

Technische Universität Braunschweig
Fachbereich Physik und Geowissenschaften

Methoden zur Erfassung des regionalen
Wasserhaushalts im niedersächsischen Küstengebiet
am Beispiel der Insel Langeoog



Diplomarbeit von Axel Seliger

Mai 2002

Diplomarbeit	106 S., 79 Abb., 10 Tab., Anh. A - F	Braunschweig 2002
--------------	--------------------------------------	-------------------

Die vorliegende Diplomarbeit kam auf Anregung von Herrn Prof. Dr. J. Wolff vom Institut für Geowissenschaften der Technischen Universität Braunschweig zustande, dem ich dafür und für die Übernahme des Referats danken möchte. Herrn Prof. Dr. D. Zachmann, ebenfalls vom Institut für Geowissenschaften der Technischen Universität Braunschweig, möchte ich für die Übernahme des Korreferats danken. Frau Dipl.-Geol. K. Naumann danke ich für die fachliche Betreuung und Herrn K.-P. Schleicher für die hilfreichen Auskünfte bezüglich der Wetterstation und der Lysimeteranlage. Ein besonderer Dank geht an meine Eltern für die Unterstützung während meines Studiums.

Inhaltsverzeichnis

1 Aufgabenstellung	1
2 Einleitung	2
2.1 Geographische Lage	2
2.2 Morphologie	3
2.3 Geologie	5
2.3.1 Überblick	5
2.3.2 Präquartär	5
2.3.3 Quartär	5
2.4 Süßwasserlinsen	9
3 Daten und Datenquellen	13
3.1 Wetterdaten	13
3.1.1 Wetterdaten des DWD	13
3.1.2 Wetterdaten Langeoog	13
3.1.2.1 Wetterstation Langeoog	14
3.1.2.2 Langjährige Mittel	17
3.2 Lysimeterdaten	26
3.2.1 Lysimeteranlage Langeoog	26
3.2.2 Zukunftsperspektiven	29
4 Wetter und Klima	31
4.1 Niederschlag	31
4.2 Lufttemperatur	36
4.3 Relative Luftfeuchte	38
4.4 Windbewegung	39
4.5 Sonnenscheindauer und Globalstrahlung	42
4.6 Trockenheitsindex	44
5 Methoden zur Erfassung des Wasserhaushalts	46
5.1 Allgemeines zum Wasserhaushalt	46
5.1.1 Wasserhaushaltskomponenten	47
5.1.1.1 Niederschlag	47
5.1.1.2 Verdunstung	48
5.1.1.3 Abfluss	49
5.1.1.4 Ungesättigte Bodenzone	49
5.1.1.5 Grundwasserneubildung	54

5.2	Erfassung der potentiellen Evapotranspiration.....	56
5.2.1	Verfahren nach HAUDE	57
5.2.2	Verfahren nach TURC-IVANOV	58
5.2.3	Verfahren nach PENMAN	60
5.2.4	Verfahren nach TURC-WENDLING	61
5.2.5	Gras-Referenz-Verdunstung.....	61
5.2.6	Methodenvergleich	63
5.3	Erfassung der realen Evapotranspiration und Grundwasserneubildung.....	70
5.3.1	Berechnung der realen Evapotranspiration und Grundwasserneubildung	70
5.3.1.1	Verfahren nach BAGROV-GLUGLA	71
5.3.1.2	Verfahren nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT.....	74
5.3.1.3	Verfahren nach RENGER & WESSOLEK	77
5.3.1.4	Verfahren nach WENDLING	78
5.3.1.5	Verfahren nach GROSSMANN	79
5.3.1.6	Methodenvergleich	80
5.3.1.6.1	Eingangsparameter	80
5.3.1.6.2	Berechnungsergebnisse	84
5.3.2	Messung der Grundwasserneubildung	90
5.4	Saugspannung, Bodenfeuchte, Bodentemperatur.....	90
6	Diskussion der Ergebnisse	95
7	Zusammenfassung	101
8	Literaturverzeichnis	102
Anhang		
A	Geologie der Insel Langeoog	
A.1	Geologische Karte der Insel Langeoog	
A.2	Legende zu A.1	
B	Gliederung des Küstenholozäns	
C	Niederschlags- und Windrichtungsverteilung	
C.1	Meteorologische Jahreszeiten 2000	
C.2	Meteorologische Jahreszeiten 2001	
D	Windstärke, Windgeschwindigkeit und Bezeichnung des Windes	
E	Windrichtungs- und Windstärkenverteilung	
E.1	Meteorologische Jahreszeiten 2000	
E.2	Meteorologische Jahreszeiten 2001	
F	Grundwasserflurabstandsplan für das Einzugsgebiet des Wasserwerkes Ost	

1 Aufgabenstellung

Die Nordseeinsel Langeoog verfügt über mehrere natürliche Grundwasserspeicher, die sogenannten Süßwasserlinsen. Diese ermöglichen eine vom Festland unabhängige Trinkwasserversorgung der Inselbewohner und zahlreichen Touristen. Der Dienstleistungs- und Fremdenverkehrssektor stellt in der strukturschwachen Küstenregion die wichtigste Erwerbsquelle dar. Steigende Touristenzahlen führen zu einem größeren Trinkwasserbedarf. Die Süßwasserlinsen werden nur aus Niederschlägen gespeist und regeneriert, folglich kann es ohne eine nachhaltige Bewirtschaftung des Grundwasserreservoirs durch übermäßige Entnahmen zu einer Überbeanspruchung kommen, was schließlich zu einer langfristigen Schädigung führen kann. Im Zusammenhang mit dem Forschungsprojekt „Umweltverträgliche Grundwasserbewirtschaftung in hydrogeologisch und ökologisch sensiblen Bereichen der Nordseeküste“ soll im Rahmen der vorliegenden Diplomarbeit, als Grundlage für eine nachhaltige Bewirtschaftung der Süßwasservorkommen, die Grundwasserneubildung im Bereich des Einzugsgebietes des Wasserwerkes Ost mit verschiedenen Verfahren ermittelt werden. Zur Erhebung der hierfür benötigten meteorologischen Eingangsdaten wurde eine projekteigene Wetterstation in dem Untersuchungsgebiet installiert. Da die Messreihen der Wetterstation zur Bildung eines langjährigen Mittels nicht ausreichen, welches aber für Aussagen über langfristige Entwicklungen unerlässlich ist, wurden Wetterdaten der nächstgelegenen Klimastation, die sich auf Norderney befindet, beim Deutschen Wetterdienst angefordert. Weiterhin stehen Messreihen einer speziell für dieses Forschungsprojekt eingerichteten Lysimeteranlage zur Verfügung. Die Sickerwasserraten des Lysimeters sollen mit den nach verschiedenen Methoden berechneten Grundwasserneubildungsraten verglichen werden, um das für die Insel Langeoog tauglichste Berechnungsverfahren zu ermitteln. Weiterhin wird geprüft, inwieweit eine Erweiterung des Einzugsgebietes des Wasserwerkes Ost um das bereits früher zur Trinkwasserförderung genutzte Kaapdünengebiet eine nachhaltige Grundwasserbewirtschaftung unterstützen könnte. Zusätzlich stellt die Charakterisierung des Wettergeschehens einen wichtigen Themenkomplex dieser Arbeit dar.

2 Einleitung

2.1 Geographische Lage

Die Insel Langeoog ist Teil der Ostfriesischen Inselkette, die der niedersächsischen Nordseeküste vorgelagert ist und sich von Borkum, nordwestlich des Dollarts, bis Mellum, nördlich des Jadebusens erstreckt (Abb. 2.1).



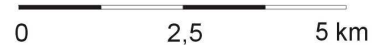
Abb. 2.1: Ostfriesland (Ausschnitt aus TK Land Niedersachsen)

0 12,5 25 km

Östlich Langeoogs schließt sich die Insel Spiekeroog, westlich die Insel Baltrum an. Langeoog besitzt eine langgestreckte keulenartige Form (WALTER, 1995) mit einer Länge von ca. 10,9 km und einer Fläche von 20,4 km² (STREIF, 1990). Von West nach Ost verjüngt sich die Insel von ca. 3,5 km auf 1,3 km (Abb. 2.2). Sie wird durch die Gauß-Krüger-Koordinaten R³³ 98800, R³⁴ 09900 und H⁵⁹ 54300, H⁵⁹ 58700 (nach TK Ostfriesland) begrenzt.



Abb. 2.2: Langeoog (Ausschnitt aus TK Ostfriesland)



2.2 Morphologie

Die von Südwest nach Nordost gestaffelte Kette der Ostfriesischen Inseln resultiert aus dem hydrodynamischen Gleichgewicht zwischen küstenparallelen Strömungen und den Gezeitenströmungen der Nordsee. Langeoog befindet sich an der Außenkante des Watts und weist einen relativ steilen Abfall nach Norden auf. Südlich bildet das Watt mit dem anschließenden Marschenstreifen die Übergangszone zwischen der offenen See und dem anstehenden Pleistozän der nordwestdeutschen Geest (WALTER, 1995) (Abb. 2.3).

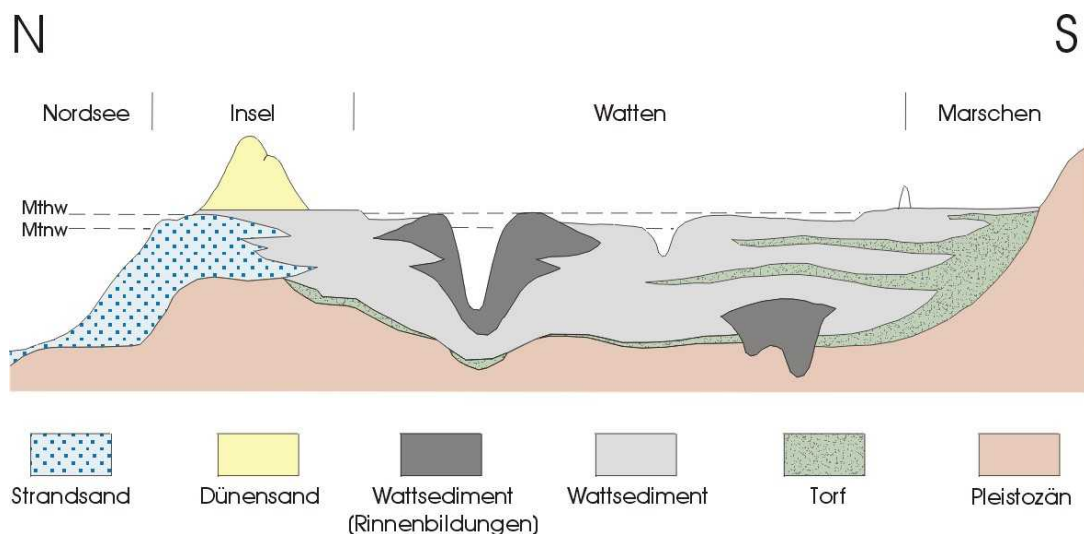


Abb. 2.3: Profil von der Nordsee zum Geestrücken (überhöht, aus STREIF, 1990)

Die sich zwischen den Inseln befindlichen Seegaten resultieren aus der Strömungsrichtung, sowie aus der Menge des Wassers, welches periodisch das Watt überflutet und wieder zurückebbt. Ihre allgemeine Eintiefung beläuft sich auf 2 bis 8 m unter NN, tiefere Auskolkungen werden in der Accumer Ee zwischen Baltrum und Langeoog und in der Otzumer Balje zwischen Langeoog und Spiekeroog erreicht. Nördlich der Seegaten liegende sandige Riffbögen (Abb. 2.4) verbinden die Inseln miteinander (BARCKHAUSEN, 1970).

