14 und 15 sind die Zusammenhänge zwischen der Niederschlagsdifferenz und dem Niederschlagsquotienten zwischen Berg- und Talstation und dem Produkt aus der aus Radiosondendaten berechneten Froude-Zahl und dem Transport des Mischungsverhältnisses, gemittelt aus den Daten von Tal- und Bergstation, sowie den ihm zu Grunde liegenden Größen dargestellt. Wird der Feuchtetransport über andere Höhen gemittelt, ergeben sich teilweise deutlich schwächere Zusammenhänge. Wird statt der relativen Feuchte das Mischungsverhältnis als Feuchtemaß gewählt, sind die Zusammenhänge ebenfalls schwächer. Aus SYNOP-Daten kann die Froude-Zahl bei diesen Ereignissen noch etwas seltener berechnet werden als aus Radiosondendaten. Deshalb sind Aussagen über Zusammenhänge mit dieser Froude-Zahl und den mit ihr berechneten Größen schwierig.

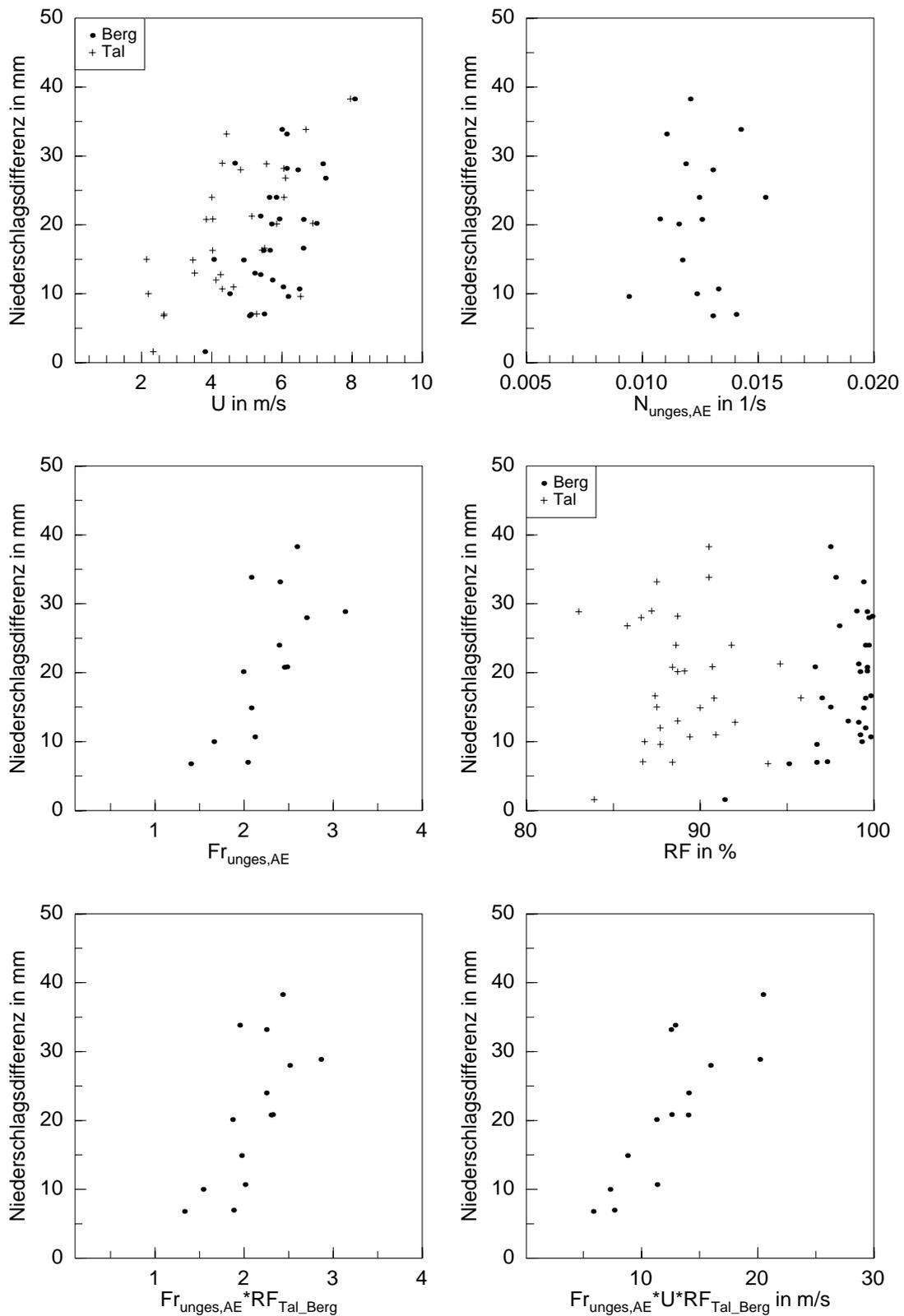


Abbildung 14: 24h-Niederschlagsdifferenz zwischen Neuhaus und Coburg bei Ereignissen nach Definition 2 in Abhängigkeit von verschiedenen Größen (Froude-Zahl aus Radiosondendaten berechnet; U = Windgeschwindigkeit senkrecht zum Gebirge)

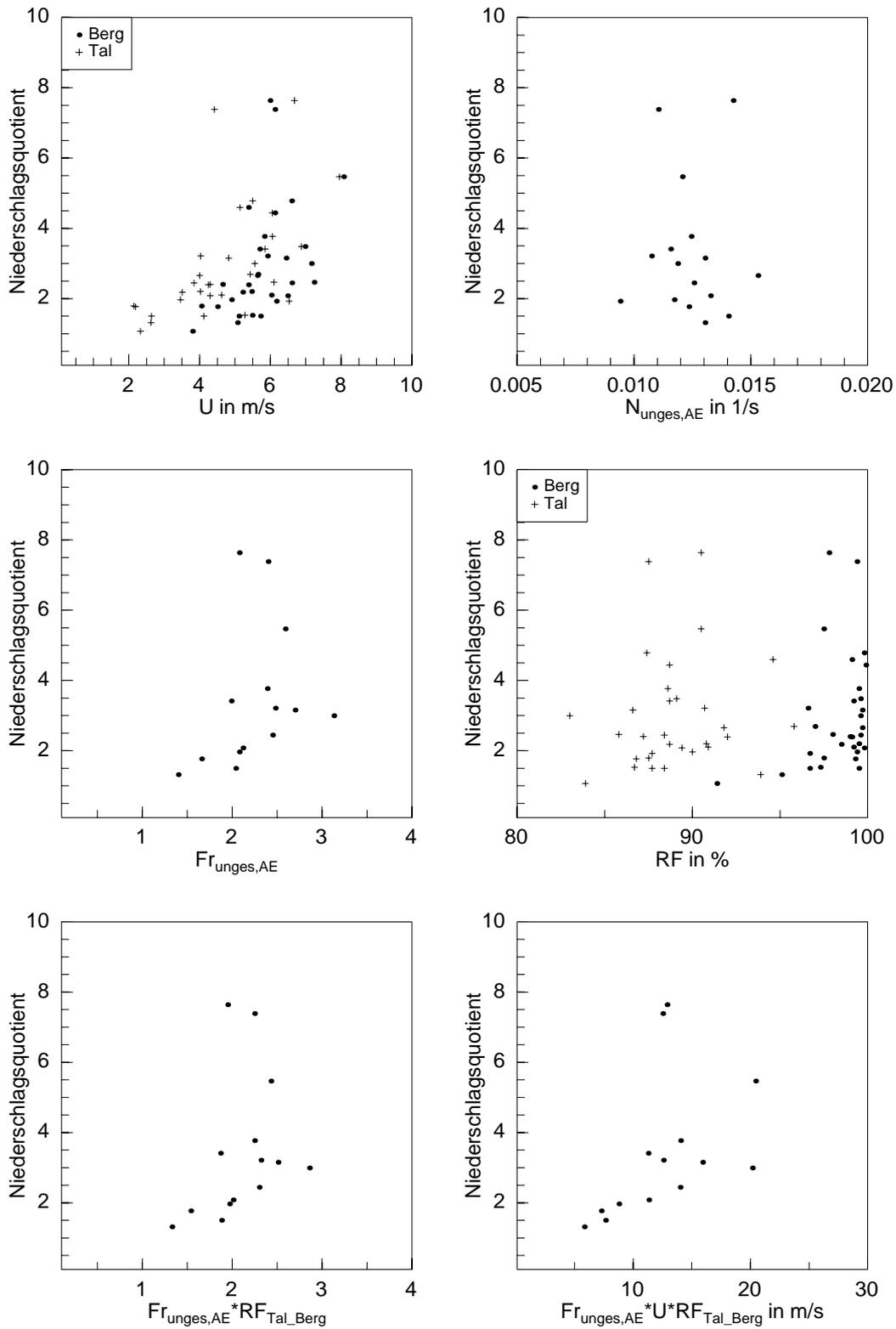


Abbildung 15: Niederschlagsquotient zwischen Neuhaus und Coburg bei Ereignissen nach Definition 2 in Abhängigkeit von verschiedenen Größen, gemittelt über die gesamte Ereignisdauer (Froude-Zahl aus Radiosondendaten berechnet; U = Windgeschwindigkeit senkrecht zum Gebirge)

5.3.5 Erzgebirge

Für das Erzgebirge wurde die Stationskombination Aue-Fichtelberg gewählt. Wie in Abbildung 5 zu erkennen ist, weicht die Windrichtung am Fichtelberg bei ungefähr der Hälfte der Niederschlagsereignisse nach Kapitel 5.1 um weniger als 30° von der Verbindungslinie zwischen Aue und dem Fichtelberg ab. Bei den meisten Niederschlagsereignissen, bei denen die Windrichtung außerhalb des Toleranzbereichs liegt, herrscht eine zum Erzgebirge fast parallele Anströmung. In diesen Fällen sind die in dieser Arbeit durchgeführten Analysen nicht sinnvoll.

Bei 45 Niederschlagsereignissen nach Definition 1 und 30 Niederschlagsereignissen nach Definition 2 liegt die Windrichtung im Toleranzbereich. Da aufgrund von Messausfällen nicht bei allen Ereignissen die Niederschlagszunahme mit allen in Kapitel 5.2 erwähnten Größen verglichen werden kann, sind diese Zahlen relativ niedrig. Auch ist die Lage der Talstation in einem Flusstal problematisch. Es steht jedoch keine besser geeignete Stationskombination zur Verfügung.

Nennenswerte Zusammenhänge zwischen Niederschlagssumme an der Bergstation, Niederschlagsdifferenz oder Niederschlagsquotient zwischen Berg- und Talstation und den in Kapitel 5.2 erwähnten Größen sind hier nicht festzustellen. Auffällig ist, dass der Niederschlag an der Talstation relativ häufig größer ist als der Niederschlag an der Bergstation (vgl. Abb. 16). Dies lässt sich durch die schon erwähnte Lage von Aue in einem Flusstal erklären. Wegen seiner Umgebung liegt Aue wahrscheinlich selbst bei größeren Froude-Zahlen bereits im Bereich der orografisch bedingten Niederschlagszunahme. Dies erklärt zumindest teilweise die nicht vorhandenen Zusammenhänge zwischen den untersuchten atmosphärischen Parametern und der Niederschlagszunahme in diesem Gebiet.

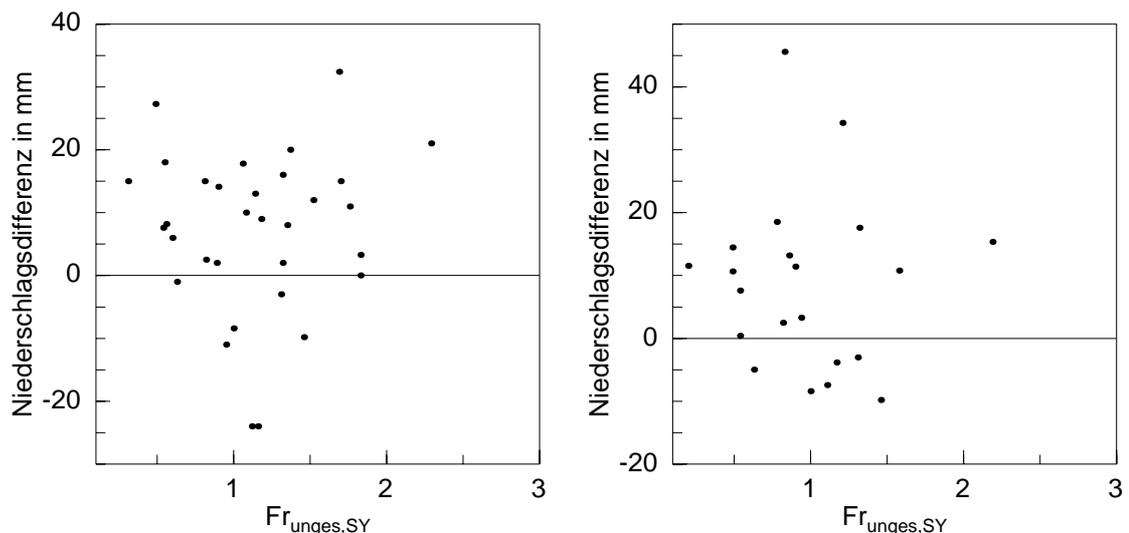


Abbildung 16: 24h-Niederschlagsdifferenz zwischen Fichtelberg und Aue während Ereignissen nach Definition 1 (links) und nach Definition 2 (rechts) in Abhängigkeit von der Froude-Zahl (aus SYNOP-Daten berechnet)

5.4 Verlauf von Niederschlagsereignissen

Auch der Verlauf der Niederschlagsintensitäten an Tal- und Bergstation im Harz, Rothaargebirge und südlichen Thüringer Wald wurde auf mögliche Zusammenhänge mit den aus SYNOP-Daten berechneten Größen (vgl. Kapitel 5.2) untersucht. Von den Stationen Lüdenscheid, Kahler Asten, Coburg und Neuhaus stehen Miriam-Daten zur Verfügung, d.h. Niederschlagsdaten mit zehnminütiger Auflösung. Diese wurden zu stündlichen Werten aufsummiert. Die Miriam-Daten des Brocken sind unbrauchbar, weshalb für den Harz nur die in sechsständiger Auflösung vorliegenden Niederschlagsdaten des SYNOP-Messprogramms verwendet werden konnten. Auch die Daten der anderen Miriam-Stationen weisen viele Messausfälle auf. Untersucht wurden Niederschlagsereignisse nach Definition 2 mit langer Andauer und hohen orografischen Niederschlagszunahmen. Es konnte jedoch kein Zusammenhang zu den in Kapitel 5.2 erwähnten Größen festgestellt werden. Oft sind die Schwankungen der untersuchten Größen während eines Niederschlagsereignisses recht klein. In anderen Fällen ist zwar eine Schwankung der Größen während des Niederschlagsereignisses festzustellen, aber kein Zusammenhang zur Schwankung der Niederschlagsintensitäten. Viele interessante Ereignisse konnten allerdings auch wegen Messausfällen nicht untersucht werden.

6 Modellsimulationen

6.1 Sensitivitätsuntersuchungen

Bei den Gebieten, bei denen der Analyse der Niederschlagsereignisse zufolge ein Zusammenhang zwischen orografisch bedingter Niederschlagszunahme und untersuchten atmosphärischen Parametern besteht, ergibt sich in fast allen Fällen der beste Zusammenhang für das Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport. Deshalb sollen im Folgenden die Sensitivitäten des orografisch bedingten Niederschlags auf diese Größe und auf die ihr zu Grunde liegenden Parameter mit Hilfe des in Kapitel 3 beschriebenen diagnostischen Niederschlagsmodells bestimmt werden. Zunächst werden die Sensitivitäten für einen idealisierten glockenförmigen Berg bestimmt, da hier die Zusammenhänge am leichtesten modellphysikalisch zu verstehen sind. Anschließend werden die Sensitivitäten für die bei den Analysen verwendeten Gebiete bestimmt. Bei allen Sensitivitätsuntersuchungen wird eine synoptische Hebung von 0.1 m s^{-1} angenommen. Das Modell wird, wie in Kapitel 3.3 beschrieben, durch Vorgabe einer Windgeschwindigkeit U , einer Windrichtung wr , einer Brunt-Väisälä-Frequenz N und einer Temperatur in Bodennähe T_0 initialisiert. Von der Temperatur T_0 ausgehend wird ein idealisiertes Vertikalprofil berechnet, indem angenommen wird, dass die Luft bereits in Bodennähe gesättigt ist und pseudoadiabatisch gehoben wird. Die für die Sensitivitätsuntersuchungen verwendeten Werte für U , N , wr , Mischungsverhältnis $r_{s,0}$ (woraus T_0 berechnet wird) und die Höhe des Glockenbergs h sind hier tabellarisch zusammengefasst.

Tabelle 1: Übersicht über die bei den Sensitivitätsuntersuchungen verwendeten Werte für Windgeschwindigkeit U , Brunt-Väisälä-Frequenz N , Mischungsverhältnis in Bodennähe $r_{s,0}$, Windrichtung wr und Höhe des Glockenbergs h

	Variationsbereich	Referenzwert
U	2 - 28 m s^{-1}	10 m s^{-1}
N	0.001 - 0.02 s^{-1} Harz: nur bis 0.012 s^{-1} , Glockenberg: nur bis 0.01 s^{-1} , da sonst $Fr < 1$	0.002 s^{-1}
$r_{s,0}$	4 - 13 g/kg	9.5 g/kg
wr	200 - 300°	250° (Harz und Rothaargebirge) 235° (Thüringer Wald)
h	200 - 2000 m	1000 m

6.1.1 Glockenberg

Die Orografie des verwendeten Glockenbergs ist in Abbildung 17 und 18 zu erkennen. Untersucht werden die Sensitivitäten an den schwarz bzw. weiß markierten Stellen.

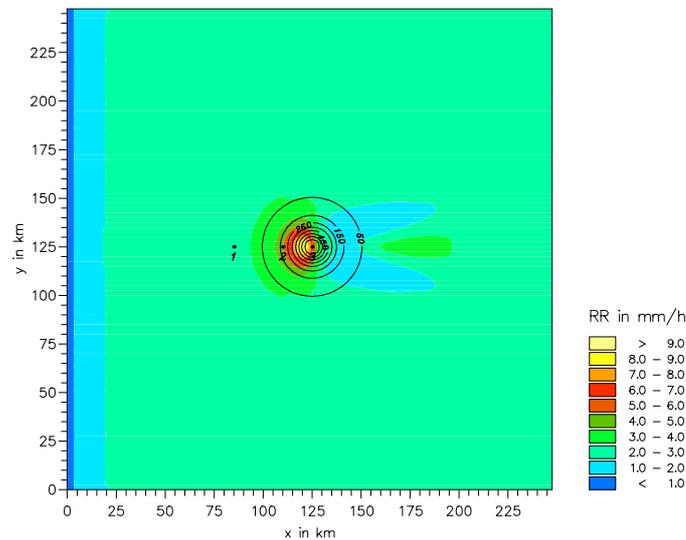


Abbildung 17: Simulierte Niederschlagsverteilung an einem Glockenberg für $U = 10 \text{ m s}^{-1}$, $N = 0.002 \text{ s}^{-1}$, $r_{s,0} = 9.5 \text{ g/kg}$, $wr = 270^\circ$, $h = 1000 \text{ m}$, synoptische Hebung $w_{synop} = 0.1 \text{ m s}^{-1}$

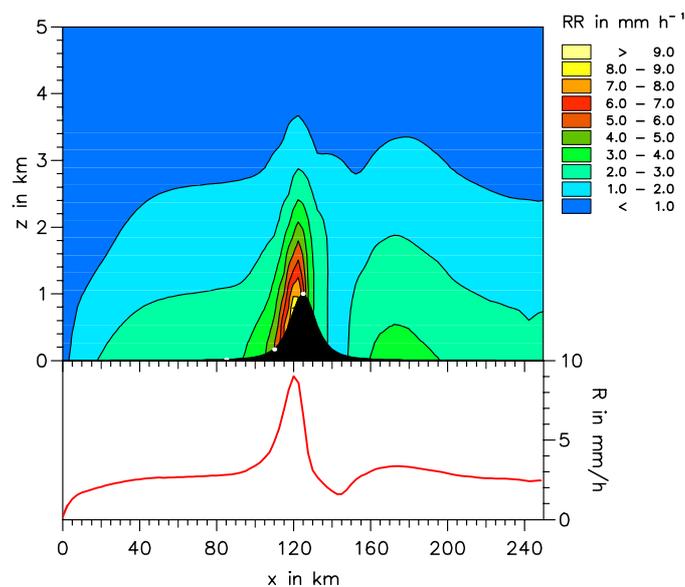


Abbildung 18: Simulierte Niederschlagsverteilung an einem Glockenberg für die selben Bedingungen wie in Abbildung 17

Wie in Abbildung 17 zu erkennen ist, nimmt der Niederschlag auf der gesamten Breite des Gebiets vom linken Rand her zu, weil im Modell kein Niederschlag von links in das Gebiet herein verdriftet wird. Niederschlag wird erst im Modellgebiet gebildet, dort aber aufgrund der Formations- und Fallzeit um eine gewisse Strecke verdriftet. Je näher die Niederschlagsbildung am Boden stattfindet, umso geringer ist die Driftstrecke, so dass Niederschlag, der in den unteren Schichten gebildet wird, schon nach einer kurzen Strecke den Boden erreicht. Niederschlag, der in größeren Höhen gebildet wird, kann hingegen über weite Strecken verdriftet werden. Deshalb sind die Ergebnisse der Simulationen erst ab einer gewissen Distanz vom linken Rand (abhängig von der Windgeschwindigkeit, hier etwa 40 km) sinnvoll. Die am Glockenberg und bei den später untersuchten realen Gebieten gewählten Punkte für die Sensitivitätsanalyse sind weit genug vom linken Rand entfernt, dass dieser Modelleffekt nur noch eine untergeordnete oder gar keine Rolle mehr spielt.