Die Insel Langeoog gliedert sich von Nord nach Süd in einen flachen vegetationsfreien Strand, einen Dünenteil und einen flachen Groden, der im Schutz der Dünen eine dichte Vegetationsdecke bilden konnte. Der Strand von Langeoog blieb im natürlichen Gleichgewicht mit der

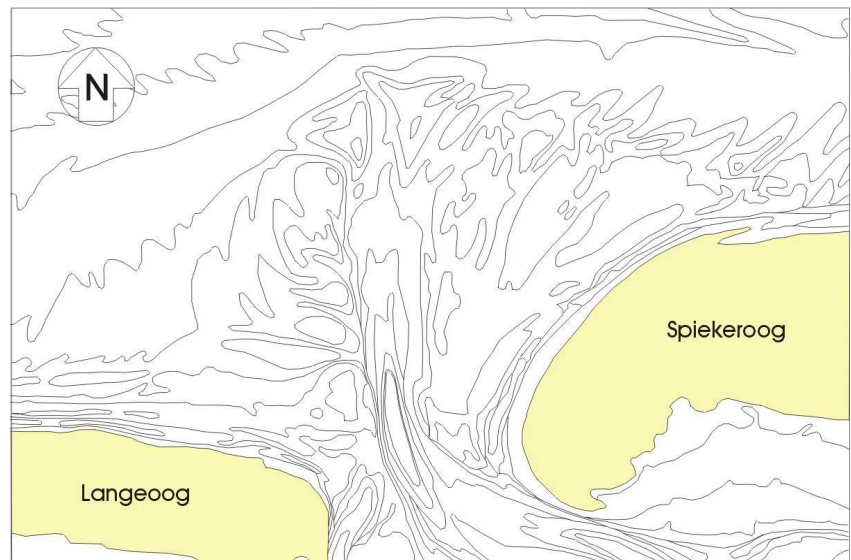


Abb. 2.4: Beispiel eines Riffbogens (nach Reisefieber, 1959, aus REINECK, 1994)

Nordsee erhalten, der Bereich des Grodens wurde z. T. durch Aufschüttungen im Rahmen des Deich- und Hafenbaus künstlich verändert. Der sich von Südwesten nach Osten erstreckende Dünengürtel lässt sich in mehrere Abschnitte unterteilen. Im Westen befinden sich die Flinthörndünen und Süderdünen, welche eine Höhe von max. 14 m über NN erreichen. Anschließend ziehen sich die Kaap- und Heerenhusdünen bogenförmig um die Ortschaft Langeoog herum. Sie erreichen Höhen von max. 21 m über NN. Nördlich der Heerenhusdünen befindet sich das Pirolatal mit einer Höhe von durchschnittlich 3 m über NN. Es wird gegen Norden durch Randdünenwälle begrenzt. Die östlich anschließenden Melkhörndünen trennen die Niederungsgebiete von Großem und Kleinem Schlopp. Der schmale langgestreckte Ostteil der Insel umfasst den Dünenbereich Dreebargen, das Ostende und den Osterhook.

2.3 Geologie

2.3.1 Überblick

Die für den geologischen Aufbau Langeoogs wesentlichen Ereignisse sind die Eisvorstöße des Elsterglazials- und des Drenthe-Stadiums der Saale-Eiszeit sowie die Ingressionen der Nordsee zur Eem-Warmzeit und im Holozän. Der Meeresspiegel stieg innerhalb der letzten 7500 Jahre um ca. 25 m an und bestimmte die morphologische Ausgestaltung des Küstengebietes (STREIF, 1990). Die Platen-Hypothese von BARCKHAUSEN (1969) beschreibt die Entwicklung der Barriere-Insel Langeoog in dem Zeitraum zwischen 3000 und 2000 Jahren vor heute. Ausgehend von periodisch überfluteten Sandbänken (Sandplaten) über ein Stadium z. T. hochwasserfreier Strandwälle kam es schließlich zum heutigen Bild einer Dünen tragenden Insel. Über der ertrinkenden pleistozänen Geesthochlage entstand somit ein holozäner mariner Sedimentkeil, der teilweise von bis zu 21 m hohen äolischen Ablagerungen, den Inseldünen, überlagert wird (Abb. 2.3). Die vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenkunde (NLfB) und dem Oldenburgisch-Ostfriesischen Wasserverband (OOWV) niedergebrachten Bohrungen liefern zahlreiche Einblicke in den geologischen Aufbau Langeoogs. Tiefbohrungen im Westen der Insel sowie reflexionsseismische Untersuchungen geben Auskunft über das präquartäre Unterlager. Im Anhang A befindet sich die geologische Karte der Insel.

2.3.2 Präquartär

Das Präquartär des ostfriesischen Küstengebietes wird durch Salzstöcke gegliedert. Der 2,5 bis 3,5 km breite Salzstock „Langeoog“ stellt zwischen der Ortschaft und den Melkhörndünen eine Nord-Süd streichende Struktur unterhalb des westlichen Teils der Insel dar. Der Zechstein, aus dem die ostfriesische Salzstockfamilie hervorgeht, hat seine Basis in etwa 5 km Tiefe, die Tertiäroberkante befindet sich im Westteil Langeoogs bei ca. 50 m unter NN.

2.3.3 Quartär

Das Langeooger Pleistozän reicht bis in das **Elster-Glazial** zurück. Die abschmelzenden Gletscher bildeten Rinnen, in denen sich glazifluviatile Sande absetzten. Die sich vor dem zurückweichenden Elstereis bildenden Eisstauseen füllten sich mit einem dunklen, kalkhaltigen, tonig-schluffigen Sediment, dem Lauenburger Ton. Dieser stellt aufgrund seiner weiten Verbreitung und seines hohen Wiedererkennungswertes einen Leithorizont dar (BARCKHAUSEN, 1970) und ist infolge saisonaler Schwankungen der Wasser- und Sedimentzufuhr partiell als warvenartiger Rhythmit ausgebildet. Die helleren, feinsandigen bis schluffigen Lagen werden dem Frühling und dem Sommer zugeordnet, die dunklen, schluffig-tonigen dem Herbst und dem Winter (REINECK, 1994). Die glazifluviatilen Sande und der Lauenburger Ton wurden während des Drenthe-Stadiums durch Eisschub verstellt, gestaucht oder aufgeschuppt. Hinweise darauf ergeben sich aus dem generell nach Osten gerichteten Schichteinfallen mit einer stark unregelmäßigen Tiefenlage des Tons. Diese variiert zwischen 6,2 m unter NN im westlichen Bereich des Hafens und 27,1 m unter NN im östlichen Hafengebiet. Hier lagert eine deutlich umgrenzte Tonlinse mit einer Mächtigkeit von ca. 8 m und einem Durchmesser von 1050 m. Sie wird von einem Geschiebelehm des Drenthe-Stadiums überlagert (BARCKHAUSEN, 1970).

Der Elster-Kaltzeit folgte das **Holstein-Interglazial**. Der Hochstand des Wasserspiegels lag zu dieser Zeit bei 20 m unter NN, die Küstenlinie verlief somit nördlich der Ostfriesischen Inseln. Demnach könnten im Langeooger Gebiet warmzeitliche, brackisch-marine Ablagerungen existieren, allerdings gibt es bisher keine eindeutigen Befunde. Das Fehlen solcher Ablagerungen kann mit drenthestadialen Stauchungen, mit Erosion oder mit salttektonischen Vorgängen im Zusammenhang stehen.

Im nachfolgenden **Saale-Glazial** wurde der ostfriesische Raum während des Drenthe-Hauptvorstoßes vom nordischen Inlandeis überfahren, welches Geschiebelehm und Vorschüttsande hinterließ. Im Warthe-Stadium erreichte der Eisrand nur das Gebiet zwischen Weser und Elbe, womit Ostfriesland zu dieser Zeit im Periglazialbereich lag (REINECK, 1994). Bei dem Großteil der durch Bohrungen bekannten pleistozänen Sande des Inselgebietes, handelt es sich um drenthestadiale Vorschüttsande. Sie treten als hellgraue Mittel- bis Feinsande in Erscheinung und enthalten partiell Grobsand- und Kieslagen. Sie lagern in der Regel dem Lauenburger Ton auf, z. T. sind sie aber auch in dessen Liegenden anzutreffen, was wiederum auf glazigene Aufschuppungen hindeutet (BARCKHAUSEN, 1970). Der drenthestadiale Geschiebelehm ist meist völlig entkalkt, teilweise stark verwittert und zeigt eine graugrüne bis braungraue Färbung. Sein Geröllspektrum ist süd- bis mittelschwedisch geprägt (MEYER, 1970). Ein bereits erwähntes Geschiebelehmvorkommen im Hafengebiet lagert direkt auf Lauenburger Ton.

Es nimmt eine Fläche von ca. 700 mal 300 m ein und hat eine Mächtigkeit von bis zu 10 m. Ein Fundort der besonderen Art stellt der Weststrand sowie der Südweststrand Langeoogs dar; nach Sturmfluten kann hier eine größere Anzahl von Geröllen gefunden werden. Diese stammen aus der Aufarbeitung von pleistozänem Material bei der Tiefen- und Seitenerosion der Accumer Ee (BARCKHAUSEN, 1970).

Während des **Eem-Interglazials** stieg der Meeresspiegel infolge des Abschmelzens des Gletschereises an. Die Küstenlinie des Eem-Meeres verlief südlich der Ostfriesischen Inseln durch das heutige Watt. Vom Abschmelzen des Drenthe-Eises bis zur Ingression des Eem-Meeres konnten sich nach Norden entwässernde Flusstäler ausbilden, in denen es nach Erreichen eines Wasserstandes von ca. 17 m unter NN zu einem Rückstau und somit zu einem Grundwasseranstieg auf dem Festland kam. Es folgte die Bildung von Torf und nach einem weiter fortlaufenden Anstieg des Meeresspiegels kam es zur Ablagerung brackisch-mariner Wattbildungen. Im Langeooger Gebiet existierten während der Eem-Warmzeit zwei große Geestinseln. Eine erstreckte sich vom heutigen Südwestteil Langeoogs bis zum Baltrumer Osterhook, die andere lag südlich von Langeoog im Bereich der Ruteplate. In ihrem Schutz wurden die eemzeitlichen Bildungen besonders gut überliefert. Das Auftreten der fossilen Eem-Muschel *Venerupis senescens* COCCONI im Muschelschill des Nordstrandes von Langeoog beweist, dass eemzeitliche Wattablagerungen auch nördlich der Insel verbreitet sind. Der Hochstand des Meeres erreichte max. 7 m unter NN. Nach einer Stagnation des Meeresspiegels kam es zum Ende des Eem-Glazials zur Regression mit der Bildung von Flussrinnen (Langeooger Rinne; Abb. 2.5) und einem erneuten Aufwachsen von Torf.

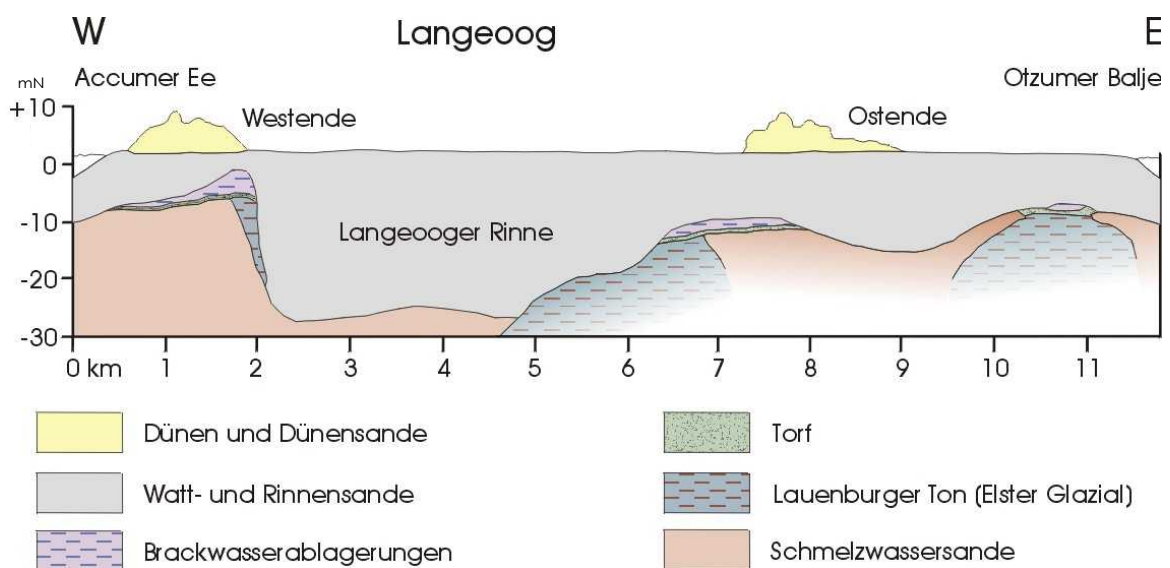


Abb. 2.5: West-Ost-Schnitt durch die Insel Langeoog (stark überhöht); der pleistozäne Inselkern wird von Transgressionsabfolgen wie Torf, Brackwasserablagerungen und marinen Sedimenten überlagert (nach SINDOWSKI, aus STREIF, 1990)

Im nachfolgenden **Weichsel-Glazial** stieß das Inlandeis nicht wieder bis in das Langeooger Gebiet vor; es lag im Periglazialbereich und war vegetationsfrei. Infolge starker Windumlagerung kam es zur Bildung von Flugsanden, die aufgrund ihrer bräunlichen Farbe früher als „Braune Sande“ bezeichnet wurden. Sie bilden den oberen Abschluss der pleistozänen Entwicklung, deren Abfolge als „Geest“ bezeichnet wird. Abbildung 2.5 veranschaulicht die Tiefenlage der „Geest“ unter Langeoog; stellenweise liegt sie oberhalb 10 m unter NN, im Bereich der „Langeooger Rinne“ vertieft sich ihre Lage auf ca. 30 m unter NN (BARCKHAUSEN, 1969).

Im **Holozän** kam es über dem pleistozänen Unterbau zur Bildung eines Basaltorfes. Unter dem Begriff „Basaltorf“ werden alle Moorbildungen zusammengefasst, die auf pleistozänem oder älterem Untergrund entstanden und von klastisch-marinen Sedimenten überdeckt werden (STREIF, 1990). Der Basaltorf wird im westlichen Bereich von Langeoog ca. 0,4 m mächtig. Es folgt eine 4,5 m mächtige „durchwachsene Tonbank“ und anschließend eine ca. 0,5 m messende Lage humoser Backwasserbildungen. Diese wird ihrerseits von kalkigem Ton und mächtigen kalkigen, molluskenführenden Sanden überlagert. Die beschriebene Abfolge wird von WILDVANG (1936) dem Boreal bis Frühatlantikum zugeordnet. Im Langeooger Watt wurden weitere Basaltorfe erbohrt. Sie liegen in Tiefen von 16 und 22 m unter NN und werden aufgrund von Pollenanalysen in das Boreal eingestuft. Ein bei 14,8 und 15,5 m unter NN angetroffener Torf wird in das Atlantikum gestellt. Die holozäne Abfolge geht in mehrere Meter mächtige Wattsande über, den Abschluss bilden geringmächtige Watt- und Grodensedimente. Die marin-litorale Abfolge der Watt- und Grodensedimente wird in mehrere Einheiten untergliedert (Abb. 2.6). Das älteste Glied bilden blaugraue Wattsande, gefolgt von der sogenannten „Hydrobienbank“. Namensgebend ist die Wattschnecke *Hydrobia ulvae* PENNANT, deren Gehäuse in einer Tiefe von 0,2 bis 0,4 m unter NN über weite Bereiche anzutreffen sind. Die „Hydrobienbank“ stellt einen wichtigen Leithorizont dar, der seine nördliche Grenze knapp unter dem Langeooger Dünengebiet hat und in Richtung Süden unscharf auskeilt. Sie stellt eine typische Übergangsbildung zwischen einer Insel oder einer hochwasserfreien Sandplate und dem Watt dar. Ihr Bildungsalter ist nicht genau bekannt, der Ablagerungszeitraum liegt aber wahrscheinlich vor Chr. Geb. (BARCKHAUSEN, 1970). Auf die „Hydrobienbank“ folgen geringmächtige Wattsande und eine max. 0,2 m dicke Kleibank, die aufgrund ihres hohen Gehaltes an pflanzlichem Material als „Darg“ (niederdeutsch für fester Moorgrund, torfartige Schicht) bezeichnet wird. Ihre Oberfläche liegt bei 0,55 bis 1 m über NN. Über der Kleibank folgen Flugsande, in die partiell graue

Wattsande eingeschaltet sind. Diese Einheit ist bis zu 1 m mächtig. Zum Hangenden hin sind wieder humose Horizonte vorhanden. Diese setzen sich zum größten Teil bis zur Oberfläche fort (BARCKHAUSEN, 1969). Im Nordwestteil Langeoogs lagerten sich durch Staunässe in einem Dünental zwei humose bis torfige Bänke ab. Sie werden als „untere und obere Moorerdebank“ bezeichnet. Nach einer ^{14}C -Datierung besitzt die „untere Moorerdebank“ ein Alter von 660 bis 770 Jahren, die „obere Moorerdebank“ bildete sich vor ca. 280 bis 350 Jahren. Die marin-litorale Abfolge endet mit Flug- und Dünen sanden. Eine Gliederung des Küstenholozäns findet sich im Anhang B.

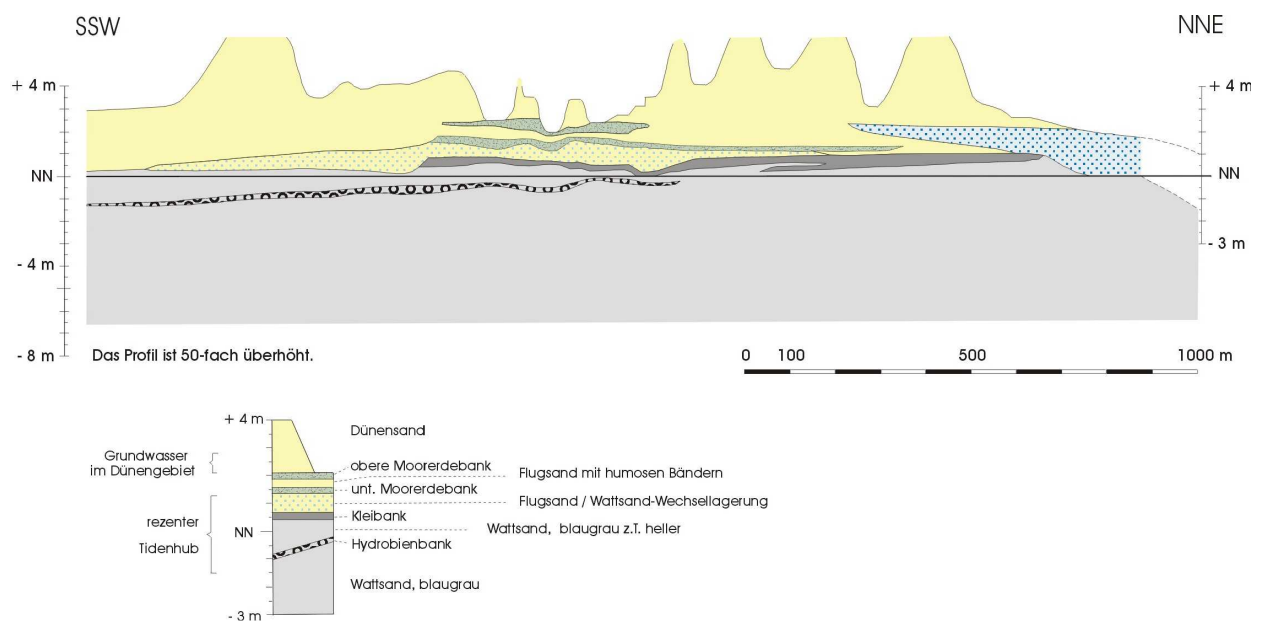


Abb. 2.6: Geologischer Schnitt durch den Westteil von Langeoog (aus BARCKHAUSEN, 1970)

2.4 Süßwasserlinsen

Unter den Ostfriesischen Inseln besteht das Grundwasser vorerst aus Salzwasser, sprich Meerwasser. Das Niederschlagswasser, welches die Inseln erreicht, versickert durch die gut durchlässigen Dünen-, Flug- und Wattsande ohne beachtlichen oberirdischen Abfluss. Das in den Untergrund eindringende Süßwasser verdrängt das Salzwasser durch

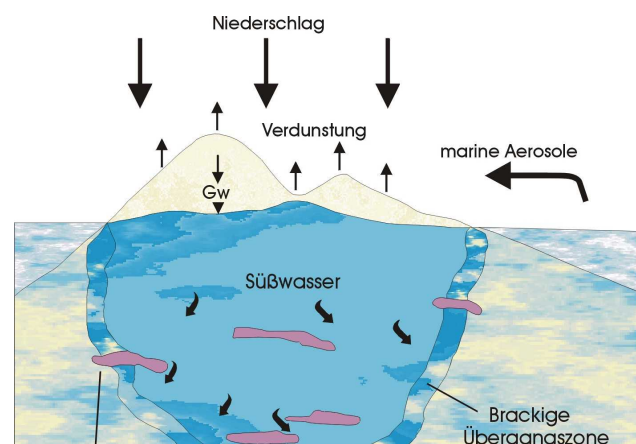


Abb. 2.7: Querschnitt durch eine Süßwasserlinse (schematisch, nach MEYER, 1977)

Strömung, Disper-sion und molekulare Diffusion (BEUKEBOOM, 1976), wodurch sich in den holozänen und pleistozänen Sanden Grundwasserkörper bilden konnten. Unter natürlichen Bedingungen besteht ein hydrodynamisches Gleichgewicht zwischen Richtung Meer abströmendem Süßwasser und intrudierendem Meerwasser. Infolge des Dichteunterschiedes (Süßwasser 1 g/cm^3 , Meerwasser $1,025 \text{ g/cm}^3$) kommt es generell zu einer Unterschichtung des Süßwassers durch das Meerwasser (GERHARDY & JOHANNSEN, 1979).

Diese Grundwasserkörper werden aufgrund der uhrglasförmigen Aufwölbung ihrer Oberfläche als „Süßwasserlinsen“ bezeichnet. Im Grenzbereich zwischen Süß- und Salzwasser kommt es zur Vermischung; dieser zwei bis drei Meter mächtige Bereich wird als brackige Übergangszone charakterisiert. Abbildung 2.7 gibt den Aufbau einer Süßwasserlinse vereinfacht wieder.

Die Ausdehnung einer Süßwasserlinse ist veränderlich. Durch den Abfluß von Süßwasser aus peripheren Bereichen der Linse und durch Wasserentnahmen zur Bereitstellung von Trinkwasser kann es bei einer niedrigen Versickerungsrate zu einer Schrumpfung der Linse und damit zu einer Verringerung des Süßwasserangebots kommen. Übersteigt die Menge des in die Linse sickern den Niederschlagswassers die aus der Linse zur Trinkwasserversorgung entnommene und die zum Meer abströmende Wassermenge, so dehnt sich das Süßwasservorkommen aus. Ein hydrodynamisches Gleichgewicht besteht, wenn die eindringende und die entnommene bzw. abfließende Wassermenge pro Zeiteinheit gleich groß sind. Folgende Faktoren können auf die Geometrie einer Süßwasserlinse Einfluss ausüben (MEYER, 1977; BUNJE & GALL, 1999; SANTING, 1963):

- Form und Ausdehnung der Insel
- Tidebewegung (Ebbe und Flut)
- Sturmfluten (Intrusion von Salzwasser)
- Niederschlagsmenge und Versickerungsrate
- Lage und Größe der Dünen
- Vegetationsbedeckung
- Partielle Stockwerksbildungen durch schwerer durchlässige Schichten (schluffig-tonige Linsen, humose Einlagerungen, Klei)
- Grundwasserentnahmen
- laterale Dispersion
- Diffusion

Die Mächtigkeit einer Süßwasserlinse kann mit Hilfe der Formel von GHIJBENS-HERZBERG $h = 37 \cdot t$ grob abgeschätzt werden. Demnach soll die Mächtigkeit h der Linse „eine Funktion der Höhe t des Grundwasserspiegels in den Dünen über dem normalen Mittelwasser der See“ sein (BARCKHAUSEN, 1970). Diese Formel setzt ein statisches Gleichgewicht voraus; sie berücksichtigt die Differenz der spezifischen Gewichte von Süß- und Salzwasser, geht aber nicht auf die jeweiligen hydrogeologischen und dynamischen Umstände ein. Die genaue Kenntnis des Verlaufs der Salzwasser-Süßwasser-Grenzzone ist eine der wichtigsten Voraussetzungen für die sinnvolle Nutzung der Süßwasservorkommen.