Wie in Abbildung 19 dargestellt besteht an Punkt 1 fast kein Zusammenhang zwischen Niederschlagsintensität und Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz und Berghöhe. Punkt 1 ist weit genug vom Berg entfernt, dass orografische Effekte bei Froude-Zahlen größer 1 fast keine Rolle spielen. Die geringe Abnahme des Niederschlags mit zunehmender Windgeschwindigkeit ist durch den oben erwähnten Modelleffekt zu erklären. In wesentlichem Maß beeinflusst nur das Mischungsverhältnis die Niederschlagsintensität.

An Punkt 2, an der Luv-Seite des Berges, ist dagegen wie zu erwarten eine Zunahme des Niederschlags mit zunehmender Windgeschwindigkeit und abnehmender Brunt-Väisälä-Frequenz, d.h. mit zunehmender Froude-Zahl, zu erkennen (Abb. 20). Allerdings verläuft die Zunahme des Niederschlags mit der Froude-Zahl unterschiedlich, je nachdem ob die Windgeschwindigkeit oder die Brunt-Väisälä-Frequenz variiert wird. Der Grund für diesen Unterschied liegt in der Niederschlagsdrift, die abhängig ist von der Windgeschwindigkeit, aber nicht von der Schichtungsstabilität der Atmosphäre. Die Zunahme des Niederschlags mit dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport verläuft etwas einheitlicher. Wird statt der Windgeschwindigkeit oder der Brunt-Väisälä-Frequenz das Mischungsverhältnis variiert, verläuft die Zunahme des Niederschlags mit dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport jedoch deutlich anders. Dabei muss allerdings beachtet werden, dass ein idealisiertes, vollständig gesättigtes Vertikalprofil bei der Simulation verwendet wird. Das bedeutet, dass bei einer Variation des Mischungsverhältnisses gleichzeitig die Temperatur und damit auch die Schmelzschichthöhe variiert. Dies hat wiederum zur Folge, dass auch die Fallgeschwindigkeit der im oberen Bereich gebildeten Niederschlagspartikel variiert. Die Ergebnisse aus der Variation der Feuchte sollten also mit Vorsicht behandelt werden.

Schließlich ist noch zu erwähnen, dass der Niederschlag an Punkt 2 mit der Berghöhe zunimmt, da die orografisch induzierte Vertikalgeschwindigkeit und damit die Niederschlagsintensität mit der Steilheit des Geländes zunimmt und bei größeren Berghöhen eine Hebung der feuchten Luftmassen über einen weiteren Höhenbereich erzwungen wird.

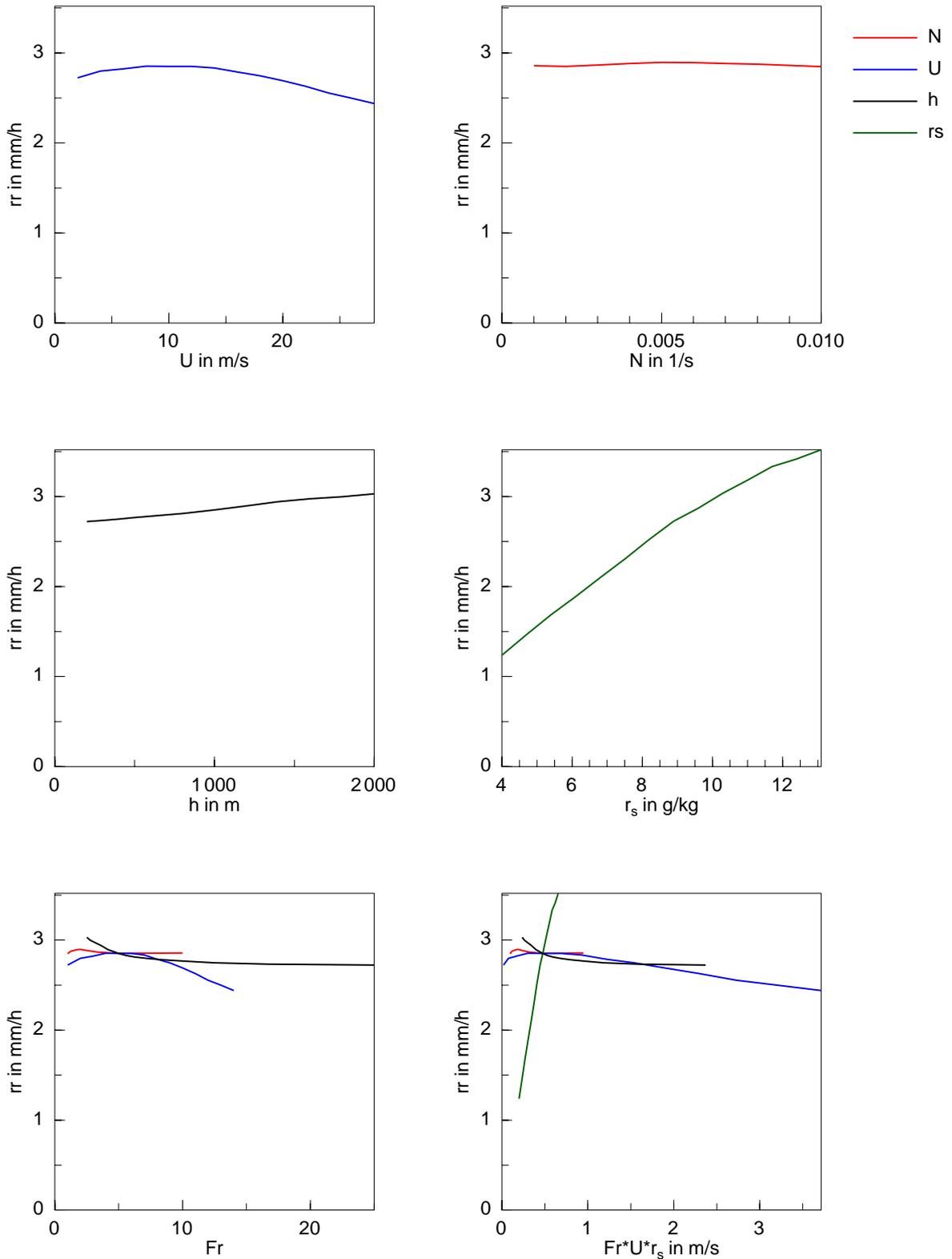


Abbildung 19: Sensitivität des Niederschlags an Punkt 1 aus Abb. 17 bezüglich Brunt-Väisälä-Frequenz, Windgeschwindigkeit, Berghöhe, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

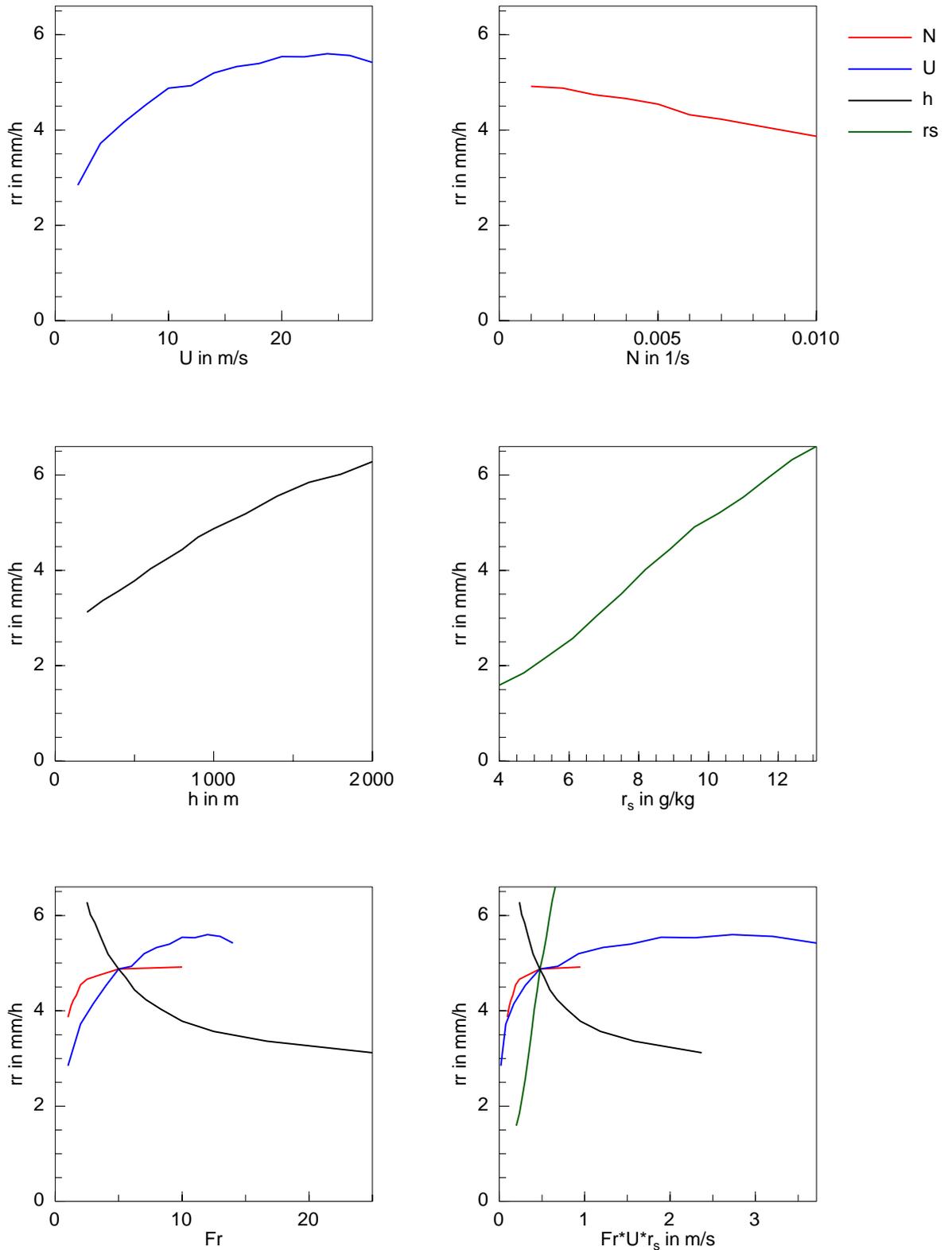


Abbildung 20: Sensitivität des Niederschlags an Punkt 2 aus Abb. 17 bezüglich Brunt-Väisälä-Frequenz, Windgeschwindigkeit, Berghöhe, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

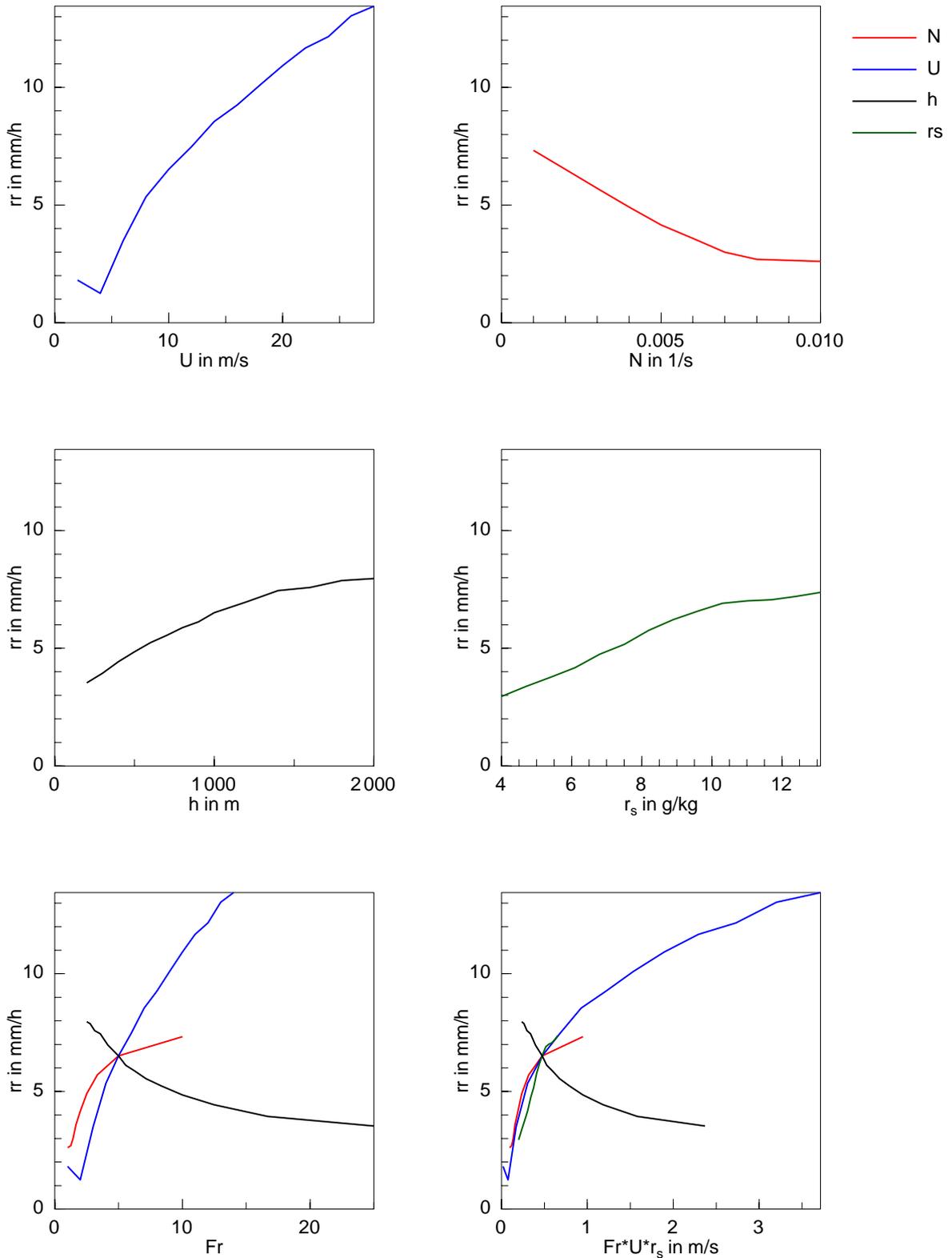


Abbildung 21: Sensitivität des Niederschlags an Punkt 3 aus Abb. 17 bezüglich Brunt-Väisälä-Frequenz, Windgeschwindigkeit, Berghöhe, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

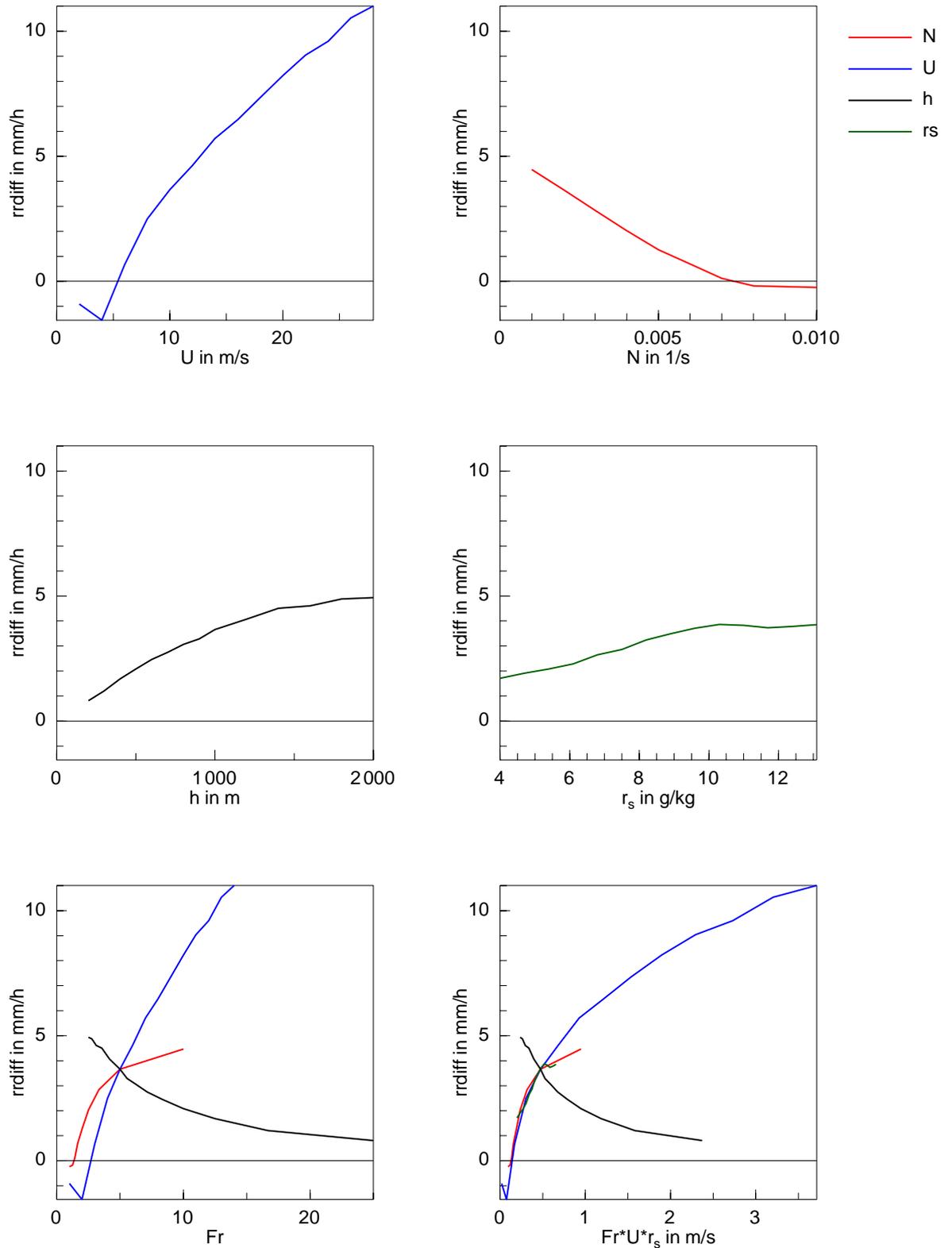


Abbildung 22: Sensitivität der Niederschlagsdifferenz zwischen Punkt 3 und Punkt 1 aus Abb. 17 bezüglich Brunt-Väisälä-Frequenz, Windgeschwindigkeit, Berghöhe, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