Um ein genaues Wissen von der Mächtigkeit sowie der Lage und der Ausdehnung der Langeooger Süßwasservorkommen zu erhalten, wurden im Sommer 1970 erstmals geoelektrische Widerstandsmessungen durchgeführt. Der spezifische elektrische Widerstand geologischer Körper ist ein charakteristischer physikalischer Materialparameter, wobei in diesem Fall der Ionengehalt des Wassers, also die Salinität widerstandsbestimmend ist. Die Ergebnisse der geoelektrischen Sondierungen zeigen, daß insgesamt drei eigenständige Süßwasserlinsen existieren. Von den Kaapdünen im Westen der Insel bis zum Großen Schlopp befindet sich ein bis zu 40 m mächtiges Süßwasservorkommen. In den Melkhörndünen und im östlichen Dünengebiet der Insel liegen Süßwasserlinsen mit Mächtigkeiten zwischen 20 und 35 m vor. Große und Kleine Schlopp weisen keine nennenswerten Süßwasservorkommen auf (Abb. 2.8).

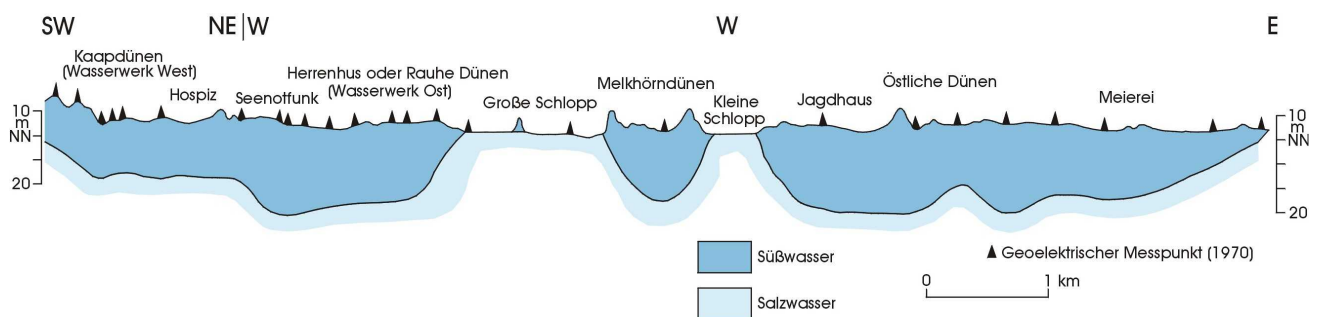


Abb.2.8: Lage und Mächtigkeit der Süßwasserlinsen der Insel Langeoog nach geoelektrischen Messungen von RÜLKE (aus BARCKHAUSEN, 1970)

Die Fläche des Wasserschutzgebietes der Insel Langeoog beträgt etwa 14 km², die des Einzugsgebietes des Wasserwerkes Ost (Gebiet der Heerenhusdünen) ca. 1,34 km² (Abb. 2.9). Die geförderte Wassermenge hat sich seit den 70er Jahren nahezu verdoppelt

und variiert zwischen 350.000 und 400.000 m³ pro Jahr. Die Fördertiefe liegt zwischen 14 und 39 Metern (BUNJE & GALL, 1999).

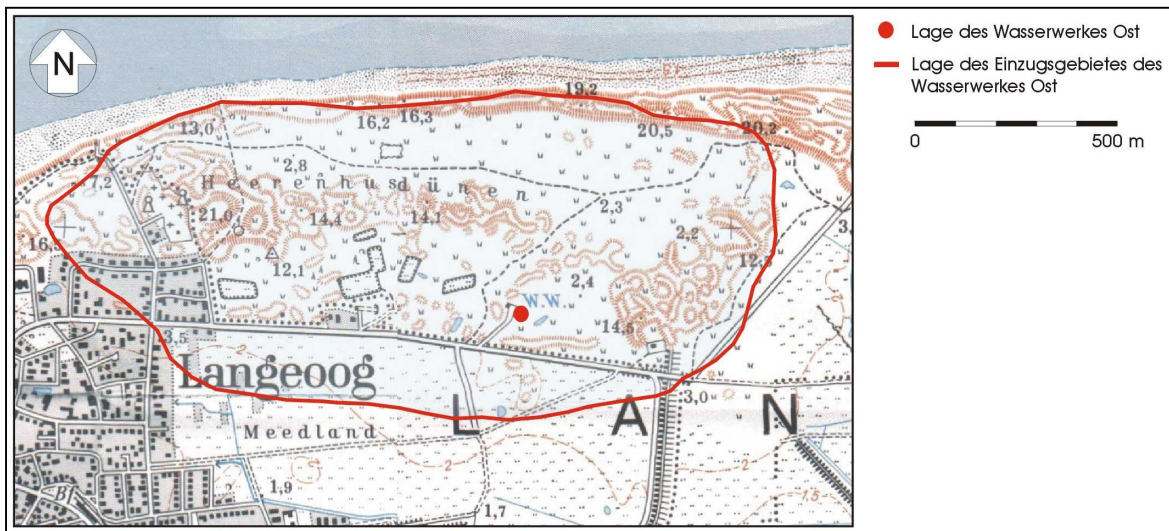


Abb. 2.9: Lageplan (Ausschnitt aus TK 2210 Langeoog West und TK 2211 Langeoog Ost)

Gefahren einer unkontrollierten Trinkwasserentnahme sind z. B. die Beeinflussung der Vegetation im Gebiet der Wasserförderung und die langfristige Schädigung der Süßwasservorkommen. Insbesondere im Sommer, wenn die Grundwasserneubildung aufgrund der höheren Verdunstung am geringsten und die Trinkwasserentnahme während der Hauptsaison des Fremdenverkehrs am höchsten ist, kann es durch die verstärkte Absenkung des Wasserspiegels zur Schädigung grundwasserabhängiger Biotope und der Süßwasserkörper kommen (BUNJE & GALL, 1999). Eine weitere, nicht unerhebliche Gefahr stellen Sturmfluten dar, in deren Folge Meerwasser in den Inselbereich eindringen kann.

3 Daten und Datenquellen

Im Folgenden werden die in der vorliegenden Arbeit verarbeiteten Wetter- und Lysimeterdaten beschrieben. Die bodenspezifischen Daten werden im Kapitel 5.3.1.6.1 behandelt.

3.1 Wetterdaten

Die zur Berechnung der Grundwasserneubildung und zur Beschreibung des Wetters erforderlichen Daten stammen aus unterschiedlichen Quellen. Die Klimadaten der Insel Norderney wurden von der Messstation Nr. 1055 des Deutschen Wetterdienstes (DWD) aufgezeichnet. Die meteorologischen Werte der Insel Langeoog lieferte die projekteigene Wetterstation.

3.1.1 Wetterdaten des DWD

Sämtliche Daten des Zeitraums 01.01.1989 bis 31.12.2001 lagen in täglicher Auflösung vor. Für die Temperatur und die relative Luftfeuchte waren für den gesamten Zeitraum 14:30 Uhr-Messungen und Tagesmittelwerte vorhanden. Weiterhin standen die Tagessummen für die Sonnenscheindauer und die Niederschläge, sowie Tagesmittelwerte für die Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe und die Windrichtung zur Verfügung. Für die Zeit vom 01.01.1999 bis 31.12.2001 lagen Tageshöchst- und Tagestiefsttemperaturen vor. Außerdem wurden Daten meteorologischer Jahrbücher verarbeitet.

3.1.2 Wetterdaten Langeoog

Um das Klima der Insel Langeoog möglichst exakt erfassen zu können, wurde eine projekteigene Wetterstation in der Nähe des Langeooger Wasserwerkes installiert (Abb. 3.1 und 3.2). Sie registriert die Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Sonnenscheindauer, Globalstrahlung, Temperatur, relative Luftfeuchte sowie den Niederschlag. Die Anlage wurde am 26.11.1999 in Betrieb genommen und erfasste bis zum 06.01.2000 sämtliche Parameter im 10-min-Takt, danach im 15-min-Takt. Es lagen somit Klimadaten für den Zeitraum vom 26.11.1999 bis zum 23.02.2002 vor, wobei es zu mehreren

Stationsausfällen kam. Temperatur und relative Luftfeuchte wurden vom 26.11.1999 bis zum 06.01.2000

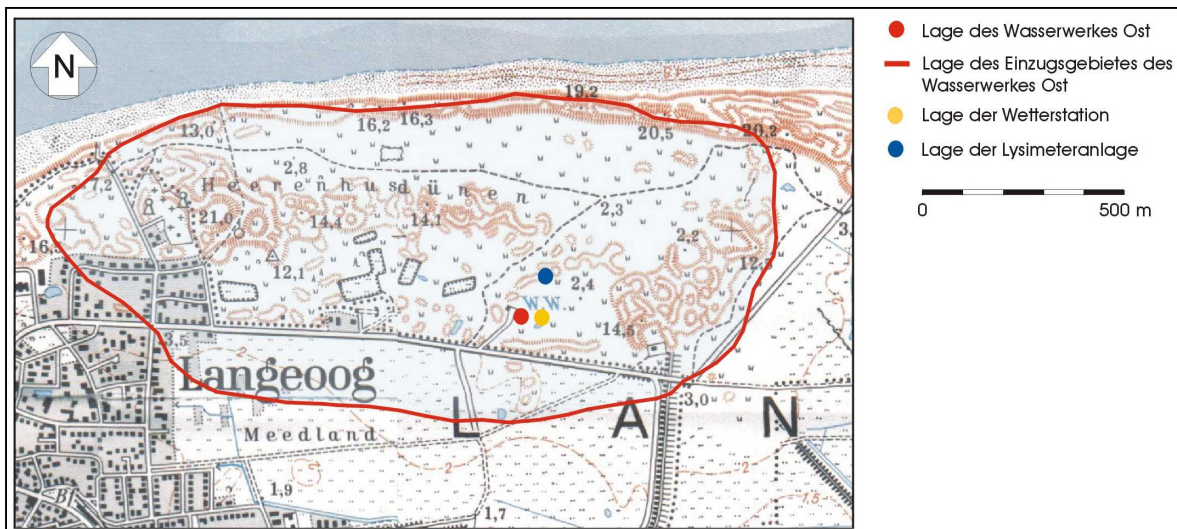


Abb. 3.1: Lageplan (Ausschnitt aus TK 2210 Langeoog West und TK 2211 Langeoog Ost)

nicht aufgezeichnet, die Registrierung der Globalstrahlung fiel vom 26.11. bis zum 07.12.1999 aus und die Sonnenscheindauer wurde vom 26.11.1999 bis zum 31.12.2000 nicht erfasst. Zu Totalausfällen der Wetterstation kam es am 30.12.1999, vom 09.04. bis zum 22.05.2001 und vom 03.09. bis zum 04.09.2001.

3.1.2.1 Wetterstation Langeoog

Die Wetterstation Langeoog verfügt über mehrere Messwertgeber (Sensoren), die alle relevanten Parameter registrieren. Die von den Messwertgebern erfassten Daten werden als analoge oder digitale Signale an einen Datalogger weitergegeben und dort gespeichert. Das Auslesen der Daten erfolgt über eine serielle Schnittstelle. Der



Datalogger besitzt 14 Eingänge zum Anschluss von Messwertgebern.

Abb. 3.2: Niederschlagsgeber (links) und Geräteträger mit Sensoren (rechts) von der Firma Thies aus

Der Windgeber (Abb. 3.3) dient der Erfassung der horizontalen Komponente der Windgeschwindigkeit. Ein trägheitsarmer, kugelgelagerter Leichtmetall-Schalenstern wird durch den Wind in Rotation versetzt. Durch eine opto-elektronische Drehzahlabtastung entsteht eine Impulsfrequenz, die zur digitalen Messwertverarbeitung genutzt wird. Für den Winterbetrieb ist der Windgeber mit einer elektronisch geregelten Heizung ausgestattet, um das Einfrieren der Kugellager und der äußeren Rotationsteile zu vermeiden. Um die Windverhältnisse eines möglichst weiten Umkreises zu erfassen, sollte das Windmessgerät in 10 m Höhe über ebenem, ungestörtem Gelände montiert werden. Unter ungestörtem Gelände ist hier zu verstehen, dass die Entfernung zwischen Windmesser und einem Hindernis mindestens das Zehnfache der Höhe des Hindernisses betragen sollte. Aus technischen Gründen wurde der Windgeber in 2,5 m Höhe angebracht. Der Windrichtungsgeber dient zur Erfassung der Richtung der horizontalen Luftströmung. Die Wahl des Aufstellortes entspricht der des Windgebers. Die Wetterstation stellt in der relativ ebenen Umgebung eines der höheren Objekte dar und ist somit als blitzgefährdet einzustufen. Aus diesem Grund wurde an der Traverse, an der Windgeber und Windrichtungsgeber angebracht sind, ein Blitzschutzstab montiert.

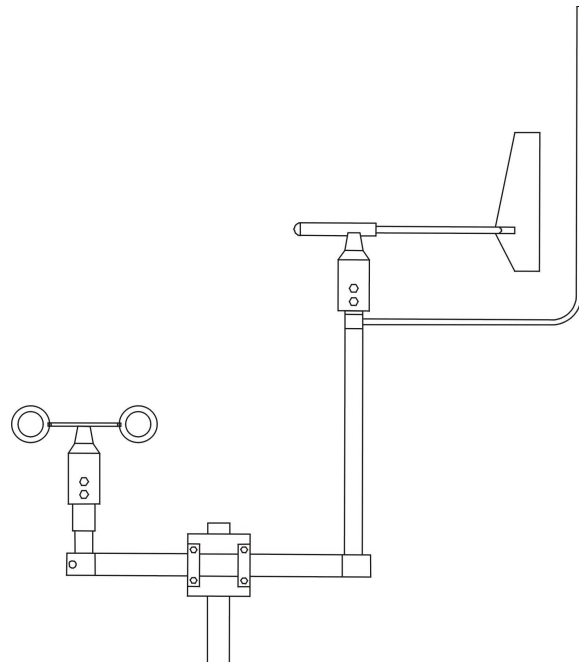


Abb. 3.3: Traverse mit Windgeber (links),
Windrichtungsgeber (rechts) und
Blitzschutzstab (rechts außen)

Zur Erfassung der Sonnenscheindauer und der Globalstrahlung kommt ein Sonnenscheindauer- und Energiemesskopf (Abb. 3.4) zum Einsatz. Der Sensor erfasst nahezu 90 % des Sonnenspektrums im Bereich von 300 bis 1100 nm und umfasst damit einen Teil der Ultraviolettstrahlung (UV), das sichtbare Licht und einen Teil der Infrarotstrahlung (IR). Der Schwellenwert für Sonnenschein ist vom DWD mit 120 W/m^2 Direktstrahlung definiert. Es wird also Sonnenschein gemessen, solange die Strahlungsintensität über 120 W/m^2 liegt. Die Globalstrahlung ist die gesamte von der Erdoberfläche empfangene diffuse und direkte Sonnenstrahlung. Der Spektralbereich

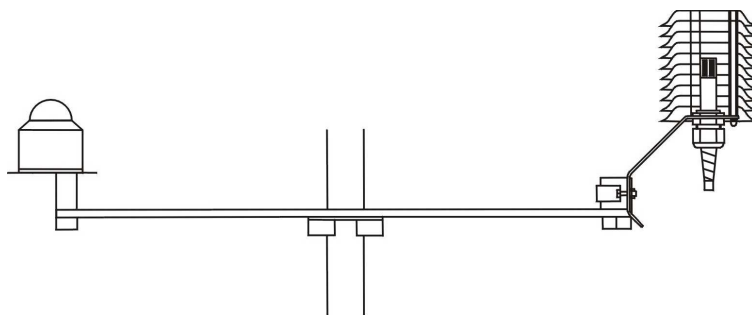


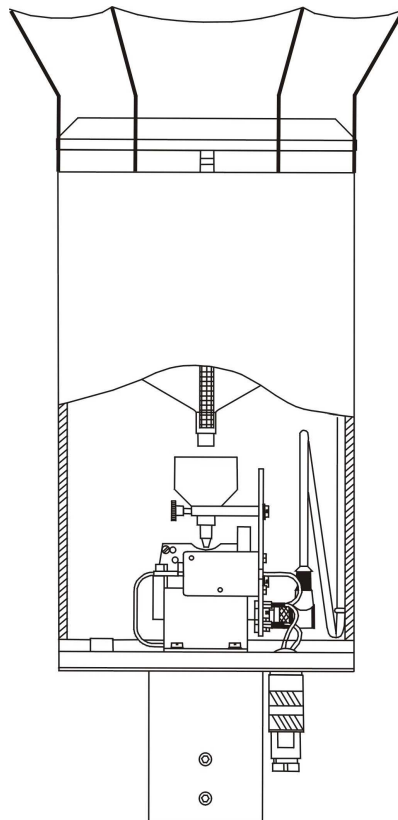
Abb. 3.4: Traverse mit Sonnenscheindauer- und Energiemesskopf (links) und Hygro-Thermogebler (rechts)

erstreckt sich vom kurzwelligen Bereich bei 300 nm (UV-B) zum langwelligen Bereich bei 5000 nm (IR). Ein dem Sensor aufsitzender kleiner Glasdom dient als spektraler Bandfilter, der es dem gesamten Sonnenspektrum ermöglicht, zum Sensor zu gelangen. Außerdem schützt der Dom den Sensor vor Witterungseinflüssen. Er ist empfindlich gegen Schlag- und Kratzeinwirkungen. Bei der Montage muss darauf geachtet werden, dass die Sensorebene zu keiner Zeit durch Hindernisse beschattet wird.

Lufttemperatur und relative Luftfeuchte werden mit einem Hygro-Thermogebler gemessen (Abb. 3.4). Der Hygro-Thermogebler sollte an einem für die Klimamessung repräsentativen Ort angebracht werden. Da ungeschützte oder unsachgemäß geschützte Temperatur- und Feuchtesensoren durch Strahlung und Niederschlag u. U. stark verfälschte Messwerte liefern oder durch mangelnden Schutz mechanisch beschädigt werden können, wurde ein Wetter- und Strahlungsschutz montiert. Dadurch wird eine mögliche Beeinflussung der Messwerte minimiert. Der Sonnenscheindauer- und Energiemesskopf und der Hygro-Thermogebler sind auf einer kompakten Traverse montiert.

Die Niederschläge werden mit einem Niederschlagsgeber (Abb. 3.5) registriert. Durch die 200 cm^2 große Auffangfläche gelangt der Niederschlag über ein Einlaufsieb in die Wippe. Nach der Aufnahme der Niederschlagsmenge von 20 Tropfen kippt die Wippe um (1 Wippenschlag = 0,1 mm Niederschlag). Dieser Kippvorgang löst durch einen an der

Wippe befestigten Magneten ein elektrisches Signal aus, das zum Datalogger geführt wird. Im Winter verhindert eine elektronisch geregelte Heizung das Einfrieren von Bauteilen, so dass der Niederschlagsgeber bei Umgebungstemperaturen von -25 bis $+60$ °C arbeitet. Die maximal zu messende Niederschlagsintensität beträgt 7 mm/min, die Auflösung erreicht 0,1 mm Niederschlag. Der Niederschlagsgeber steht auf einem Standfuß. Die Oberkante des Auffangzylinders befindet sich in 1 m Höhe. Der Aufbau entspricht dem HELLMANNschen Niederschlagsmesser. Um Vögel und ihre Verunreinigungen vom Auffanggefäß fernzuhalten, wurde ein Vogelschutzring direkt unter dem Auffangring des Niederschlagsgebers befestigt.



*Abb. 3.5: Niederschlagsgeber
mit Vogelschutzring*

3.1.2.2 Langjährige Mittel

Viele der in dieser Arbeit verwendeten Methoden zur Charakterisierung des Wetters und zur Bestimmung der Grundwasserneubildung benötigen Wetterdaten längerer Zeiträume. Die für die Jahre 2000 und 2001 vorliegenden Messwerte der Wetterstation Langeoog reichen nicht aus, um Aussagen über langfristige Entwicklungen zu machen. Aus diesem Grund musste ein langjähriges Mittel aus Klimadaten der Station Norderney gebildet werden. Um sicherzustellen, dass die Norderneyer Daten für die Insel Langeoog im langjährigen Mittel repräsentativ sind, werden im Folgenden die Messwerte beider Stationen für die Jahre 2000 und 2001 verglichen. Die Monate April und Mai 2001 konnten aufgrund des Ausfalls der Langeooger Wetterstation nicht berücksichtigt werden.

Die gemessenen Niederschlagshöhen der Stationen Langeoog und Norderney sind in Abbildung 3.6 gegenübergestellt.

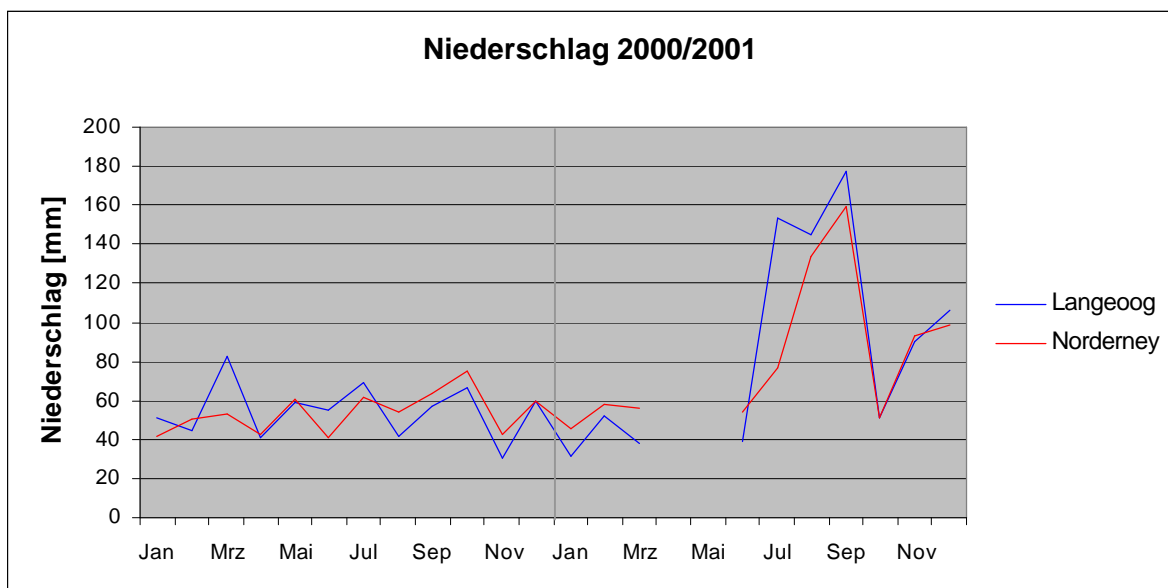


Abb. 3.6: Vergleich der monatlichen Niederschlagshöhen von Langeoog und Norderney

Die Niederschlagskurven in Abbildung 3.6 zeigen über den gesamten Zeitraum einen relativ synchronen Verlauf. In der ersten Jahreshälfte 2000 sind die Niederschlagshöhen der Insel Langeoog im Schnitt etwas größer als die der Insel Norderney. Von August 2000 bis Juni 2001 weist Norderney die größeren Niederschlagsmengen auf und in der zweiten Jahreshälfte 2001 kam es auf Langeoog zu einem größeren Niederschlagsangebot. Die mittlere monatliche Niederschlagshöhe liegt für Langeoog bei 70 mm, für Norderney bei 67 mm, dies entspricht einer Abweichung von 4 %. Auffällig ist die Niederschlagsdifferenz im Juli 2001. Die Niederschlagssumme der Insel Langeoog übertrifft in diesem Monat mit

154 mm die der Insel Norderney um 77 mm und ist damit ungefähr doppelt so groß. Diese extreme Abweichung ist auf ein Niederschlagsereignis zurückzuführen, in dessen Verlauf an einem einzigen Tag 75 mm Regen fielen. Abbildung 3.7 zeigt die täglichen Niederschlagshöhen Langeoogs vom Juli 2001 mit dem markanten Niederschlagsereignis am 13. Juli.