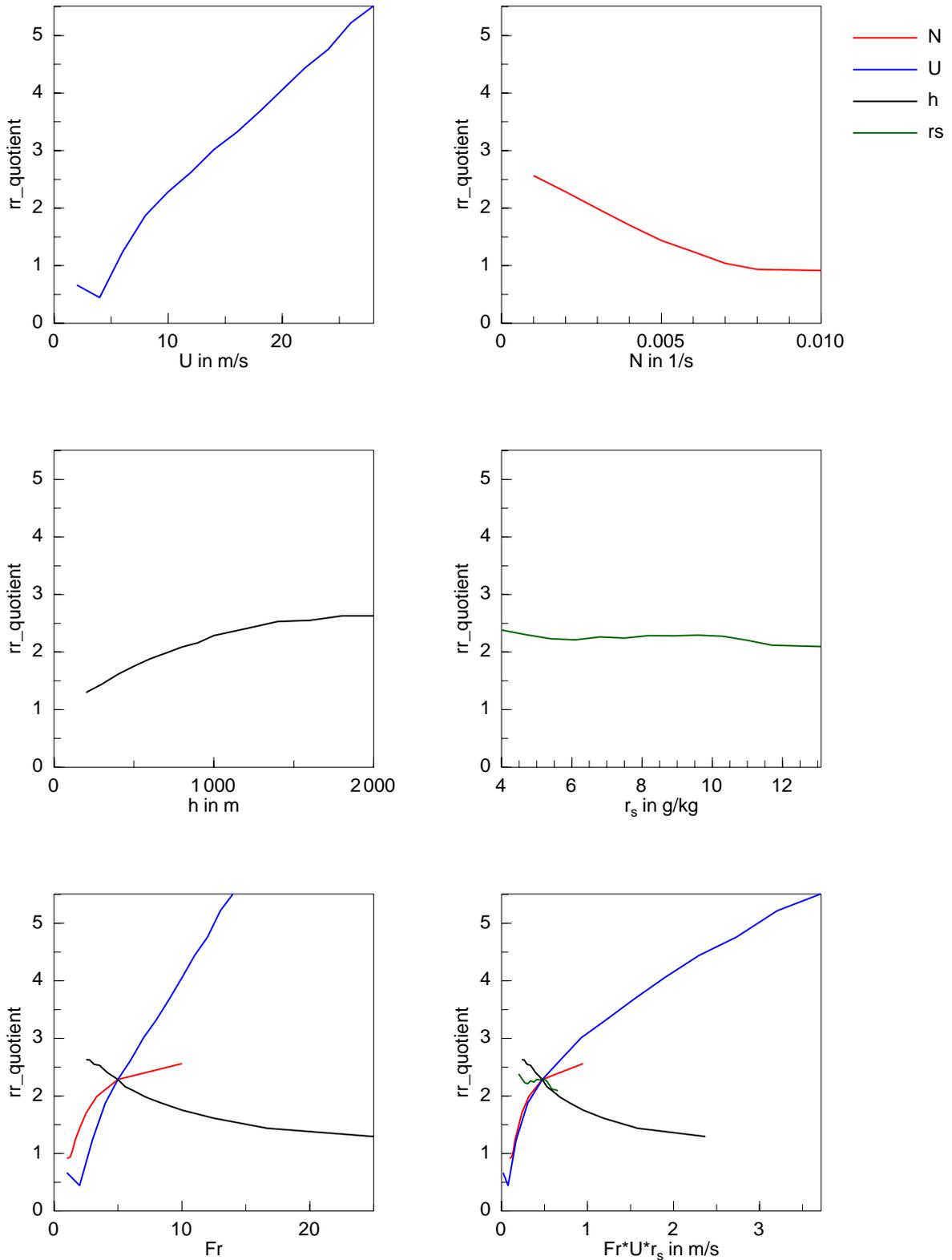


Abbildung 23: Sensitivität des Quotienten des Niederschlags an Punkt 3 und Punkt 1 aus Abb. 17 bezüglich Brunt-Väisälä-Frequenz, Windgeschwindigkeit, Berghöhe, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

Auf der Bergspitze, an Punkt 3, sind die Zusammenhänge zwischen Niederschlagsintensität und atmosphärischen Parametern prinzipiell ähnlich wie an Punkt 2 (vgl. Abb. 21). Die maximale Niederschlagsintensität ist jedoch doppelt so groß wie an Punkt 2. Auch sind die Abhängigkeiten der Niederschlagsintensität von der Windgeschwindigkeit, der Brunt-Väisälä-Frequenz, der Froude-Zahl und dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport hier noch deutlich ausgeprägter als an Punkt 2. Insbesondere beeinflusst eine Variation der Brunt-Väisälä-Frequenz über einen weiteren $Fr \cdot U \cdot r_s$ -Bereich in wesentlichem Maß die Niederschlagsintensität. Die Zunahme des Niederschlags mit dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport erfolgt relativ einheitlich, d.h. es macht keinen großen Unterschied, ob die Windgeschwindigkeit oder die Brunt-Väisälä-Frequenz variiert wird. Bei Variation des Mischungsverhältnisses ergibt sich wieder eine etwas andere Abhängigkeit des Niederschlags vom Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport; allerdings ist an Punkt 3 der Unterschied zur Abhängigkeit bei Variation der Windgeschwindigkeit oder der Brunt-Väisälä-Frequenz kleiner. Es sei aber nochmals betont, dass die Aussagen zur Sensitivität bezüglich des Mischungsverhältnisses nicht überbewertet werden dürfen.

Betrachtet man wie bei der Analyse der Niederschlagsereignisse durch Messdaten die Niederschlagsdifferenz zwischen einer in der Regel auf der Bergspitze gelegenen Bergstation (Punkt 3) und einer Talstation (Punkt 1), so ergeben sich die in Abbildung 22 dargestellten Zusammenhänge. Sie ähneln sehr stark den Zusammenhängen an Punkt 3, da an Punkt 1 kaum eine Abhängigkeit der Niederschlagsintensität von den untersuchten atmosphärischen Parametern (außer dem Mischungsverhältnis) besteht. Es ergibt sich also eine Zunahme der Niederschlagsdifferenz mit der Froude-Zahl und dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport. Bei letztgenanntem ist der Unterschied, ob die Windgeschwindigkeit oder die Brunt-Väisälä-Frequenz variiert wird, deutlich geringer als bei der Froude-Zahl. Insgesamt ist der Zusammenhang zwischen Niederschlagsdifferenz und Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport im unteren Bereich sehr ähnlich, egal ob die Windgeschwindigkeit, die Brunt-Väisälä-Frequenz oder das Mischungsverhältnis variiert wird. Nur im oberen Bereich nimmt die Niederschlagsdifferenz bei Variation der Windgeschwindigkeit schneller zu als bei Variation der Brunt-Väisälä-Frequenz.

Nimmt man als Maß für die Niederschlagszunahme stattdessen den Quotienten von Niederschlagsintensität der Bergstation (Punkt 3) und Niederschlagsintensität der Talstation (Punkt 1), so ergeben sich ebenfalls sehr ähnliche Zusammenhänge wie an Punkt 3 (vgl. Abb. 23). Die Abhängigkeit des Niederschlagsquotienten vom Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport weist bei Variation der Windgeschwindigkeit bzw. der Brunt-Väisälä-Frequenz bzw. des Mischungsverhältnisses nur sehr kleine Unterschiede auf. Im Gegensatz zur Niederschlagsdifferenz hängt der Niederschlagsquotient allerdings nur in sehr geringem Maß vom Mischungsverhältnis ab.

Zusammenfassend kann man sagen, dass sich bei Simulation mit dem diagnostischen Niederschlagsmodell bei Verwendung eines idealisierten, in allen Höhen vollständig gesättigten Vertikalprofils ein guter Zusammenhang zwischen der Niederschlagsintensität am Gipfel eines Glockenbergs und der Niederschlagszunahme an einem

Glockenberg (ausgedrückt durch Niederschlagsdifferenz oder Niederschlagsquotient) einerseits und dem Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses andererseits ergibt. Dieser Zusammenhang ist deutlich klarer als der Zusammenhang zwischen Niederschlagsintensität der Bergstation bzw. Niederschlagszunahme und Froude-Zahl allein.

6.1.2 Harz

Bei der Untersuchung der Sensitivitäten in realen Gebieten werden die Simulationsdaten auf die exakten Stationspositionen interpoliert. Die Interpolation erfolgt über die vier benachbarten Gitterpunkte mit linearer Abstandsgewichtung.

Der Verlauf der Niederschlagsintensität an der Station Göttingen (Abb. 24) ist typisch für eine Talstation und entspricht weitgehend dem Verlauf an Punkt 1 eines idealisierten Glockenbergs (Abb. 19). Die simulierte Niederschlagsintensität nimmt lediglich mit dem Mischungsverhältnis deutlich zu, während sie sich bei Variation der Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz und Windrichtung nicht oder nur geringfügig ändert. Sie hängt außerdem nicht eindeutig von der Froude-Zahl oder dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport ab. Der Verlauf ist unterschiedlich, je nachdem ob die Brunt-Väisälä-Frequenz oder die Windgeschwindigkeit variiert wird.

An der Bergstation Brocken hingegen (Abb. 25) zeigt sich ein völlig anderer Verlauf. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit nimmt, nach einem sekundären Minimum, die Niederschlagsintensität aufgrund der damit verbundenen höheren Vertikalgeschwindigkeit und Kondensationsrate stark zu. Die höchste Niederschlagsintensität wird für die niedrigste untersuchte Brunt-Väisälä-Frequenz ($N = 0.001 \text{ s}^{-1}$) erreicht. Es zeigt sich hier auch ein klarer Zusammenhang zwischen der Niederschlagsintensität und der Froude-Zahl bzw. dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport. Die Niederschlagsintensität nimmt mit beiden Größen erst kurz ab und dann stark zu, wobei die Verläufe in Abhängigkeit vom Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport einheitlicher sind. Die anfängliche Abnahme der Niederschlagsintensität mit der Froude-Zahl ist eventuell dadurch zu erklären, dass für die Berechnung der Froude-Zahl ein zu niedriges Höhenmaß gewählt wurde, so dass die berechneten Froude-Zahlen zu groß sind und im unteren dargestellten Bereich eine lineare Beschreibung der Strömung noch nicht gerechtfertigt ist.

Die Abhängigkeit der Niederschlagsintensität am Brocken von der Windrichtung ist weniger ausgeprägt. Die maximalen Niederschlagsintensitäten werden bei Windrichtungen von 200° und 300° erreicht, die minimalen bei Windrichtungen zwischen 250° und 280° .

Im Vergleich zur Talstation Göttingen ist die Abhängigkeit der Niederschlagsintensität am Brocken vom Mischungsverhältnis bei den Simulationen gering. Dies liegt in der Annahme des oben beschriebenen idealisierten Vertikalprofils begründet. Wenn das Mischungsverhältnis erhöht wird, wird gleichzeitig die Temperatur und damit die 0°C -Grenze erhöht, was eine vergrößerte Fallgeschwindigkeit über einen weiten Höhenbereich und eine verringerte durchschnittliche Driftstrecke zur Folge hat. Dies

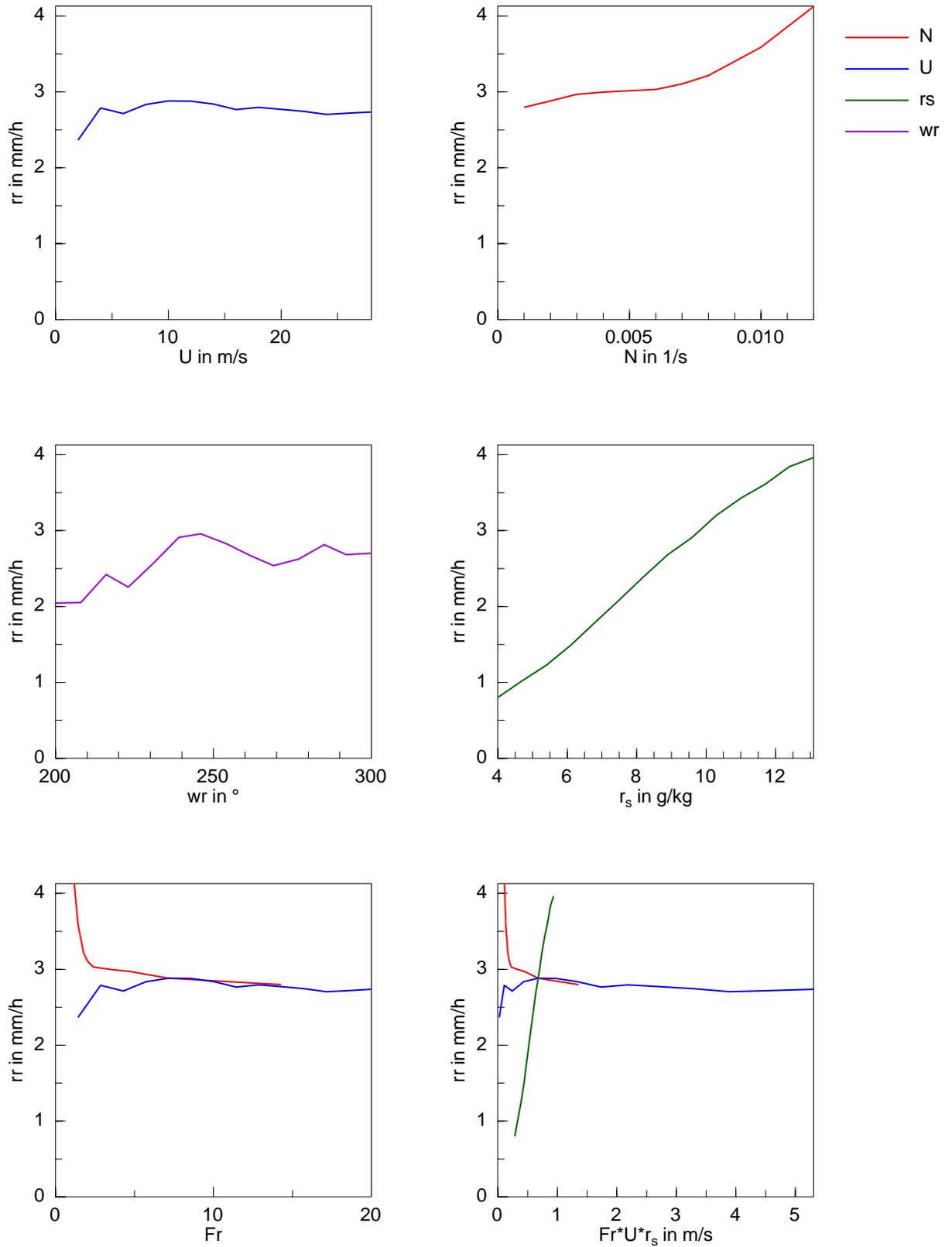


Abbildung 24: Sensitivität des Niederschlags in Göttingen bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

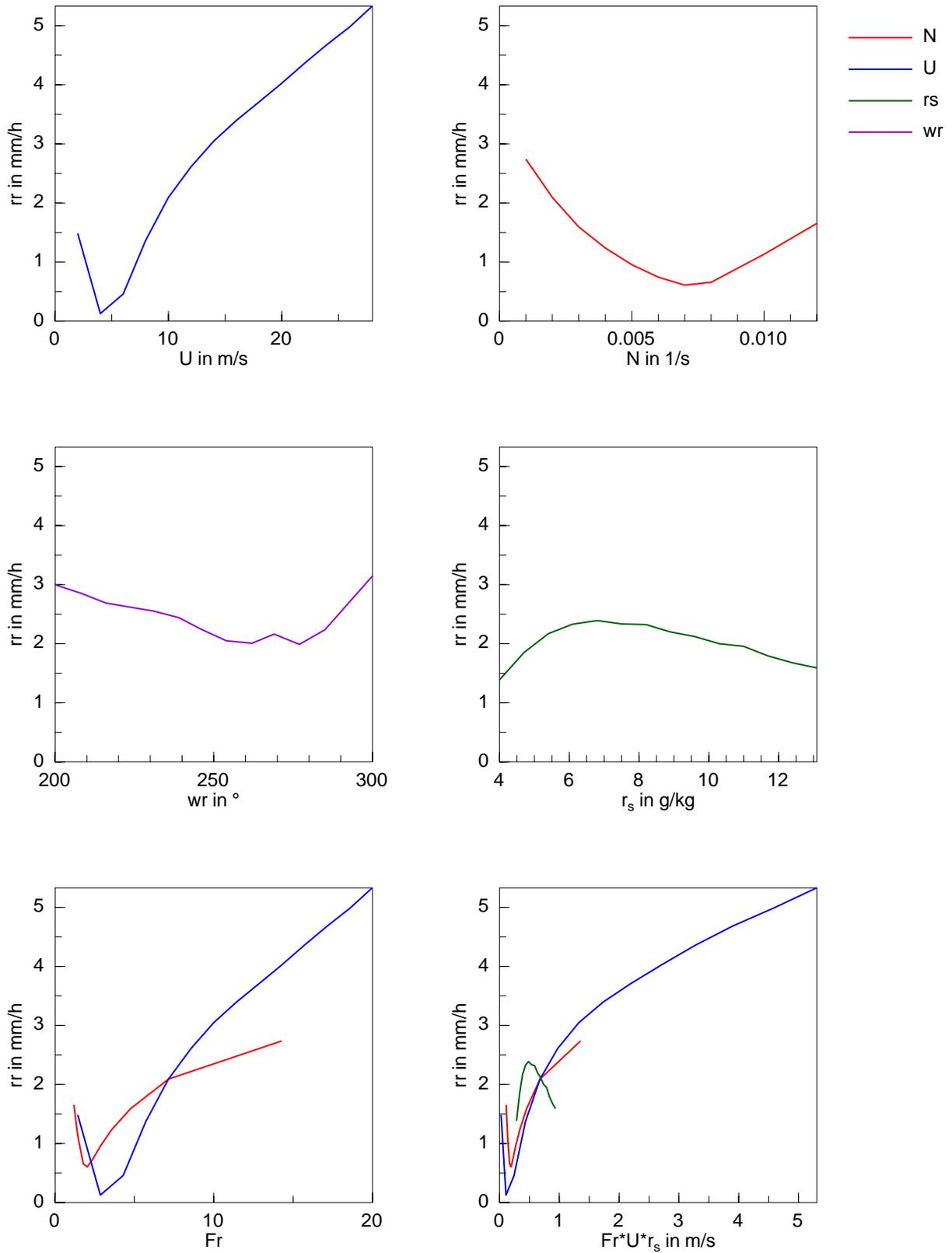


Abbildung 25: Sensitivität des Niederschlags am Brocken bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

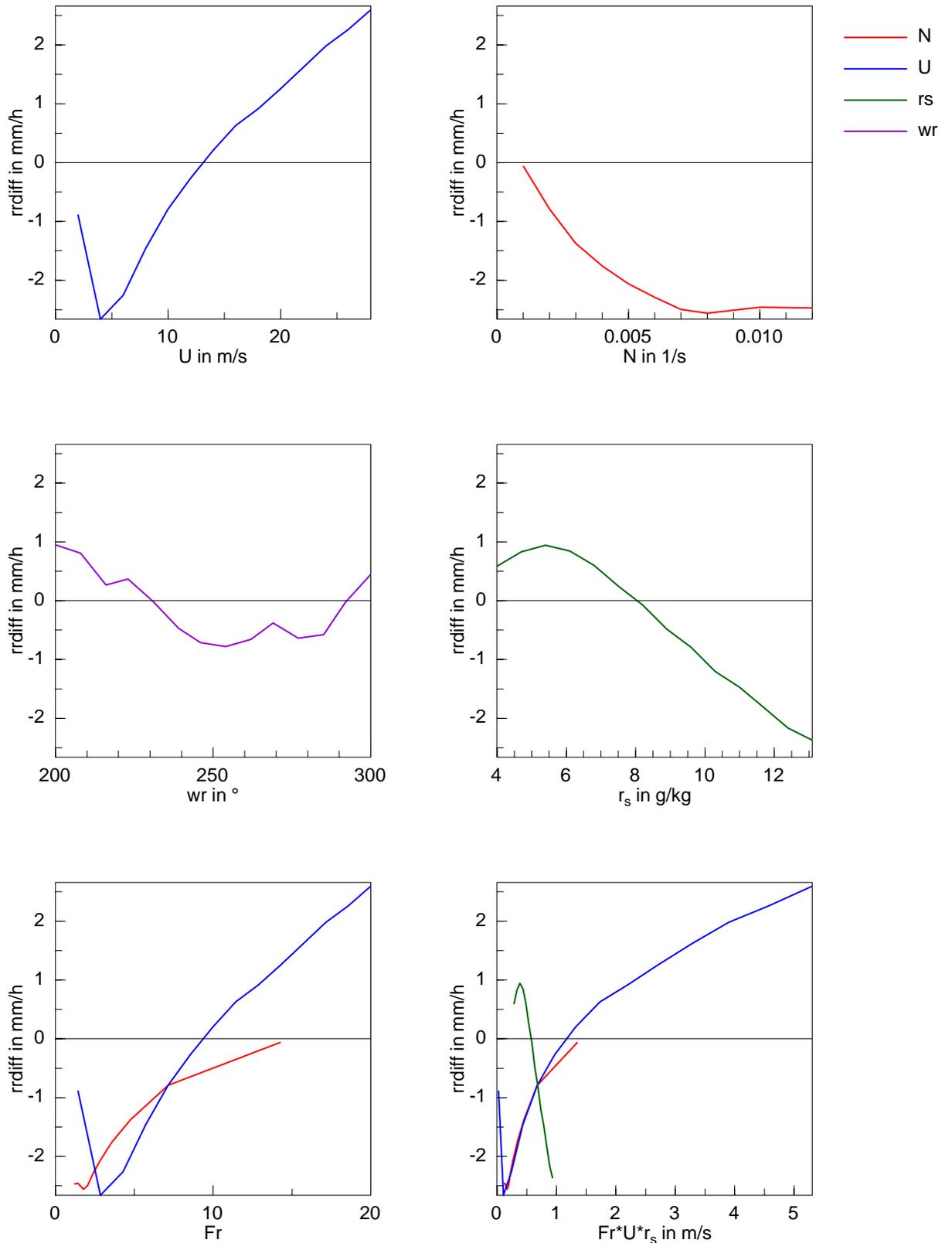


Abbildung 26: Sensitivität der Niederschlagsdifferenz zwischen dem Brocken und Göttingen bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

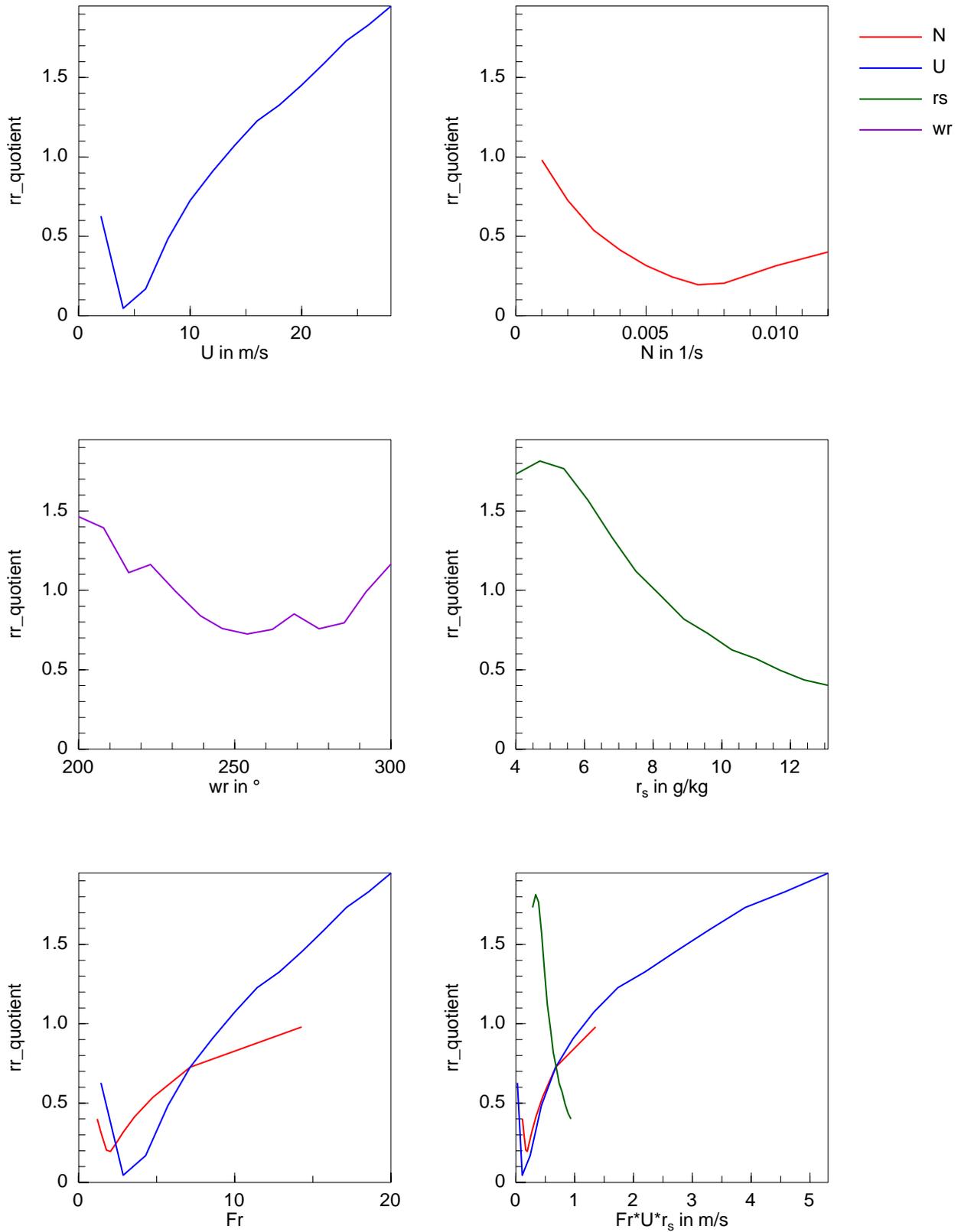


Abbildung 27: Sensitivität des Quotienten des Niederschlags am Brocken und in Göttingen bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

wiederum bedeutet, dass sich das Niederschlagsmaximum stromauf des Brocken verlagert.

Der Verlauf der Niederschlagsdifferenz zwischen dem Brocken und Göttingen ähnelt dem Verlauf der Niederschlagsintensität am Brocken. Der Verlauf in Abhängigkeit vom Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport ist über einen weiten Bereich sehr einheitlich, das heißt es spielt kaum eine Rolle, ob die Windgeschwindigkeit oder die Brunt-Väisälä-Frequenz variiert wird (Abb. 26).

Die Niederschlagsdifferenzen zwischen beiden Stationen sind über einen weiten Fr - bzw. $Fr \cdot U \cdot r_s$ -Bereich negativ. Ein Grund für dieses unrealistische Modellverhalten dürfte sein, dass bei der Variation anderer Größen eine Windrichtung von 250° angenommen wurde. Die Geländesteigung des Harz in dieser Richtung ist relativ klein, was die geringen Niederschläge am Brocken im Vergleich zu Göttingen teilweise erklärt. Ein weiterer wichtiger Grund ist, dass bei Verwendung eines durchgehend gesättigten Vertikalprofils bereits an kleineren Erhebungen relativ große Niederschläge entstehen. Dadurch kommt es in Göttingen zu überhöhten Niederschlagsintensitäten.

Der Niederschlagsquotient (Abb. 27) zeigt ähnliche Abhängigkeiten wie die Niederschlagsdifferenz.

6.1.3 Rothaargebirge

In Lüdenscheid (Abb. 28) zeigt die Niederschlagsintensität einen deutlich anderen Verlauf als in Göttingen. Sie variiert stark mit der Windgeschwindigkeit und Brunt-Väisälä-Frequenz, dagegen nur leicht mit dem Mischungsverhältnis. Mit zunehmender Froude-Zahl bzw. mit zunehmendem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport nimmt die Niederschlagsintensität erst kurz ab, um dann stark zuzunehmen. Die Niederschlagsverläufe in Abhängigkeit von der Froude-Zahl unterscheiden sich jedoch stark, je nachdem ob die Windgeschwindigkeit oder die Brunt-Väisälä-Frequenz variiert wird. Insgesamt ist der Verlauf der Niederschlagsintensität eher untypisch für eine Talstation.

Am Kahlen Asten (Abb. 29) ist die Abhängigkeit der Niederschlagsintensität von der Windgeschwindigkeit, der Froude-Zahl und dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport prinzipiell ähnlich wie am Brocken und in Lüdenscheid, doch sind die Unterschiede beim Niederschlagsverlauf in Abhängigkeit von der Froude-Zahl deutlich geringer als an den anderen beiden Stationen. Die Varianz der Niederschlagsintensität in Abhängigkeit von der Windrichtung und der Brunt-Väisälä-Frequenz ist eher niedrig. Dagegen ist eine klare Zunahme der Niederschlagsintensität mit dem Mischungsverhältnis zu erkennen.

Über einen weiten Fr - bzw. $Fr \cdot U \cdot r_s$ -Bereich simuliert das Modell in Lüdenscheid mehr Niederschlag als am Kahlen Asten, was natürlich unrealistisch ist. Der Niederschlag nimmt dabei zuerst mit zunehmender Froude-Zahl bzw. zunehmendem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport zu, dann ab und schließlich wieder zu. Dabei ist der Verlauf der Niederschlagsintensität in Abhängigkeit vom Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport relativ einheitlich, der Verlauf in Abhängig-

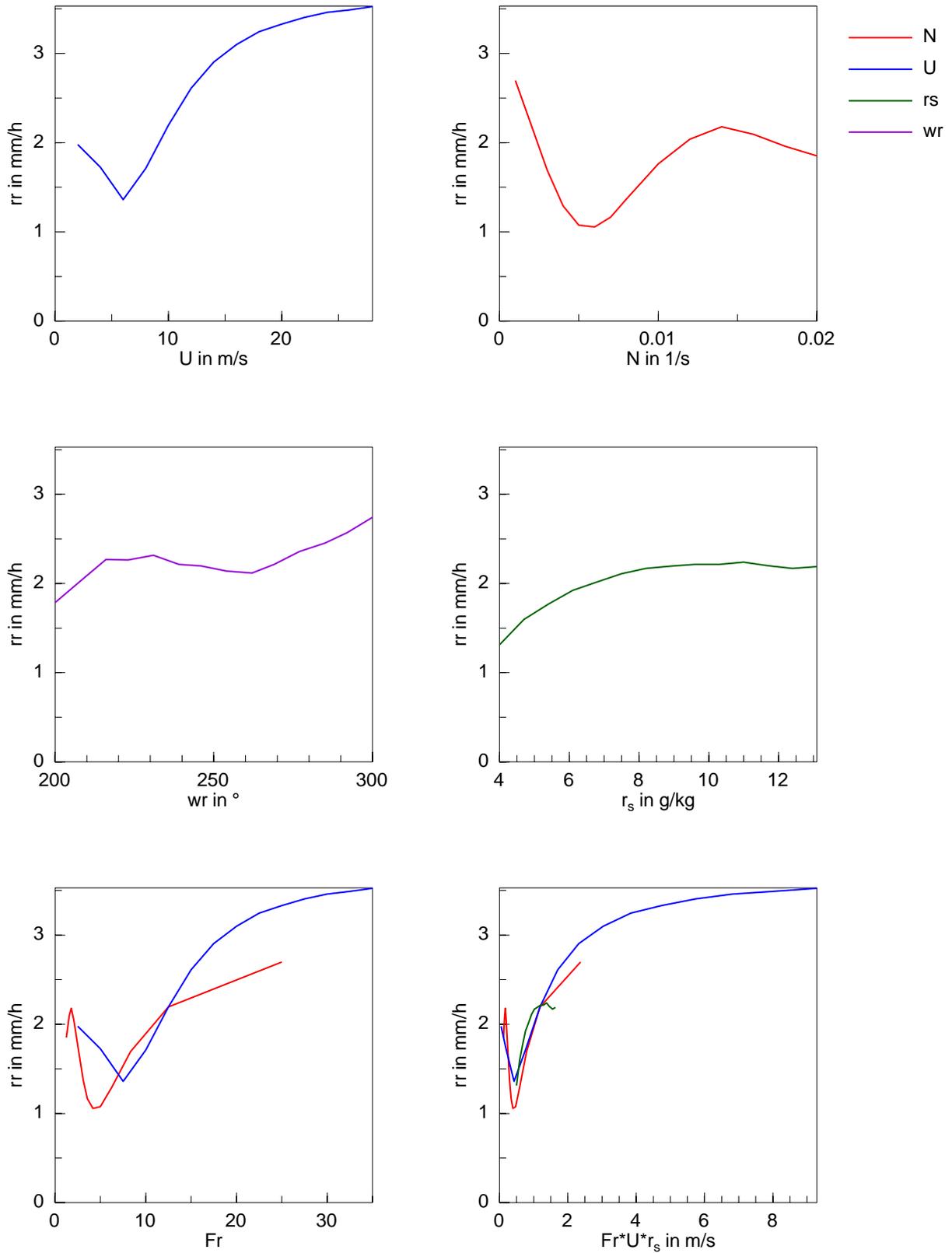


Abbildung 28: Sensitivität des Niederschlags in Lüdenschaid bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

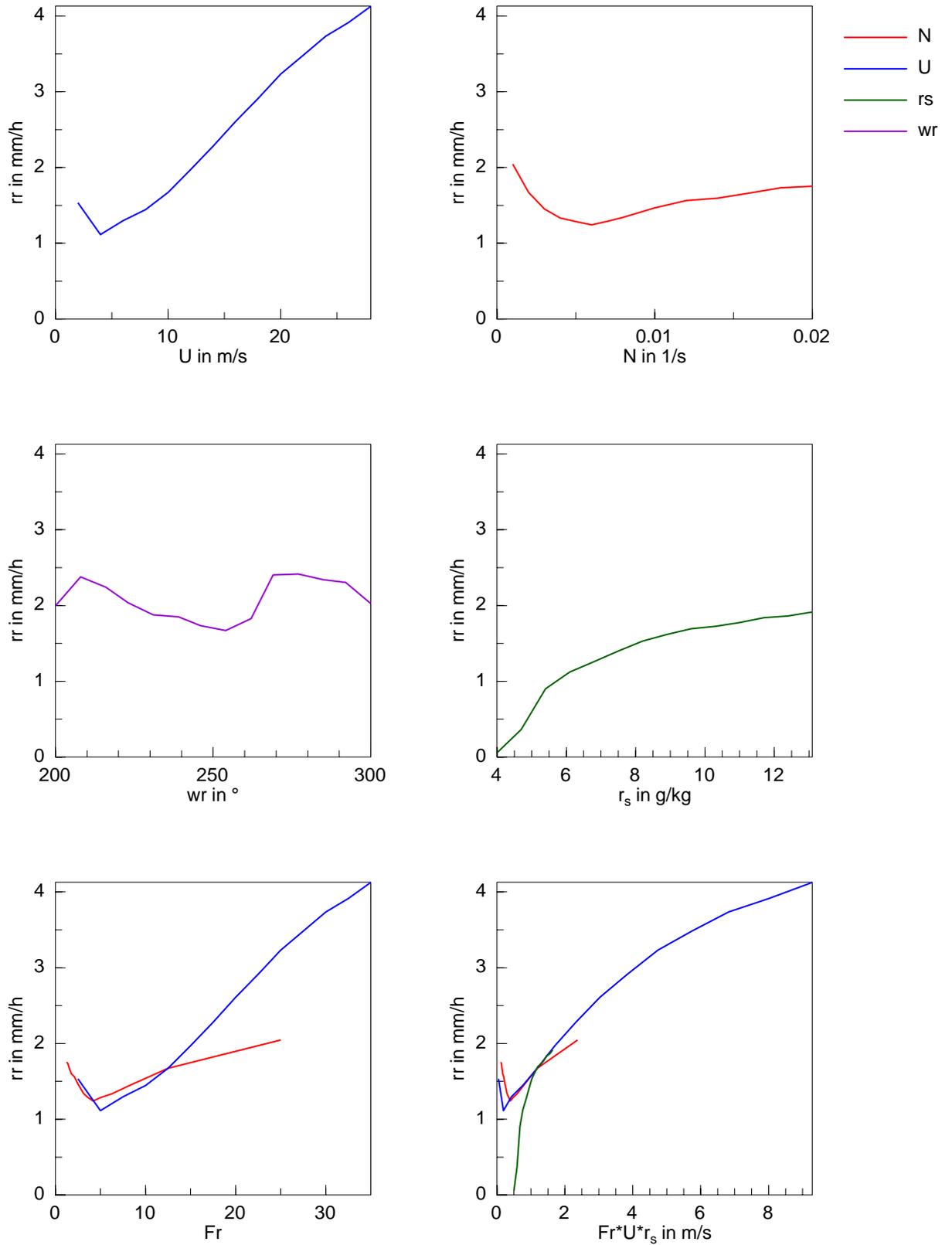


Abbildung 29: Sensitivität des Niederschlags am Kahlen Asten bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

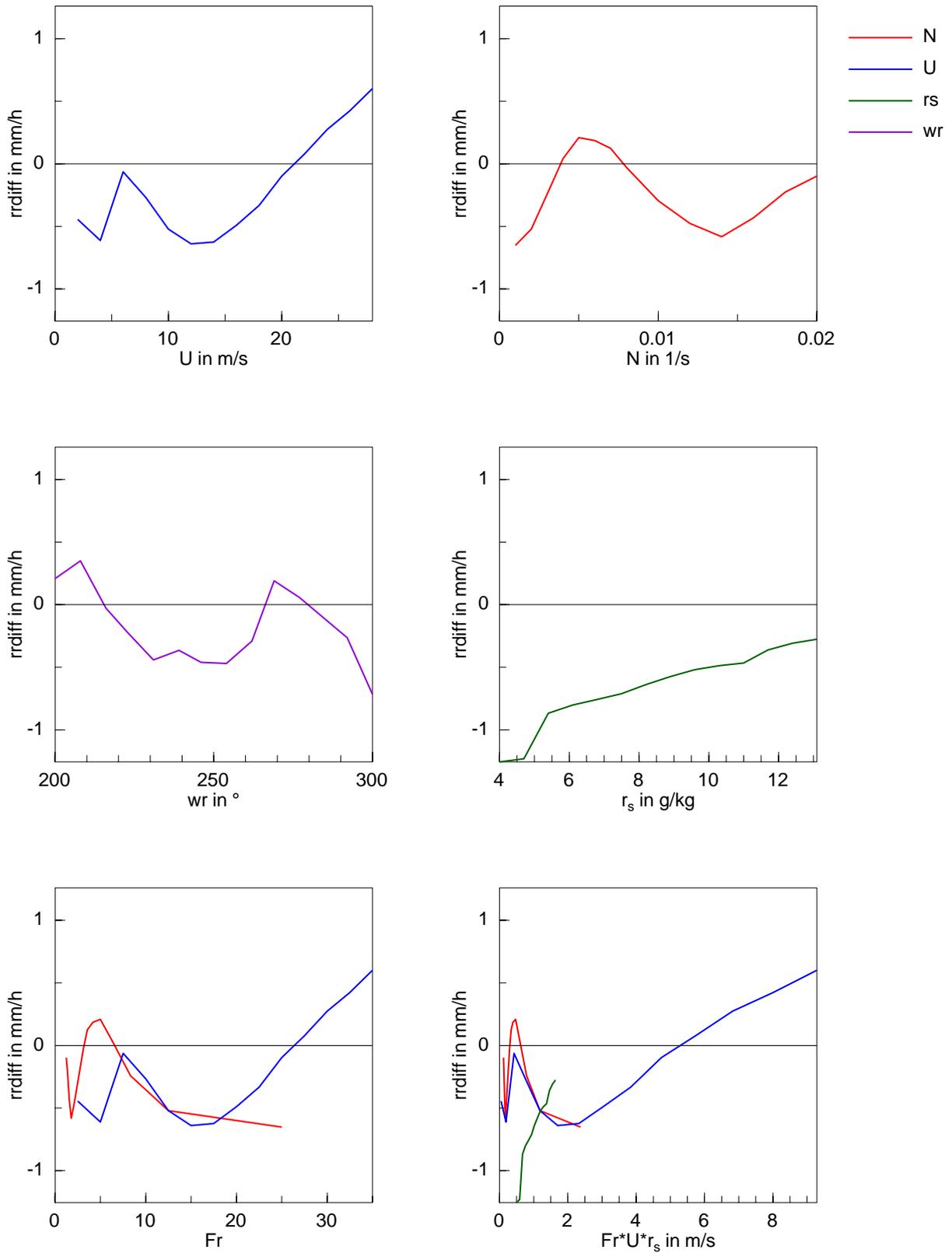


Abbildung 30: Sensitivität der Niederschlagsdifferenz zwischen dem Kahlen Asten und Lüdenscheid bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