Während der Winter, der Frühling und der Frühsommer in der Regel durch langanhaltende, wenig intensive Niederschläge gekennzeichnet sind, kann es in den Spätsommer- und Herbstmonaten zu kräftigen Gewittern und Regenfällen mit großen Niederschlagsintensitäten kommen, die lokal in eng begrenzten Gebieten auftreten können (BAUER, 1999b). Somit stellen insbesondere die Spätsommer- und Herbstmonate einen Unsicherheitsfaktor bei der Verwendung der Nordernever Daten dar.

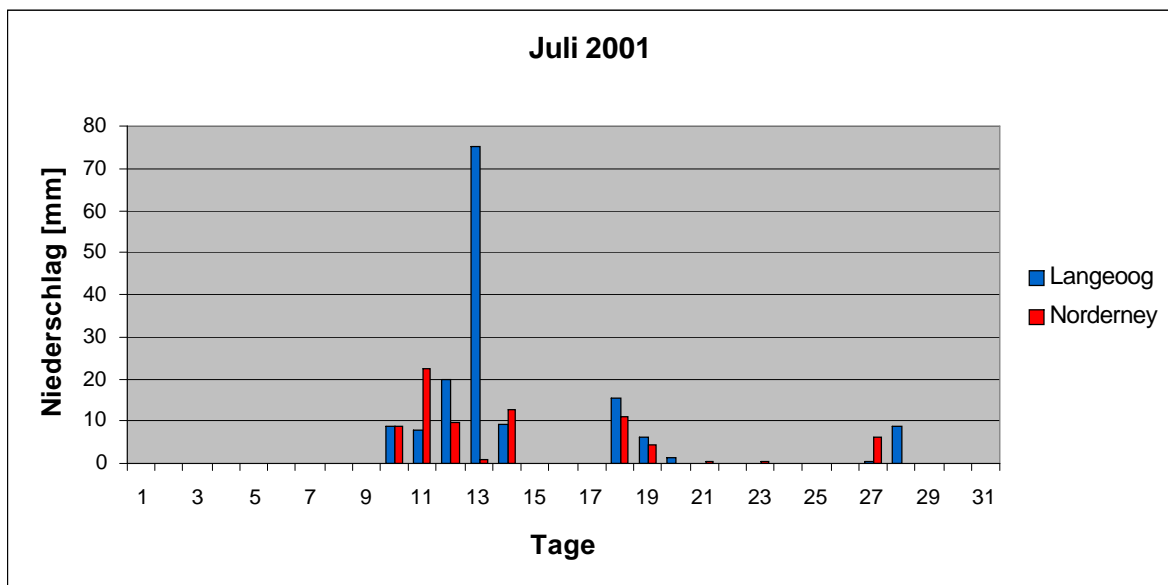


Abb. 3.7: Vergleich der täglichen Niederschlagshöhen von Langeoog und Norderney

Die Lufttemperaturverläufe auf den Inseln Langeoog und Norderney sind in Abbildung 3.8 dargestellt.

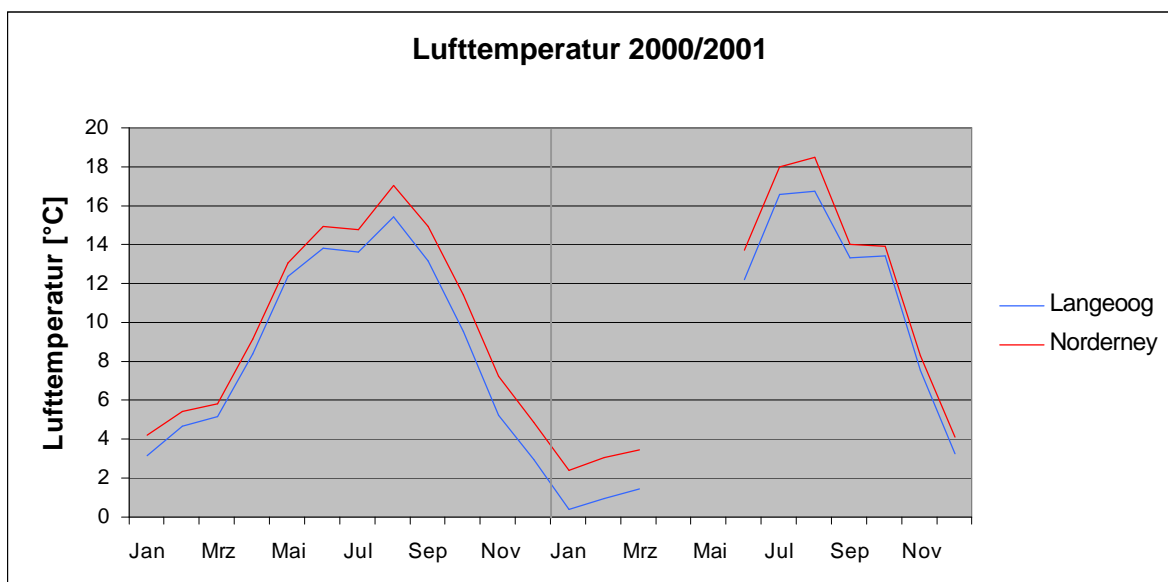


Abb. 3.8: Vergleich der monatlichen Durchschnittslufttemperaturen von Langeoog und Norderney

Die Temperaturschwankungen verlaufen fast synchron, im Schnitt liegen aber die Norderneyer Werte um 1,3 °C über den Langeooger Werten. Diese, über das ganze Jahr bestehende, relativ konstante Abweichung ist eventuell messtechnisch bedingt. Nach RAPP & SCHÖNWIESE (1996) läuft zwar die 9 °C-Isotherme für langjährige Temperaturjahresmittel zwischen Norderney und Langeoog hindurch, doch müsste die Temperaturdifferenz weit unter 1,3 °C liegen. Der DWD mittelt die drei Beobachtungstermine 07:30 Uhr, 14:30 Uhr und 21:30 Uhr, um Tagesmittelwerte zu erhalten. Die Langeooger Tagesdurchschnittswerte kamen hingegen durch die Mittelung aller 15 min-Messungen zustande. Die Tagesmittel basieren somit auf unterschiedlichen Berechnungsmethoden. Für einen exakten Vergleich wurden aus den Langeooger Daten Tagesmittel errechnet, die ebenfalls auf den drei Beobachtungsterminen basieren. Eine Gegenüberstellung der so festgestellten Langeooger und Norderneyer Werte findet sich in Abbildung 3.9.

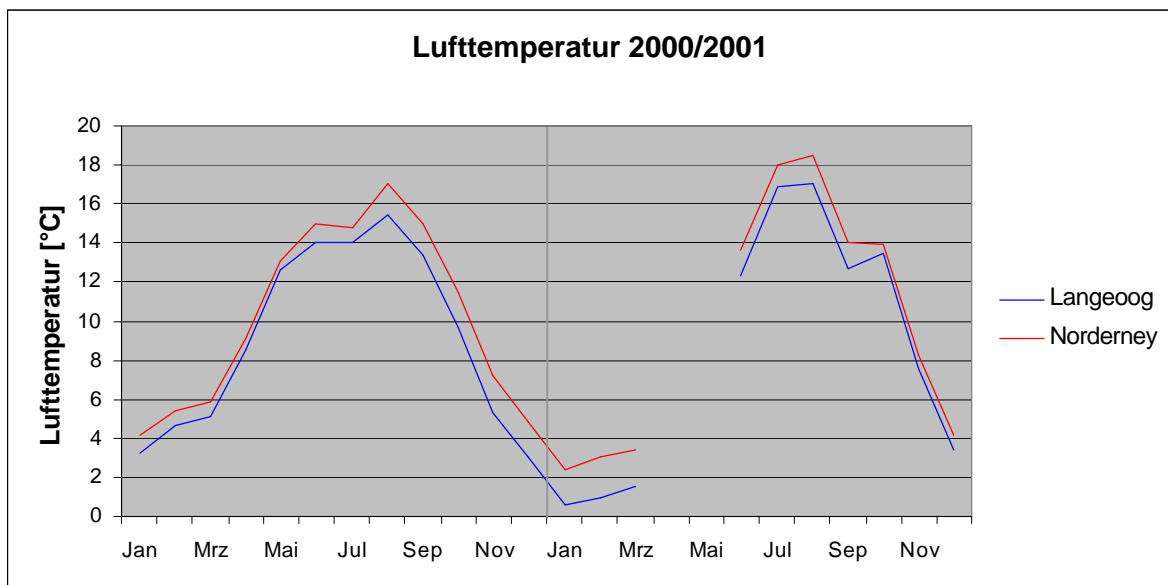
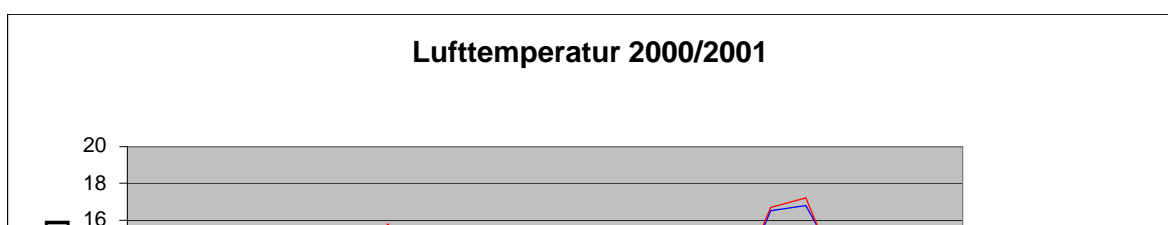


Abb. 3.9: Vergleich der monatlichen Durchschnittslufttemperaturen von Langeoog und Norderney

Es zeigt sich, dass der Verlauf der Temperaturkurven sich nur minimal ändert. Die unterschiedliche Art der Berechnung hat somit auf das Resultat nur einen sehr geringen Einfluss. Um die Repräsentanz der Norderneyer Werte zu steigern, wurde eine Regressionsanalyse durchgeführt und die Norderneyer den Langeooger Daten angeglichen, wodurch sich folgendes Bild ergibt.



|

Abb. 3.10: Vergleich der monatlichen Durchschnittslufttemperaturen von Langeoog und Norderney (korrigiert)

Verlauf.

In Abbildung 3.11 ist der Verlauf der relativen Luftfeuchte dargestellt.