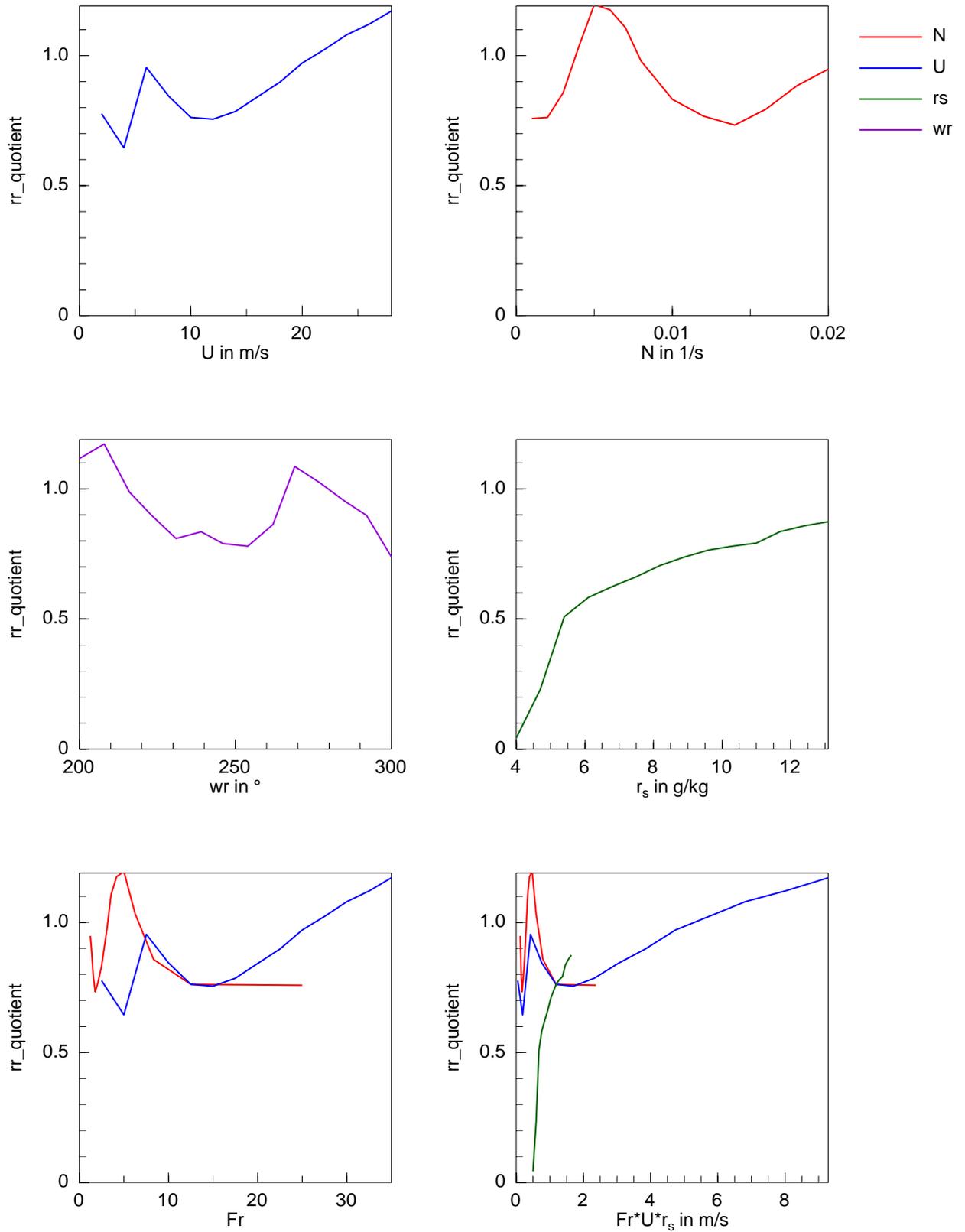


Abbildung 31: Sensitivität des Quotienten des Niederschlags am Kahlen Asten und in Lüdenscheid bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

keit von der Froude-Zahl allein zeigt dagegen große Unterschiede, je nachdem, ob die Windgeschwindigkeit oder die Brunt-Väisälä-Frequenz variiert wird. Maximale positive Niederschlagsdifferenzen werden für Windrichtungen zwischen 210° und 270° simuliert, maximale negative Niederschlagsdifferenzen für 300° (Abb. 30).

Der Niederschlagsquotient (Abb. 31) zeigt einen ähnlichen Verlauf wie die Niederschlagsdifferenz.

Die Gründe dafür, dass die simulierten Niederschlagsdifferenzen häufig negativ sind, dürften dieselben sein wie beim Harz. Auch im Rothaargebirge ist die Steigung des Geländes in der bei der Variation anderer Größen angenommenen Windrichtung von 250° relativ klein. Das Problem, dass bei Verwendung eines in allen Höhen vollständig gesättigten Vertikalprofils über relativ flachem Gelände zu große Niederschläge simuliert werden, besteht hier natürlich ebenfalls.

6.1.4 Südlicher Thüringer Wald

Für die Talstation Coburg (Abb. 32) ergeben sich für Simulationen mit einem idealisierten, in allen Höhen vollständig gesättigten Vertikalprofil ähnliche maximale Niederschlagsintensitäten wie in Lüdenscheid (ca. 3 mm/h). Die Abhängigkeit der Niederschlagsintensität von der Windgeschwindigkeit, der Brunt-Väisälä-Frequenz, der Windrichtung, der Froude-Zahl und dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport ist hier wie in Göttigen eher gering; nur das Mischungsverhältnis beeinflusst die Niederschlagsintensität stark. Coburg zeigt also im Wesentlichen den Verlauf einer typischen Talstation.

An der Bergstation Neuhaus (Abb. 33) ist der Verlauf der Niederschlagsintensität sehr ähnlich wie am Brocken. So nimmt der Niederschlag mit zunehmender Froude-Zahl bzw. zunehmendem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport erst ab und dann stark zu. Die Abhängigkeit des Niederschlags vom Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport verläuft dabei einheitlicher. Der maximale Niederschlag wird bei einer Windrichtung von $210\text{-}220^\circ$ erreicht.

Die Niederschlagsdifferenz zwischen Neuhaus und Coburg (Abb. 34) verläuft ähnlich wie die Niederschlagsintensität in Neuhaus. Der einheitlichste Zusammenhang ergibt sich auch hier mit dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport. Wie in anderen Gebieten ist die Niederschlagsdifferenz bei niedrigen Froude-Zahlen bzw. Produkten aus Froude-Zahlen und Feuchtetransporten negativ. Die Niederschlagsdifferenz ist nur bei Windrichtungen zwischen 200 und 240° d.h. bei relativ senkrechter Anströmung des Gebirges, positiv.

Für den Niederschlagsquotient zwischen beiden Stationen (Abb. 35) ergibt sich auch hier ein ähnlicher Verlauf wie für die Niederschlagsdifferenz.

Der Grund dafür, dass die Niederschlagsdifferenzen in einem weiten Fr -Bereich als negativ simuliert werden, dürfte hier vor allem in der Verwendung des durchgehend gesättigten Vertikalprofils liegen.

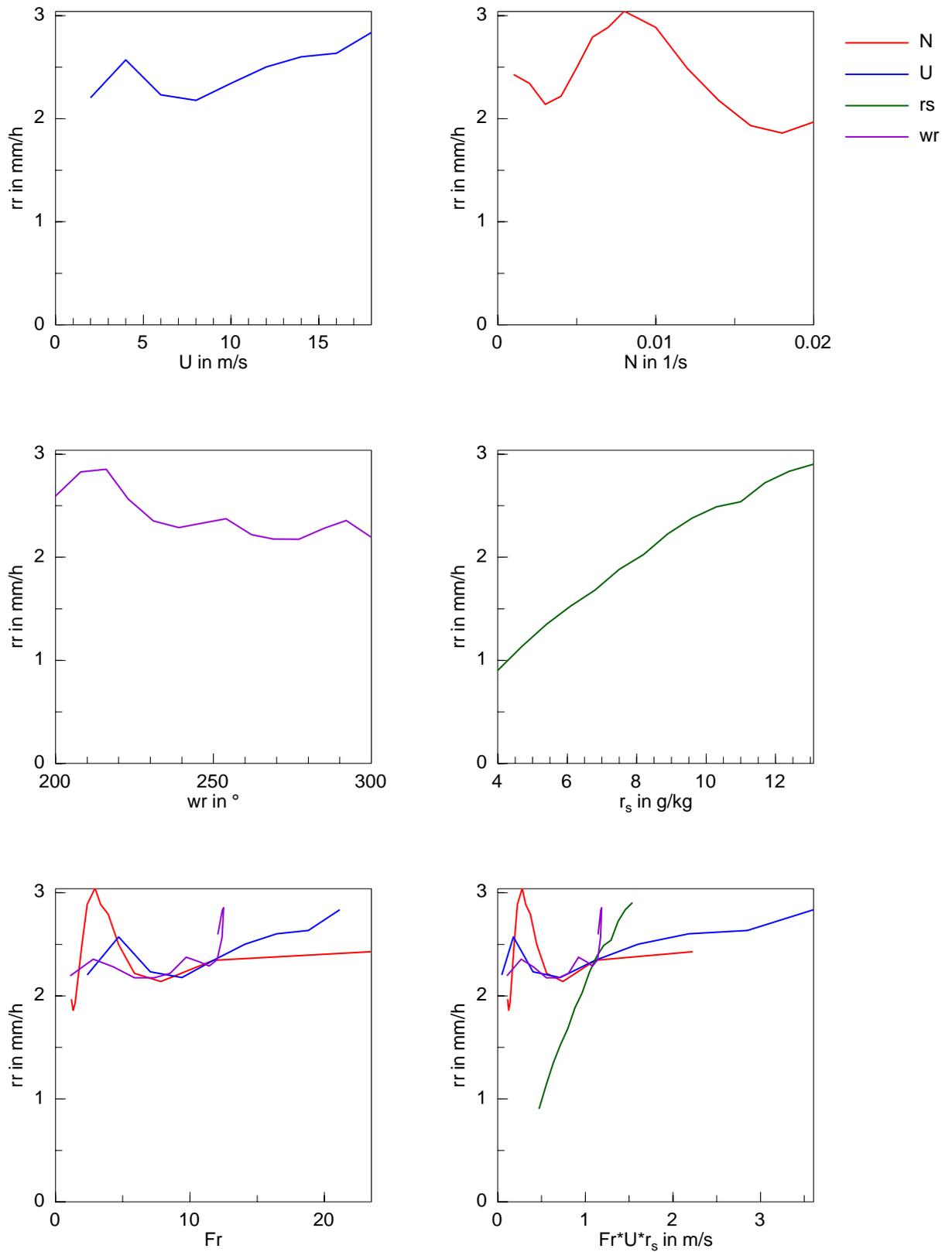


Abbildung 32: Sensitivität des Niederschlags in Coburg bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

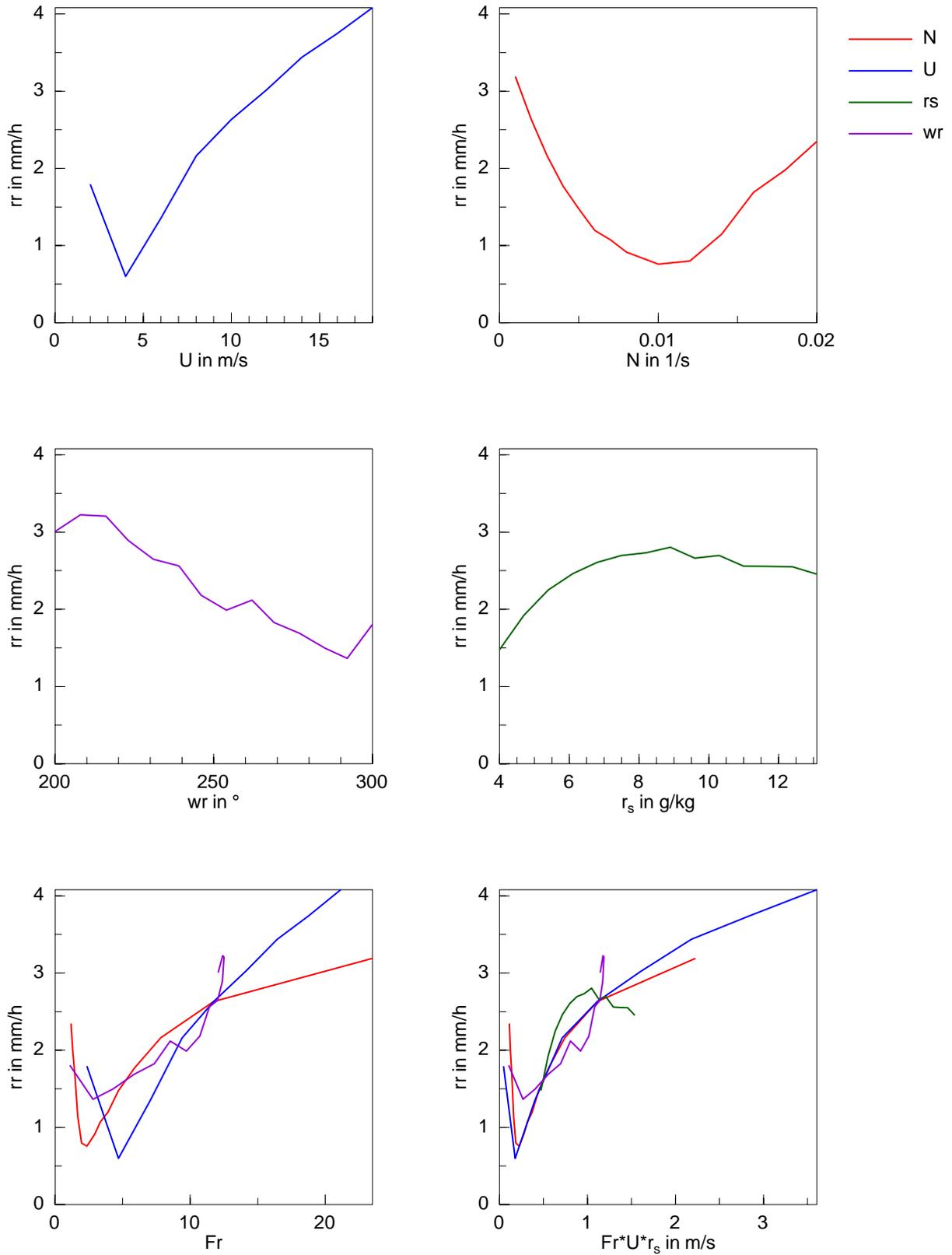


Abbildung 33: Sensitivität des Niederschlags in Neuhaus bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

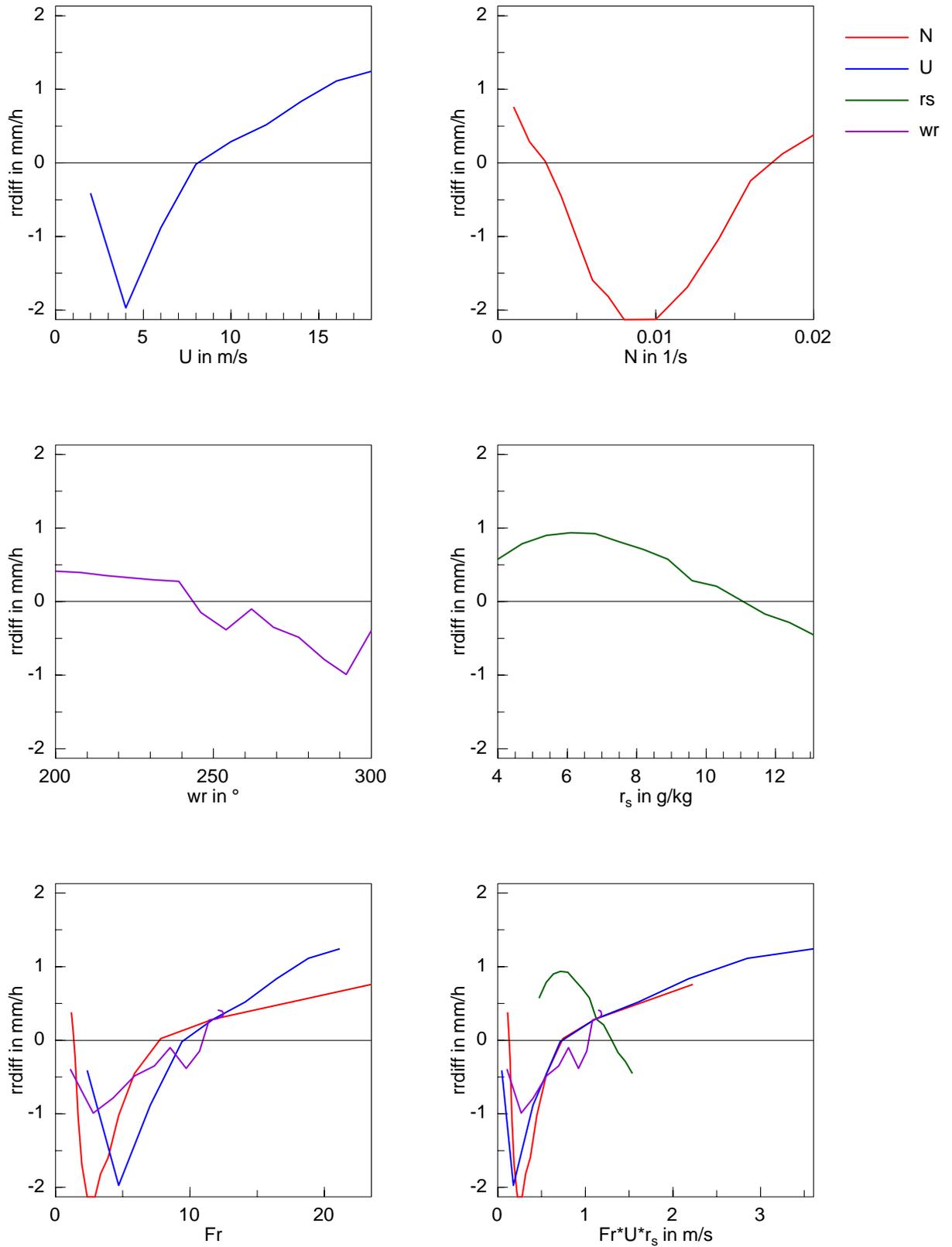


Abbildung 34: Sensitivität der Niederschlagsdifferenz zwischen Neuhaus und Coburg bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

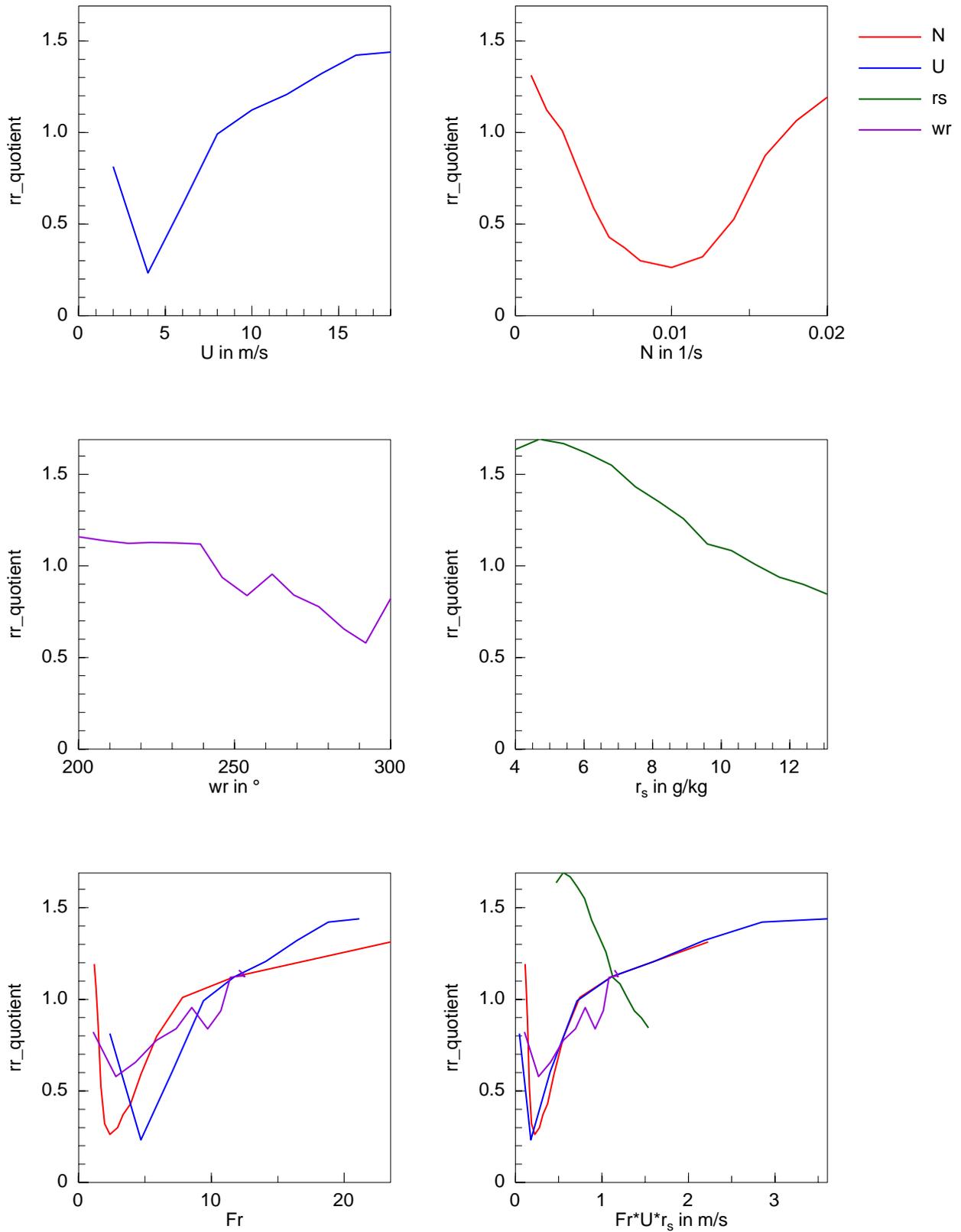


Abbildung 35: Sensitivität des Quotienten des Niederschlags in Neuhaus und in Coburg bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

6.1.5 Nördlicher Thüringer Wald

Die Niederschlagsintensitäten sind an der Talstation Meiningen (Abb. 36) etwas geringer als in Coburg (maximal ca. 2 mm/h). Die Abhängigkeiten des Niederschlags von der Windgeschwindigkeit und der Brunt-Väisälä-Frequenz sind eher schwach ausgeprägt. Auch ist kein klarer Zusammenhang zwischen Niederschlagsintensität und Froude-Zahl oder Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport zu erkennen. Der Verlauf ist sehr unterschiedlich, je nachdem ob Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz oder Windrichtung variiert wird. Die maximalen Niederschlagsintensitäten werden bei einer Windrichtung von 200° erreicht, bei zunehmender Windrichtung nimmt der Niederschlag stark ab. Dies ist dadurch zu erklären, dass bei einer Windrichtung von 200° (der minimalen untersuchten Windrichtung) die Strömung noch fast parallel zur Rhön verläuft, während bei größeren Windrichtungen Meiningen zunehmend im Lee der Rhön liegt. Wie für Talstationen typisch, nimmt die Niederschlagsintensität mit dem Mischungsverhältnis stark zu.

Für die Bergstation Schmücke (Abb. 37) sind hingegen wie für andere Bergstationen eindeutige Zusammenhänge zwischen Niederschlagsintensität und Froude-Zahl bzw. Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport zu erkennen. Der Niederschlag nimmt mit beiden Größen zu. Dabei ist die Zunahme mit dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport etwas weniger stark davon abhängig, ob die Windgeschwindigkeit oder die Brunt-Väisälä-Frequenz variiert wird, als die Zunahme mit der Froude-Zahl. Es ist sowohl eine klare Zunahme der Niederschlagsintensitäten mit zunehmender Windgeschwindigkeit als auch mit abnehmender Brunt-Väisälä-Frequenz zu erkennen. Die Windrichtung spielt eine etwas geringere Rolle, wobei die höchsten Niederschläge bei Windrichtungen zwischen 200° und 250° erreicht werden, d.h. bei relativ senkrechter Anströmung des Gebirges.

Die simulierte Niederschlagsdifferenz zwischen beiden Stationen (Abb. 38) ist hier nur über einen sehr kleinen Fr -Bereich negativ im Vergleich zu anderen Gebieten. Sie nimmt mit der Froude-Zahl und dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport stark zu, wobei die Abhängigkeiten beim Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport wieder etwas einheitlicher sind. Auch hier unterscheiden sich die Niederschlagsintensitäten jedoch zwischen Werten von 0.4 m s^{-1} und 0.8 m s^{-1} erheblich, je nachdem ob die Windgeschwindigkeit oder die Brunt-Väisälä-Frequenz variiert wird. Wird die Windrichtung variiert, ähnelt die Abhängigkeit vom Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport der bei Variation der Windgeschwindigkeit über einen weiten Bereich der Windrichtung. Die Niederschlagsdifferenz ist bei einer Windrichtung von 250° maximal.

Die selteneren negativen Niederschlagsdifferenzen können durch die relativ geringen Niederschläge in Meiningen im Lee der Rhön und die relativ hohen Niederschläge in Schmücke bei einer Windrichtung von 235° , die bei der Variation der anderen Größen in diesem Gebiet verwendet wurde, erklärt werden.

Der Verlauf des Niederschlagsquotienten aus beiden Stationen (Abb. 39) ähnelt wieder dem Verlauf der Niederschlagsdifferenz.

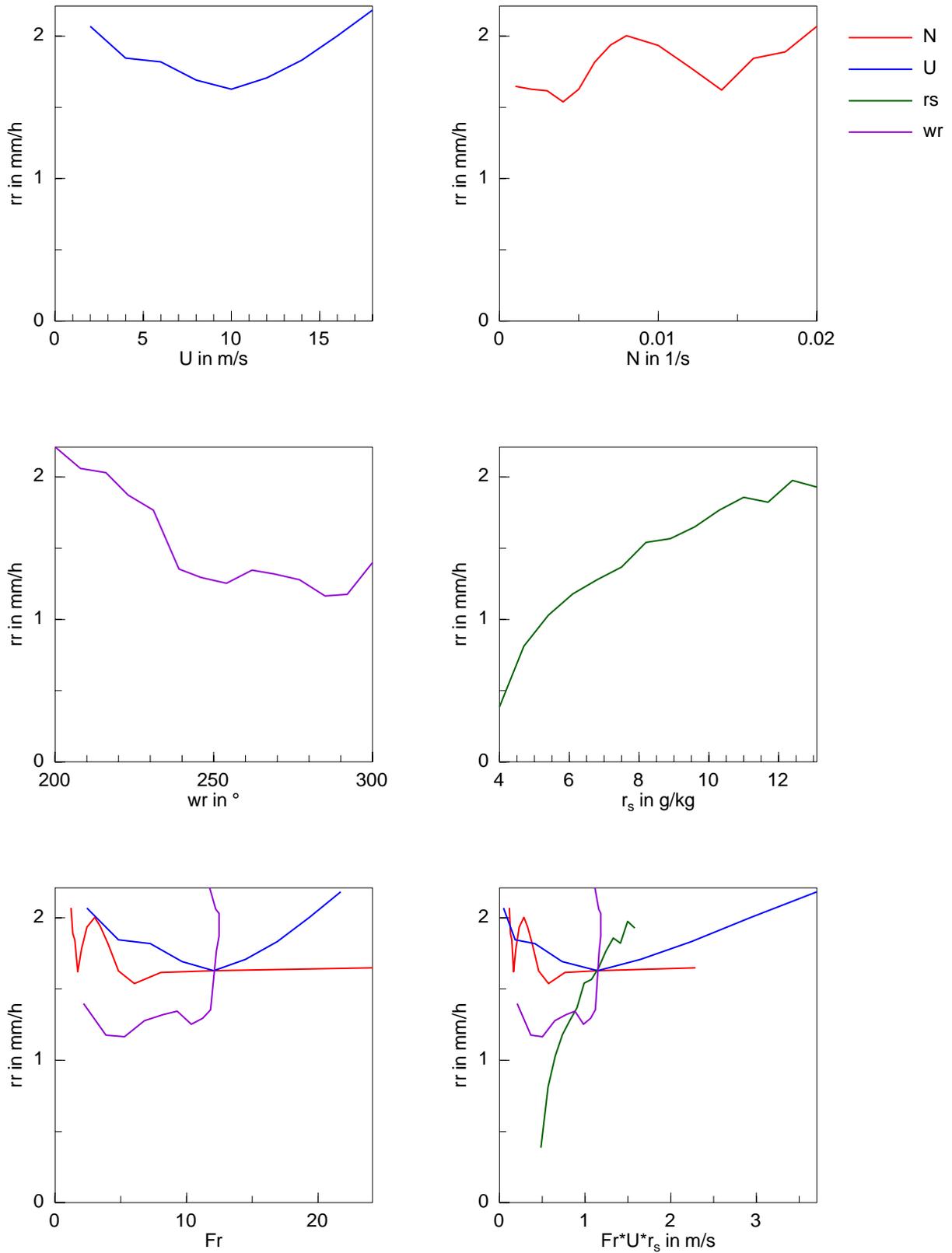


Abbildung 36: Sensitivität des Niederschlags in Meiningen bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

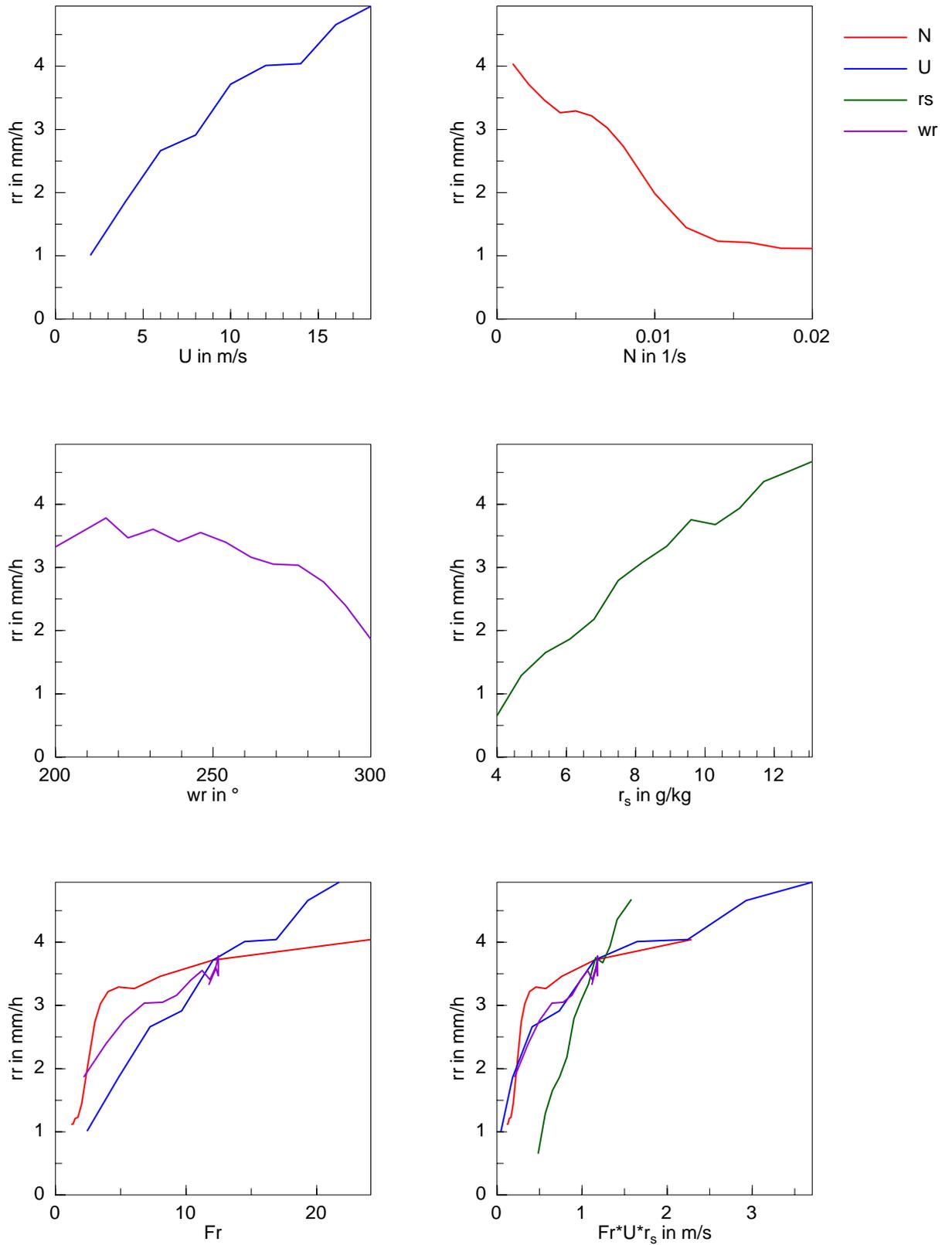


Abbildung 37: Sensitivität des Niederschlags in Schmücke bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

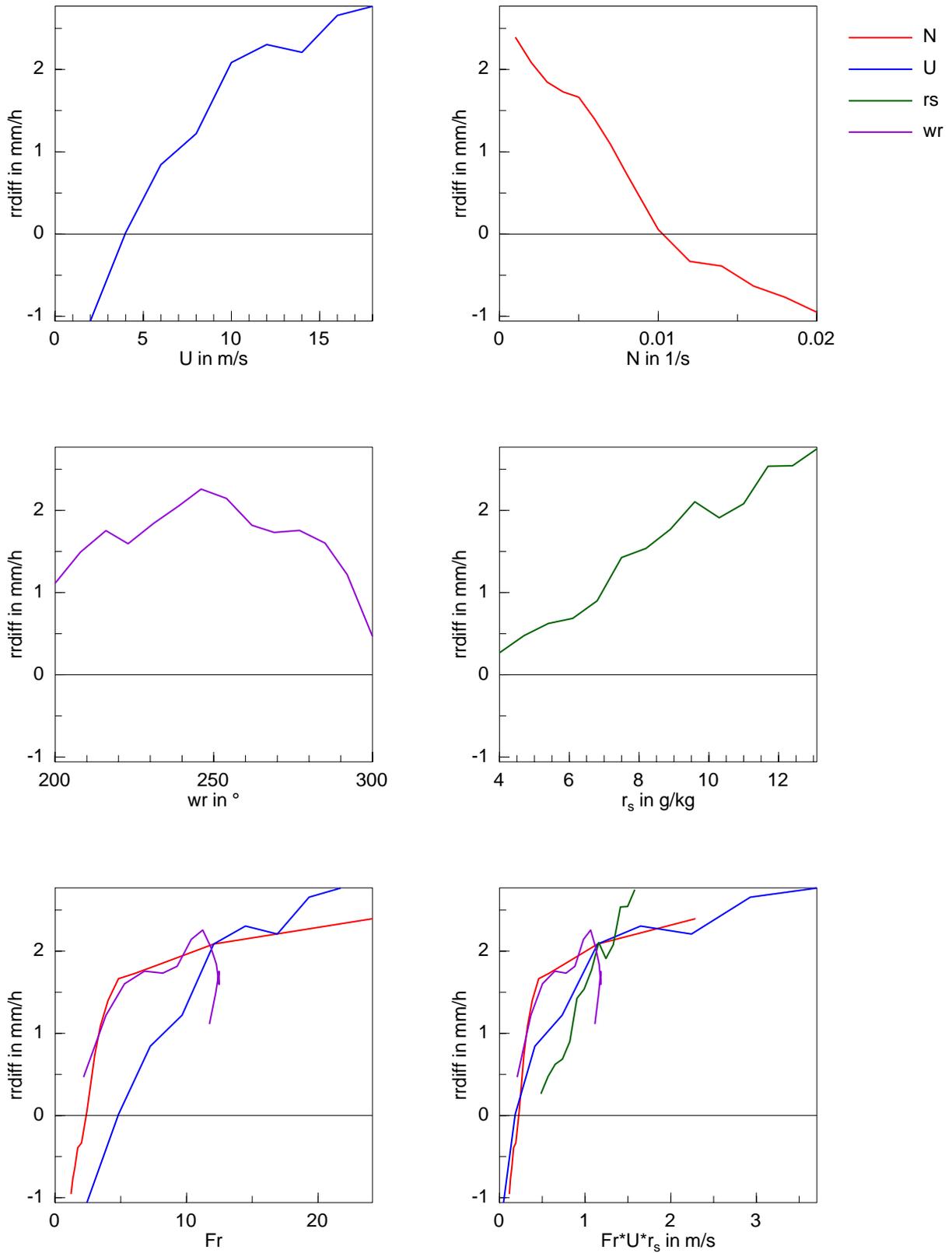


Abbildung 38: Sensitivität der Niederschlagsdifferenz zwischen Schmücke und Meiningen bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

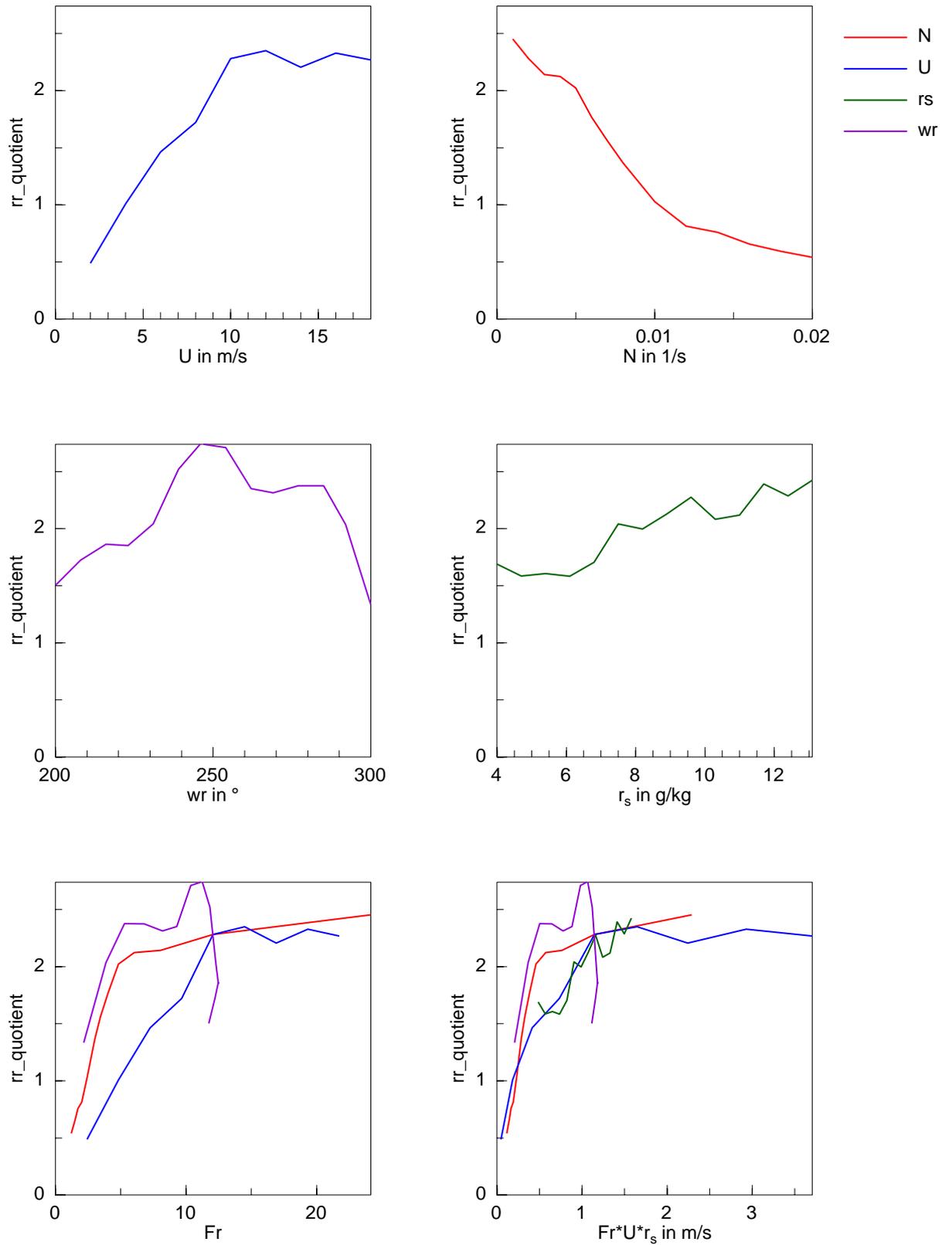


Abbildung 39: Sensitivität des Quotienten des Niederschlags in Schmücke und in Meinigen bezüglich Windgeschwindigkeit, Brunt-Väisälä-Frequenz, Windrichtung, Mischungsverhältnis, Froude-Zahl und Produkt aus Froude-Zahl und Transport des Mischungsverhältnisses

6.1.6 Bewertung der Sensitivitätsanalysen

Zusammenfassend kann man sagen, dass Sensitivitätsuntersuchungen unter Verwendung eines idealisierten, in allen Höhen vollständig gesättigten Vertikalprofils insbesondere bei Verwendung realer Topografien nicht unproblematisch sind. Die Niederschlagsintensitäten an Talstationen werden im Vergleich zu den Niederschlagsintensitäten an Bergstationen meist deutlich überschätzt. Auch sind so keine realistischen Aussagen über die Sensitivität des Modells bezüglich des Mischungsverhältnisses möglich, da mit dem Mischungsverhältnis gleichzeitig die Temperatur variiert wird.