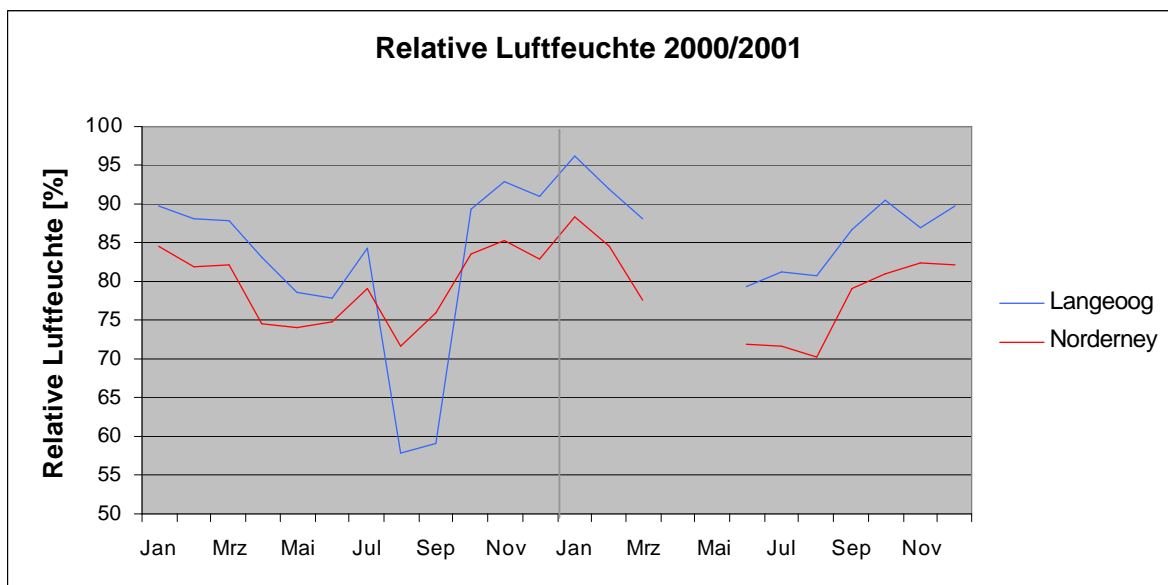


Abb. 3.11: Vergleich der Monatsmittelwerte der relativen Luftfeuchte von Langeoog und Norderney

Es zeigt sich wiederum ein relativ synchroner Verlauf, wobei hier die Wetterstation Langeoog die höheren Werte liefert. Die auffallend konstante Feuchtedifferenz von 7 % kann wie bei den Temperaturwerten eventuell auf die Messtechnik zurückgeführt werden. Der markante Einbruch der Langeooger Luftfeuchte in den Monaten August und September 2000, mit Monatsmittelwerten von 58 bzw. 59 %, lässt auf eine nicht korrekte

Erfassung durch die Wetterstation Langeoog schließen; Monatsmittelwerte der relativen Luftfeuchte von weniger als 70 % sind auf den Ostfriesischen Inseln selten und Werte kleiner als 60 % wurden im Zeitraum 1989 bis 2001 auf der Insel Norderney kein einziges Mal registriert. Auch die Überprüfung einzelner 15-min-Messungen der Station Langeoog sprechen für einen Erfassungsfehler.

Um die Repräsentanz der Feuchtedaten anzuheben, wurde wie im vorangegangenen Kapitel eine Regressionsanalyse durchgeführt und die Norderneyer Daten korrigiert. Die Resultate sind in Abbildung 3.12 dargestellt.

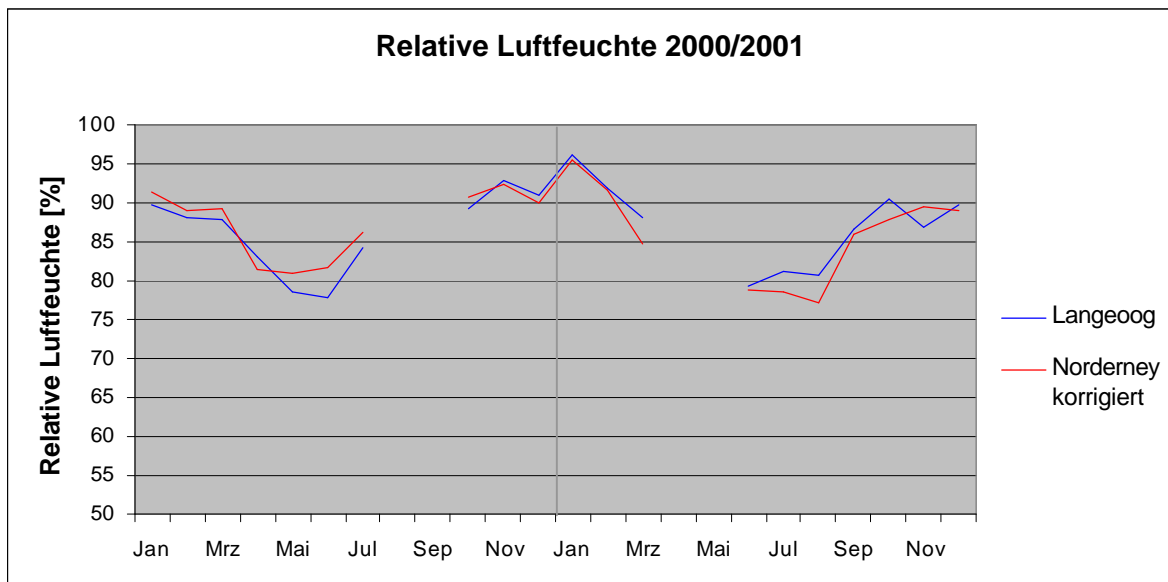


Abb. 3.12: Vergleich der Monatsmittelwerte der relativen Luftfeuchte von Langeoog und Norderney (korrigiert)

Die Kurven haben sich angeglichen. Die Mittelwerte der Monate August und September 2000 wurden in dieser Darstellung nicht berücksichtigt, weil sie, wie bereits oben erwähnt, höchstwahrscheinlich auf Messfehler zurückzuführen sind.

Abbildung 3.13 zeigt einen Vergleich der Windgeschwindigkeiten.

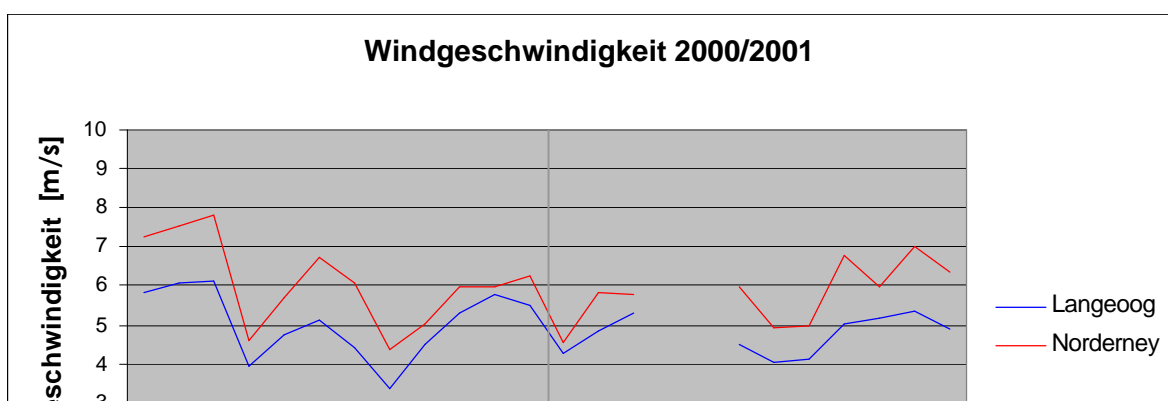


Abb. 3.13: Vergleich der Monatsmittel der Windgeschwindigkeit von Langeoog und Norderney

Die Monatsmittel auf Norderney liegen in keinem Monat unterhalb der Werte Langeoogs. Die durchschnittliche Abweichung beträgt 1,1 m/s. Durch eine Korrektur der Norderneyer Daten erfolgt eine Angleichung der Datenreihen. Die Ergebnisse zeigt Abbildung 3.14.

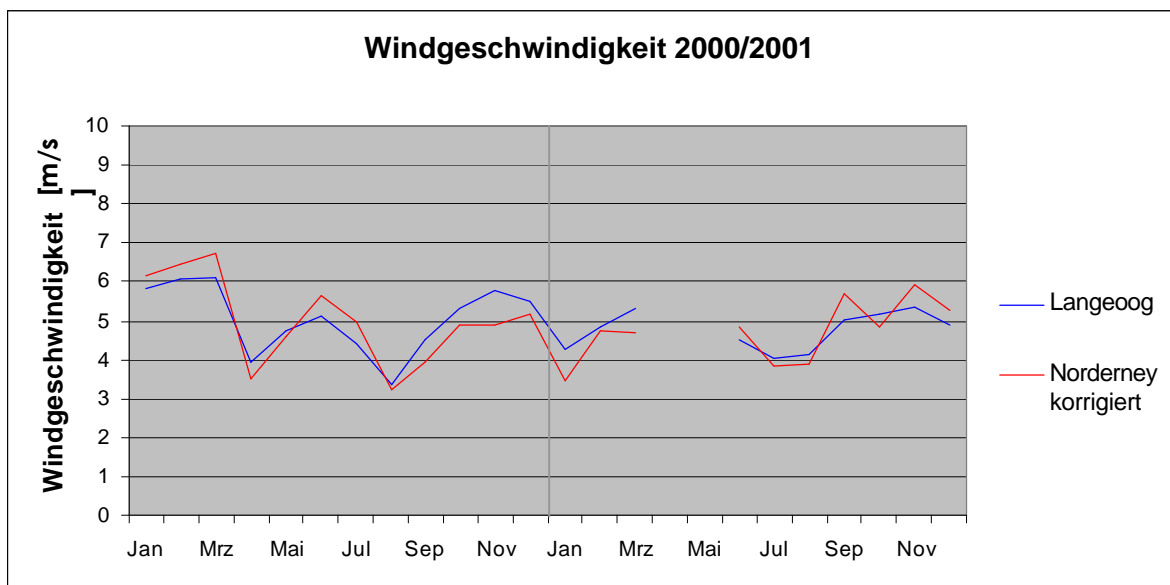
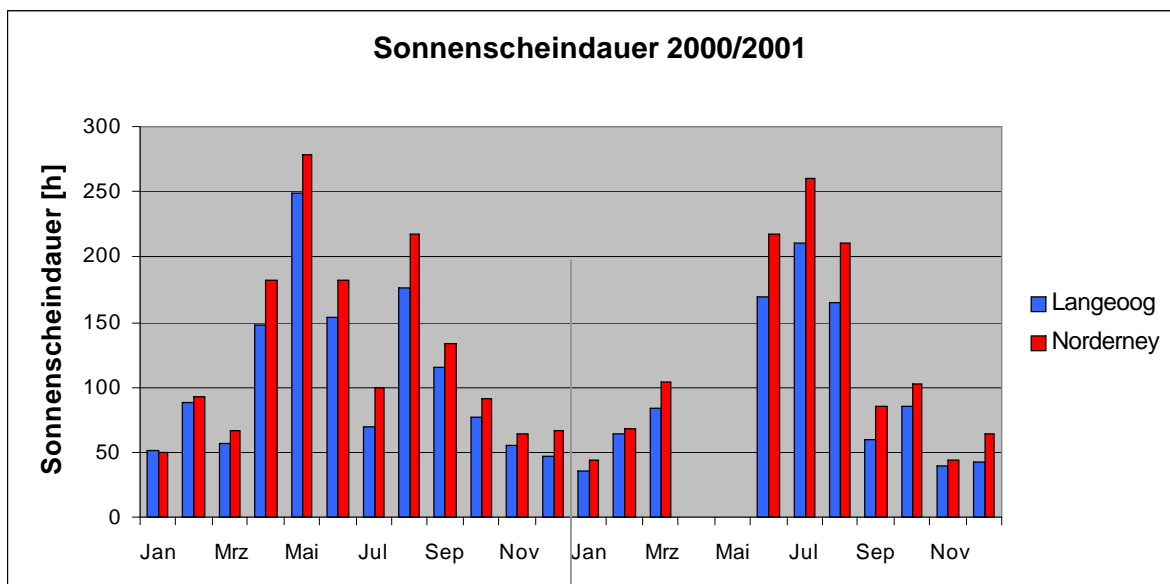


Abb. 3.14: Vergleich der Monatsmittel der Windgeschwindigkeit von Langeoog und Norderney (korrigiert)