Die qualitative Aussage, dass die Niederschlagsdifferenz zwischen Neuhaus und Coburg am besten durch das Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport beschrieben werden kann, stimmt jedoch mit den Ergebnissen der Datenanalyse überein. Weshalb die Niederschlagsdifferenz bei den Sensitivitätsuntersuchungen zuerst mit dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport abnimmt, ehe sie deutlich ansteigt ist nicht ganz klar. Eventuell wurde ein zu niedriges Höhenmaß für die Berechnung der Froude-Zahl gewählt, so dass die Froude-Zahlen zu groß berechnet wurden und für diesen Bereich noch keine lineare Beschreibung der Strömung möglich ist.

6.2 Simulation ausgewählter Niederschlagsereignisse

Um einen Eindruck von der Güte der Modellsimulationen für die untersuchten Gebiete zu bekommen, wurden mehrere stratiforme Niederschlagsereignisse mit langer Andauer, großen orografisch bedingten Niederschlagszunahmen und hohen Niederschlagssummen im Rothaargebirge und im Thüringer Wald simuliert. Das Modell wurde durch Radiosondenaufstiege an den DWD-Stationen Essen-Bredeney (Rothaargebirge) bzw. Meiningen (Thüringer Wald) initialisiert (siehe Kap. 3.3). Niederschlagsereignisse im Harz konnten nicht simuliert werden, da in diesem Gebiet keine regelmäßigen Radiosondenaufstiege durchgeführt werden. Für jeden Radiosondenaufstieg während dem Niederschlagsereignis wurde eine Simulation durchgeführt. Die simulierten Niederschlagsintensitäten werden als repräsentativ für die sechs Stunden vor und nach dem Radiosondenaufstieg angesehen. Die Niederschlagsfelder für das gesamte Ereignis ergeben sich aus der Summe der unter Verwendung der einzelnen Radiosondenaufstiege simulierten Niederschlagsintensitätsfelder, integriert über 12 Stunden.

Die simulierten Niederschlagsfelder werden verglichen mit aus RR-Daten (24 h-Summen) interpolierten Niederschlagsfeldern. Die Interpolation erfolgt durch Mittelung aller Stationsdaten innerhalb eines definierten Abstands von 25 km um die einzelnen Gitterpunkte und einer linearen Abstandsgewichtung. In Gebieten mit geringer Stationsdichte sind diese Niederschlagsfelder mit Vorsicht zu behandeln.

Zur Bestimmung der Güte der Simulationen wird außerdem der Korrelationskoeffizient zwischen Messdaten und Simulationsergebnissen berechnet. Dazu werden die Simulationsdaten wie bei den Sensitivitätsuntersuchungen in realen Gebieten auf die exakte Position der Messstationen interpoliert. Die Interpolation erfolgt auch hier über die vier benachbarten Gitterpunkte mit einer linearen Abstandsgewichtung. Da die Daten in der Regel keine Normalverteilung aufweisen, wird auch hier der Rang-Korrelationskoeffizient nach Spearman verwendet.

Um die Simulationsergebnisse an die Messdaten anzupassen, wird eine Regressionsgleichung der Form

$$R_{mes} = a R_{sim} + b \quad (25)$$

berechnet. Dabei ist R_{mes} bzw. R_{sim} die Niederschlagssumme der Messung bzw. der Simulation für die jeweils gleiche Stationsposition. Durch die Geradensteigung a wird eine generelle Über- oder Unterschätzung des Niederschlags durch das Modell korrigiert. Durch den Achsenabschnitt b wird der großräumige Niederschlag, der durch die angenommene synoptische Hebung von 0.1 m s^{-1} verursacht wird, korrigiert.

6.2.1 Rothaargebirge

Für das Rothaargebirge wurden fünf verschiedene Niederschlagsereignisse mit einer Dauer zwischen 30 und 60 Stunden, Quotienten des Niederschlags der Stationen Kahler Asten und Lüdenscheid zwischen 1.4 und 2.1 und Niederschlagssummen am Kahlen Asten zwischen 53 und 153 mm simuliert. Es wurde für jedes Ereignis eine Simulation ohne synoptische Hebung und eine Simulation mit einer synoptischen Hebung von 0.1 m s^{-1} durchgeführt. Die besseren Korrelationen zwischen simulierten Niederschlägen und RR-Daten im Bereich des Rothaargebirges ergaben sich immer bei der Simulation mit synoptischer Hebung, sie lagen dabei zwischen 0.70 und 0.85 für das Gebiet des Rothaargebirges (107 bis 129 Stationen). Beispielfhaft sind in Abbildung 40 und 41 die simulierten und aus RR-Daten interpolierten Niederschlagsfelder vom 13.-18.9.1998 und dem 11.-13.12.1997 dargestellt. Die Übereinstimmung zwischen Simulationsergebnissen und Messdaten ist insbesondere beim zweiten Ereignis sehr gut ($r=0.85$). Der auffälligste Unterschied bei diesem Ereignis ist die Unterschätzung der Ausdehnung des Niederschlagsmaximums nach Norden durch das Modell. Beim ersten Ereignis (Abb. 40) ist die Übereinstimmung etwas geringer ($r=0.71$). Das Modell simuliert das Niederschlagsmaximum zu weit nördlich, im Bereich der maximalen Geländesteigung, und unterschätzt die Ausdehnung des Bereichs erhöhter Niederschläge westlich des Rothaargebirges nach Süden, das heißt es unterschätzt insgesamt die Niederschlagsdrift. Dieses Problem könnte wahrscheinlich durch die Anpassung einiger Parameter im Modell (Zeit für die Bildung von Niederschlagspartikeln, Fallgeschwindigkeit der Eisteilchen, Höhe unterhalb der 0°C -Grenze, ab der die Niederschlagspartikel als vollständig geschmolzen angenommen werden) verringert werden.

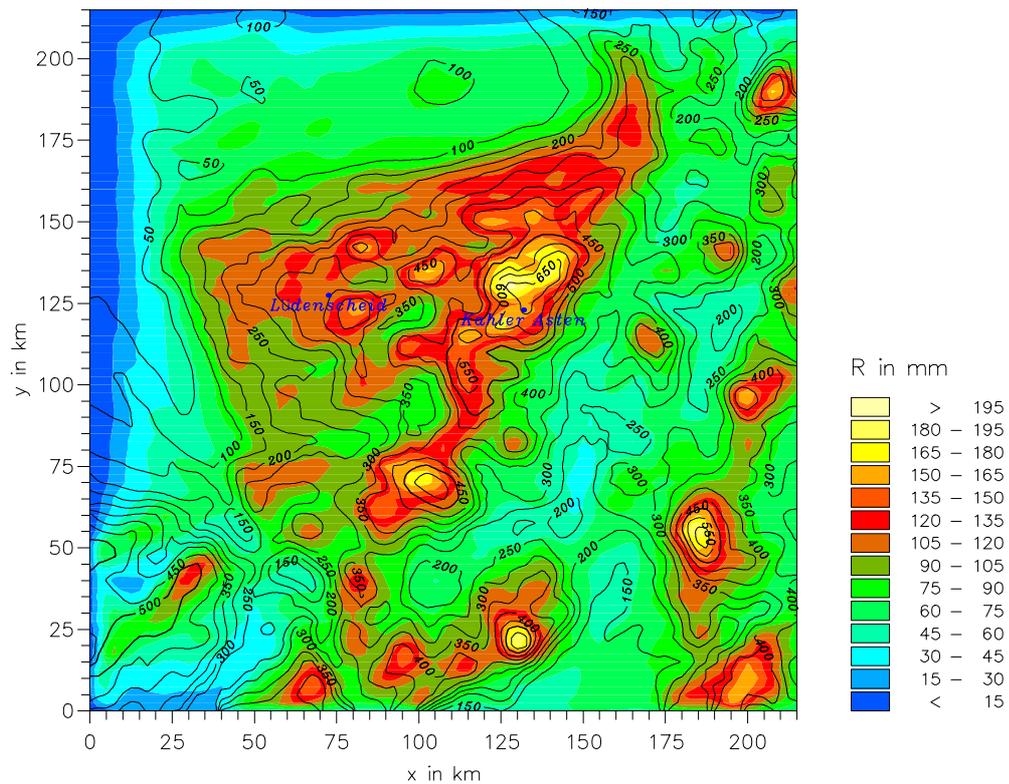
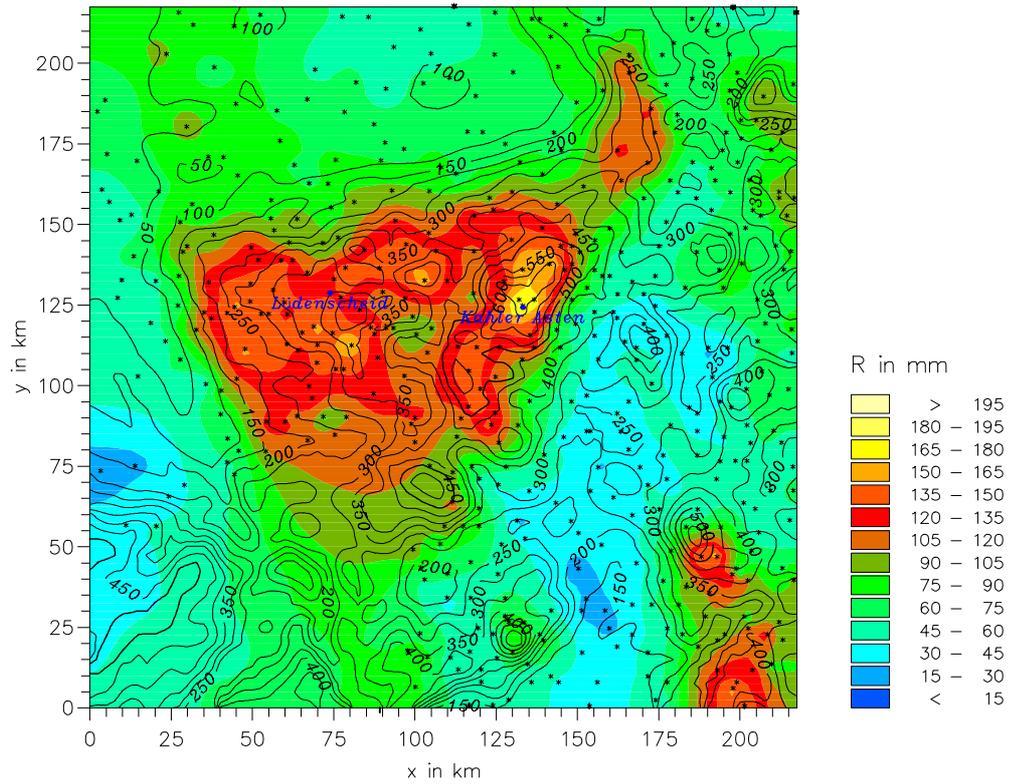


Abbildung 40: Niederschlagssummen im Rothaargebirge 13.-18.9.1998: interpoliert aus RR-Daten (oben, Messstationen als Kreuze) bzw. nach Modellsimulationen (unten)

Regressionsgleichung für die Modelldaten: $R_{mes} = 0.57 R_{sim} - 0.45 \text{ mm}$

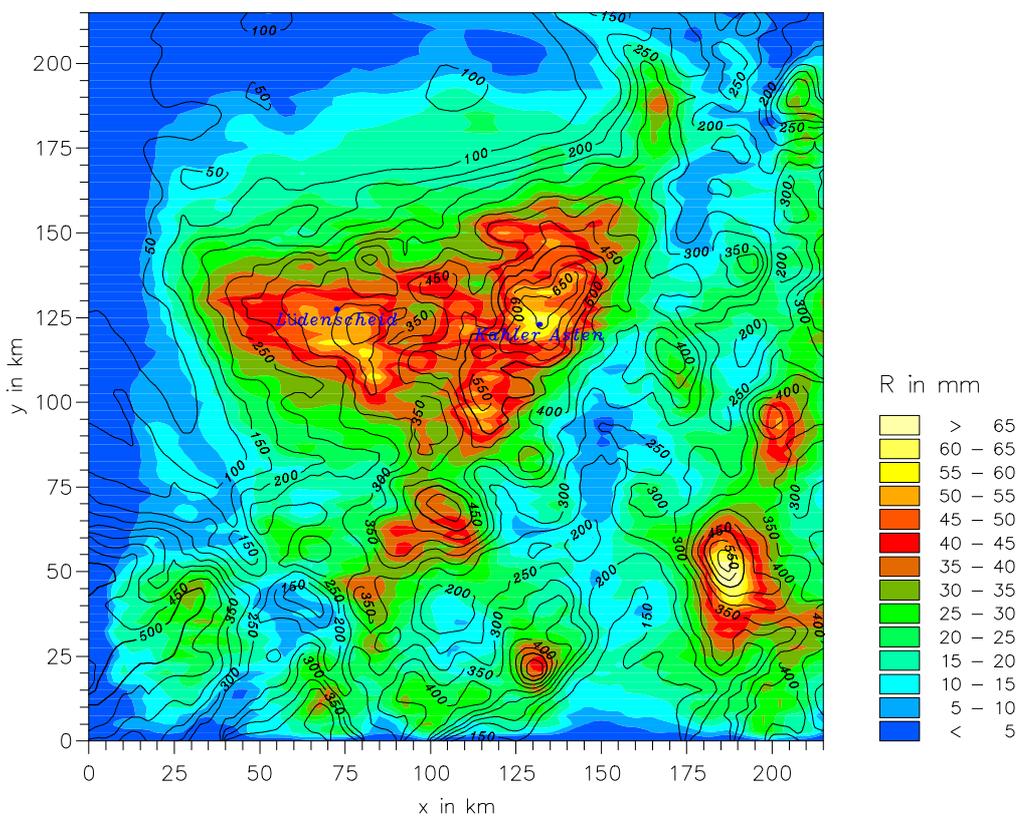
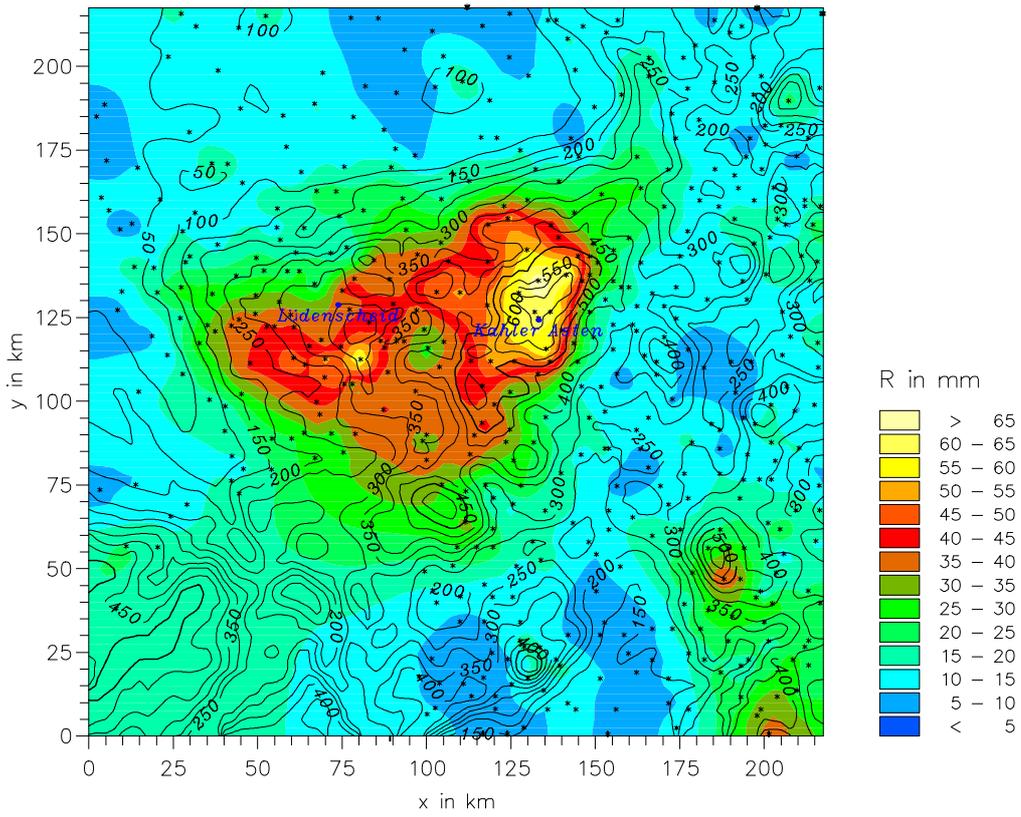


Abbildung 41: Niederschlagssummen im Rothaargebirge 11.-13.12.1997: interpoliert aus RR-Daten (oben, Messstationen als Kreuze) bzw. nach Modellsimulationen (unten)

Regressionsgleichung für die Modelldaten: $R_{mes} = 0.69 R_{sim} - 19.04 \text{ mm}$

6.2.2 Thüringer Wald

Im Bereich des Thüringer Walds wurden acht verschiedene Niederschlagsereignisse mit einer Dauer zwischen 30 und 66 Stunden simuliert. Auch hier wurde für jedes Ereignis eine Simulation ohne synoptische Hebung und eine Simulation mit einer synoptischen Hebung von 0.1 m s^{-1} durchgeführt. Meist ergaben sich die besseren Korrelationen zu den RR-Daten bei den Simulationen mit synoptischer Hebung. Ausnahmen bilden nur Ereignisse mit allgemein schwacher Korrelation. Es fällt auf, dass sich für die fünf Ereignisse, die auf Grund hoher Niederschlagssummen in Neuhaus und großer Niederschlagsquotienten zwischen Neuhaus und Coburg ausgewählt wurden, durchweg bessere Korrelationen zwischen Simulationen und Messdaten im Thüringer Wald ergeben, als für die drei Ereignisse, die aufgrund hoher Niederschlagssummen in Schmücke und großer Niederschlagsquotienten zwischen Schmücke und Meiningen ausgewählt wurden. Für die letzteren Ereignisse ergeben sich Korrelationskoeffizienten zwischen 0.25 und 0.5, während sich für die ersteren Ereignisse Korrelationskoeffizienten zwischen 0.5 und 0.76 für das von der orografisch bedingten Niederschlagszunahme betroffene Gebiet (156 bis 187 Stationen) ergeben. Es müsste jedoch eine größere Anzahl von Niederschlagsereignissen simuliert werden, um festzustellen, ob dieser Zusammenhang nicht nur zufällig ist.

In Abbildung 42 und 43 sind beispielhaft die simulierten und aus RR-Daten interpolierten Niederschlagsfelder vom 26.-29.12.1994 und 11.-13.12.1999 dargestellt, für die sich jeweils ein guter Zusammenhang ergibt ($r=0.68$ bzw. 0.76). Beim ersten Ereignis (Abb. 42) wird das absolute Niederschlagsmaximum allerdings statt im südlichen im nördlichen Thüringer Wald simuliert. Das Niederschlagsmaximum im südlichen Thüringer Wald wird vom Modell als etwas schwächer ausgeprägt wiedergegeben. Prinzipiell wird der Bereich der maximalen Niederschlagssummen jedoch richtig simuliert. Beim zweiten Ereignis (Abb. 43) stimmt die Lage der simulierten Niederschlagsmaxima fast genau mit der Lage der aus RR-Daten interpolierten Maxima überein. Auch der Bereich des orografisch bedingten Niederschlags wird sowohl qualitativ als auch quantitativ gut simuliert.

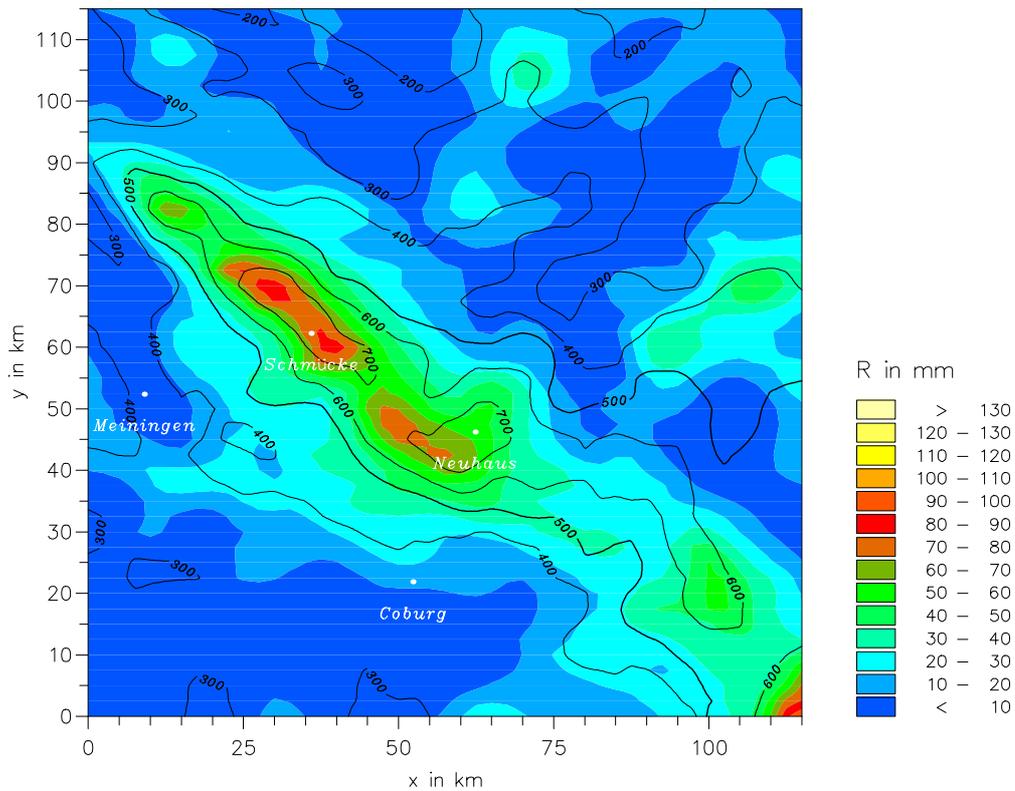
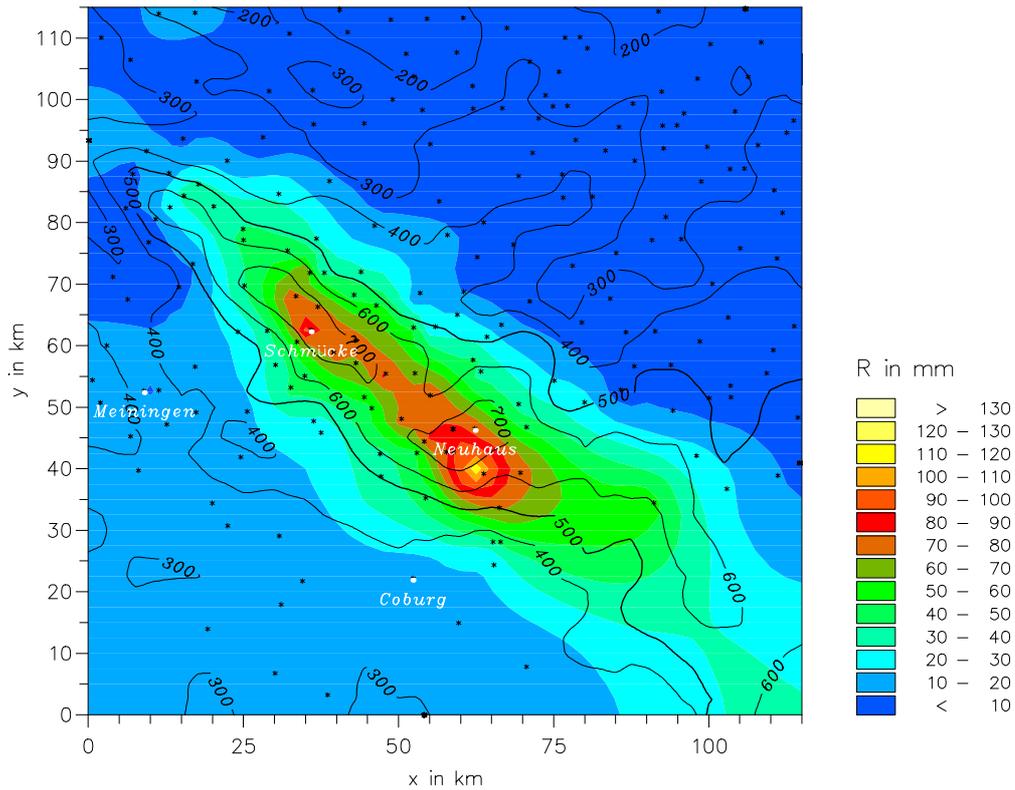


Abbildung 42: Niederschlagssummen im Thüringer Wald 26.-29.12.1994: interpoliert aus RR-Daten (oben, Messstationen als Kreuze) bzw. nach Modellsimulationen (unten)

Regressionsgleichung für die Modelldaten: $R_{mes} = 0.93 R_{sim} - 82.98 \text{ mm}$

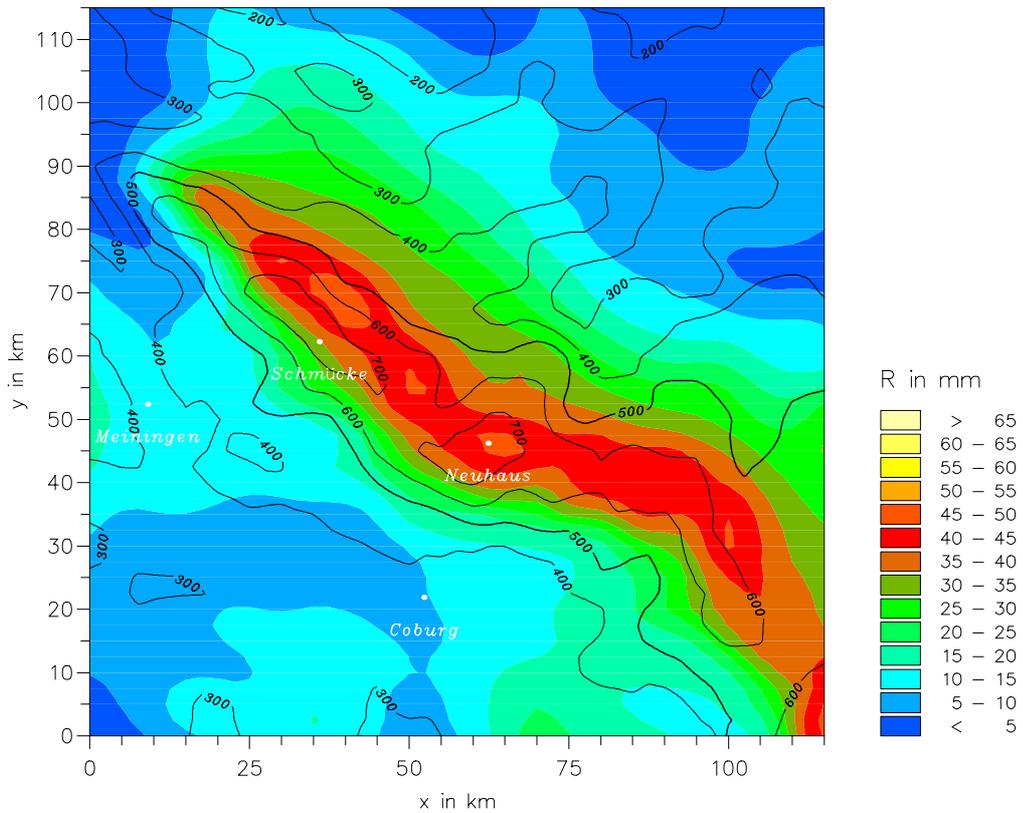
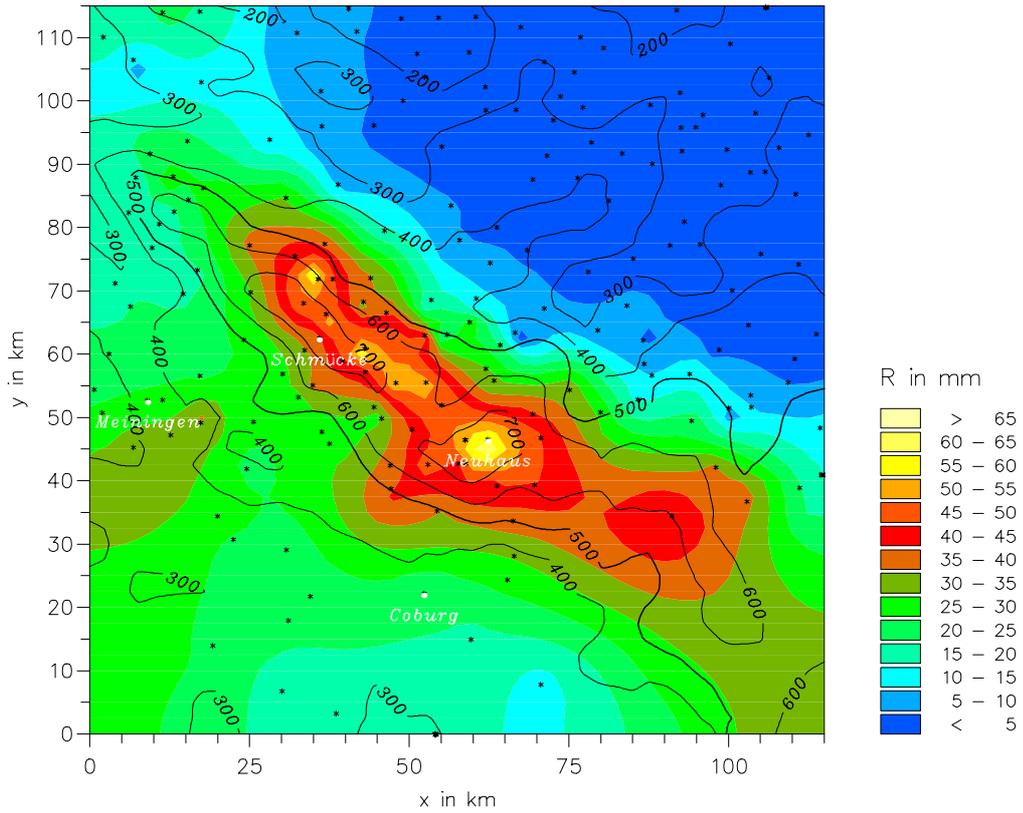


Abbildung 43: Niederschlagssummen im Thüringer Wald 11.-13.12.1999: interpoliert aus RR-Daten (oben, Messstationen als Kreuze) bzw. nach Modellsimulationen (unten)
 Regressionsgleichung für die Modelldaten: $R_{mes} = 0.72 R_{sim} - 44.84$ mm

7 Zusammenfassung und Diskussion

In dieser Arbeit wurden Zusammenhänge zwischen atmosphärischen Parametern und der orografisch bedingten Niederschlagszunahme im Harz, Rothaargebirge und Thüringer Wald / Erzgebirge mit Hilfe von SYNOP- und Radiosondendaten untersucht. Es war nur im südlichen Thüringer Wald und im Rothaargebirge möglich, klare Zusammenhänge zu finden. Ein Grund dafür liegt möglicherweise in der ungeeigneten Lage der zur Bestimmung der orografisch bedingten Niederschlagszunahme gewählten Talstationen in den anderen Gebieten. Auch das Fehlen von Radiosondendaten für den Harz könnte ein Grund sein, weshalb in diesem Gebiet keine klaren Zusammenhänge zwischen atmosphärischen Parametern und orografisch bedingter Niederschlagszunahme gefunden werden konnten, insbesondere da in diesem Gebiet die Talstation besonders weit von der Bergstation entfernt ist und die Berechnung einer Brunt-Väisälä-Frequenz aus den Daten der Tal- und Bergstation deshalb besonders problematisch ist. Im südlichen Thüringer Wald ergeben sich dagegen sehr gute Zusammenhänge insbesondere zwischen der orografisch bedingten Niederschlagszunahme und dem Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport. Auch im Rothaargebirge ist dieser Zusammenhang zu erkennen, allerdings nur, wenn als Maß für die orografisch bedingte Niederschlagszunahme die Niederschlagsdifferenz und nicht der Niederschlagsquotient gewählt wird. Der Grund hierfür ist unklar. Die Zusammenhänge in beiden Gebieten sind im Allgemeinen umso schwächer, je kleiner die Mittelungszeiträume gewählt werden.

Auch bei Sensitivitätsuntersuchungen mit dem von Kunz (2003) entwickelten Niederschlagsmodell konnte festgestellt werden, dass der beste Zusammenhang zur Niederschlagsdifferenz und zum Niederschlagsquotienten meist zum Produkt aus Froude-Zahl und Feuchtetransport besteht. Dies gilt auch für Gebiete, in denen bei der Datenanalyse kein Zusammenhang zwischen dieser Größe und der orografisch bedingten Niederschlagszunahme festgestellt werden konnte.

Die Simulation mehrerer Ereignisse ergab, dass dieses Modell die orografisch bedingten Niederschläge im Rothaargebirge meist sehr gut wiedergibt. Die Güte von Simulationen von Ereignissen im Thüringer Wald ist unterschiedlicher, doch auch dort werden die Niederschlagsfelder oft gut wiedergegeben.

Literaturverzeichnis

- [1] Anderson, B. R., 1975. *Weather in the West: From the Midcontinent to the Pacific*. American West, Kalifornien, 223 S.
- [2] Bergeron, T., 1949. Problem of artificial control of rainfall on the globe. *Tellus 1*, 32-43.
- [3] Browning, K. A., C. W. Pardoe und F. F. Hill, 1975. The nature of orographic rain at wintertime cold fronts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 101*, 333-352.
- [4] Durran, D. R. und J. B. Klemp, 1982. On the effects of moisture on the Brunt-Väisälä frequency. *J. Atmos. Sci. 39*, 2152-2158.
- [5] Haltiner, G. J. und R. T. Williams, 1980. *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*. John Wiley and Sons, New York, 477 S.
- [6] Houze, R. A., C. N. James und S. Medina, 2001. Radar observation of precipitation and airflow on the Mediterranean side of the Alps: Autumn 1998 and 1999. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 127*, 2537-2558.
- [7] Hunt, J. C. R. und W. H. Snyder, 1980. Experiments on stably and neutrally stratified flow over a model three-dimensional hill. *J. Fluid Mech. 96*, 671-704.
- [8] Kendall, M. G. und A. Stuart, 1971. *The advanced theory of statistics*. Griffin, London, 557 S.
- [9] Kunz, M. und Ch. Kottmeier, 2002. Starkniederschläge mit langer Andauer über Mittelgebirgen. In: G. Tetzlaff, T. Trautmann und K. S. Radtke (Hrsg.), *Zweites Forum Katastrophenvorsorge*, 24.-26. September 2001, Leipzig. Deutsches Komitee für Katastrophenvorsorge e.V. (DKKV), 205-212.
- [10] Kunz, M., 2003. Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen. *Wiss. Berichte d. Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe Nr. 31*, 170 S.
- [11] Lin, Y.-L. und T.-A. Wang, 1996. Flow regimes and transient dynamics of two-dimensional stratified flow over an isolated mountain ridge. *J. Atmos. Sci. 53*, 139-158.
- [12] Marshall, J. S. und W. M. Palmer, 1948. The distribution of raindrops with size. *J. Meteor. 5*, 165-166.
- [13] Münchener Rück, 1999. *Naturkatastrophen in Deutschland*. Eigenverlag, München, 100 S.
- [14] Pichler, H., 1997. *Dynamik der Atmosphäre* Spektrum, Heidelberg, 572 S.
- [15] Pielke, R. A., 1994. *Mesoscale Meteorological Modelling*. Academic Press, San Diego, 612 S.

- [16] Sekhon, R. S. und R. C. Srivastava, 1971. Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.* 28, 983-994.
- [17] Smith, R. B., 1979. The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.* 21, 87-230.
- [18] Smith, R. B., 1988. Linear theory of stratified flow past an isolated mountain in isosteric coordinates. *J. Atmos. Sci.* 45, 3889-3896.
- [19] Smith, R. B., 1989. Hydrostatic airflow over mountains. *Adv. Geophys.* 31, 1-41.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich allen danken, die die Anfertigung dieser Arbeit ermöglicht und zu ihrem Gelingen beigetragen haben.

Mein Dank gilt Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die Vergabe des interessanten Themas. Prof. Dr. Klaus Dieter Beheng danke ich für die Übernahme des Koreferates.

Mein besonderer Dank gilt Dr. Michael Kunz für die gute Betreuung und seine stets vorhandene Diskussionsbereitschaft.

Carolin Schmitt danke ich für die Bereitstellung der Geländedaten.

Für moralische Unterstützung sei meinen Kommilitonen gedankt, insbesondere meinen zeitweiligen Zimmergenossinnen Nicole Lichtenberger und Julia Sander. Außerdem möchte ich mich bei allen Institutsmitarbeitern bedanken, die in irgendeiner Form zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Zuletzt möchte ich mich herzlich bei meinen Eltern für ihre Unterstützung während des gesamten Studiums bedanken.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe.

Ich erkläre mich damit einverstanden, dass diese Arbeit in die Bibliothek eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, im November 2004

Heike Steller