Wiederum fällt eine systematische Abweichung auf. Als mittlere Monatssummen ergeben sich für Langeoog 101,9 Stunden und für Norderney 123,9 Stunden Sonnenschein. Die Norderneyer Werte liegen somit im Schnitt 22 Stunden pro Monat über den Langeooger Werten. Um die Messwerte auf ein Niveau zu bringen, wurde auch hier eine Regressionsanalyse durchgeführt und die Norderneyer Werte den Langeooger Werten entsprechend angeglichen. Es ergibt sich folgendes Bild:

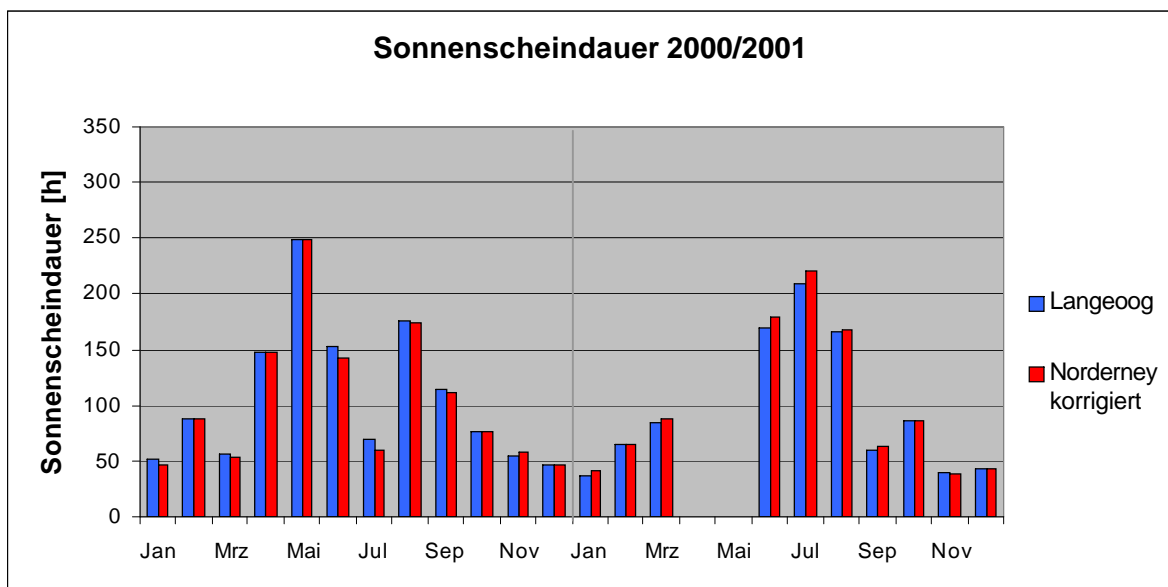


Abb. 3.16: Vergleich der Monatssummen der Sonnenscheindauer von Langeoog und Norderney (korrigiert)

Die Werte zeigen jetzt nicht nur die gleichen Tendenzen, sondern liegen zudem auf einem Niveau.

Die Langeooger Werte der Globalstrahlung wurden gemessen, die Norderneyer Daten dagegen aus der Sonnenscheindauer errechnet (Kap. 5.2.2). Abbildung 3.17 zeigt einen Vergleich.

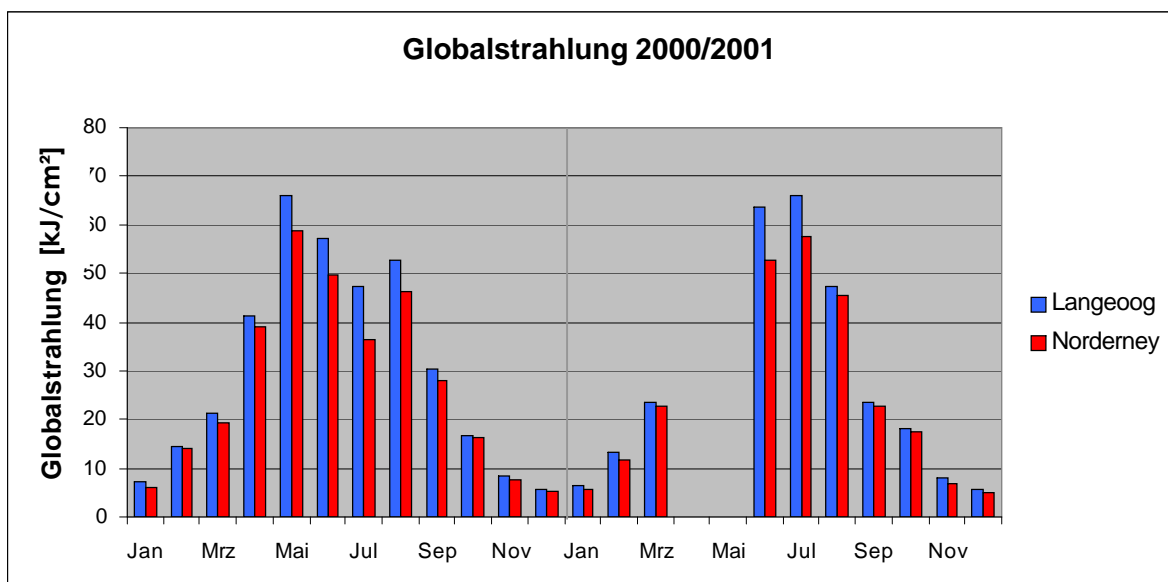


Abb. 3.17: Vergleich der Monatssummen der Globalstrahlung von Langeoog und Norderney }
 errechneten Werte Norderneys. Nach einer Korrektur ergeben sich die in Abbildung 3.18
 dargestellten Monatssummen.

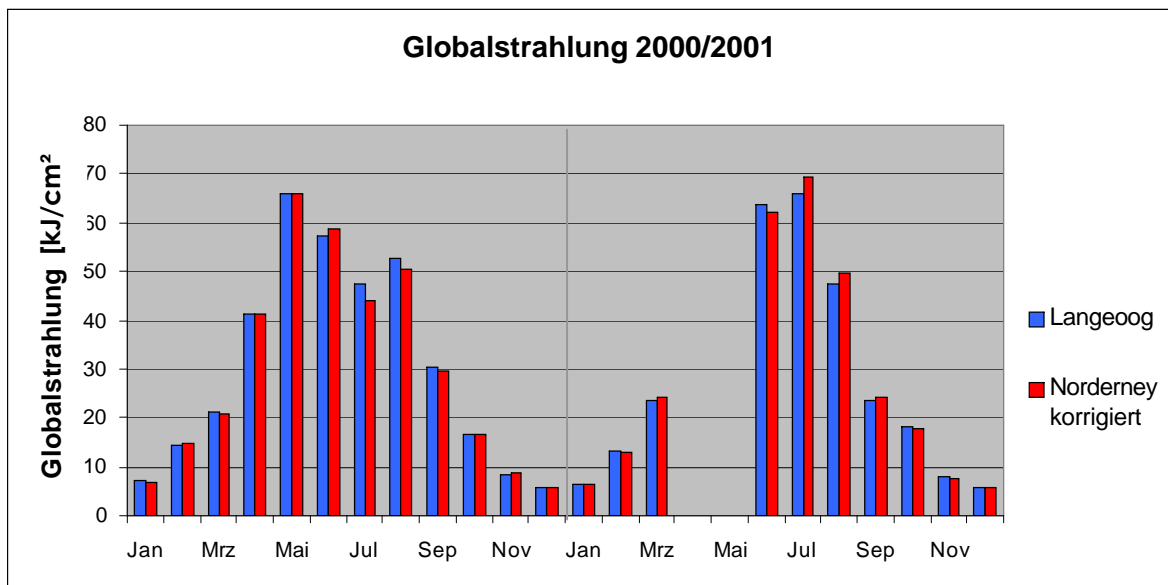


Abb. 3.18: Vergleich der Monatssummen der Globalstrahlung von Langeoog und Norderney
 (korrigiert)

Trotz der beschriebenen Abweichungen und zum Teil auftretenden Unstimmigkeiten beim Datenvergleich in dem Zeitraum 2000/2001 werden die Norderneyer Daten als Basis für ein 13-jähriges Mittel (1989 bis 2001) genutzt. Dem Niederschlag kommt bei der Berechnung der Grundwasserneubildung die größte Bedeutung zu. Die auf den beiden Inseln gemessenen Niederschlagshöhen zeigen einen ähnlichen Verlauf, lediglich der Monat Juli 2001 weicht hiervon ab. Die Differenz der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen ist kleiner als 10 %; die Norderneyer Messwerte sind damit nach DYCK & PESCHKE (1995) für Langeoog repräsentativ. Die durchgeführten Korrekturen der übrigen Parameter im Zeitraum 2000/2001 wurden auf die Norderneyer Messreihen der Jahre 1989 bis 1999 angewendet. Die z. T. unvollständigen oder fehlerhaften Langeooger Messreihen wurden durch korrigierte Norderneyer Daten vervollständigt.

3.2 Lysimeterdaten

Die Grundwasserneubildung kann aus meteorologischen Daten berechnet oder mit Hilfe von Lysimetern messtechnisch erfasst werden. Um berechnete Grundwasserneubildungsraten mit gemessenen Werten vergleichen zu können und Bodenwasserbewegungen zu erfassen, wurde in der Nähe des Langeooger Wasserwerkes eine projekteigene Lysimeteranlage installiert (Abb. 3.1). Für den Zeitraum 19.04.2001 bis 23.02.2002 standen Lysimeterdaten zur Verfügung, bis zum 19.06.2001 in viertelstündiger und ab dem 19.06.2001 in stündlicher Auflösung. Die Messreihen sind infolge zahlreicher Ausfälle des Gerätes nicht vollständig.

3.2.1 Lysimeteranlage Langeoog

Lysimeter sind Messanlagen zur Bestimmung des Wasserhaushalts eines Bodenkörpers mit bekannten Abmessungen, Eigenschaften und Vegetationsverhältnissen (DVWK, 1996). Sie bestehen aus einem mit Erdboden gefüllten Behälter und einer Auffang- und Messvorrichtung für das im unteren Bereich des Gerätes austretende Sickerwasser. Mit Lysimetern ist die Messung des Sickerwasserablaufs und der Wasserbewegung in vertikaler Richtung im Boden möglich. Die meisten Lysimetertypen erfassen diese Messgrößen nur für den ungesättigten Bodenbereich; es gibt allerdings auch Grundwasserlysimeter, die sich für den gesättigten Bereich eignen. Der Einbau eines Lysimeters in das Erdreich muss so erfolgen, dass die Standortverhältnisse, sprich Boden, Vegetation, Niederschlag etc., gegenüber der Umgebung möglichst ungestört sind (DVWK, 1980).

Die Lysimeteranlage Langeoog besteht aus vier Einzellysimetern, zwei Grundwasserlysimetern, die von der Universität Oldenburg betreut werden und hier nicht weiter beschrieben werden sollen und zwei grundwasserfreien Lysimetern. Die grundwasserfreien Lysimeter bestehen jeweils aus 70 cm hohen und im Durchmesser 30 cm messenden Edelstahlzylindern, mit einem Volumen von ca. 50 l. Die Messzylinder wurden mit Hilfe eines Wagenhebers direkt in das Erdreich gestochen, um die Bodenkörper samt Pflanzenbedeckung als Monolithe, also ungestört in die Zylinder einzubringen. Bei dem Boden handelt es sich um einen mittelsandigen Feinsand. Der Bewuchs entspricht der typischen Vegetation der Umgebung. An der Messzylindersohle befindet sich ein Abschlusstopf, der mit einem verklebten Filterkies gefüllt ist. Der Abschlusstopf verfügt über vier Anschlüsse zum Absaugen des Sickerwassers. Um

unerwünschte Wegbarkeiten des Sickerwassers identifizieren zu können, wurde der Abschlusstopf in zwei gleichgroße Flächen unterteilt, ein äußerer Ring und ein innerer Kreis. Der Ring verfügt über drei Anschlüsse, die in einem Winkel von 120° angebracht wurden, der Kreis hat einen zentralen Anschluss. Eine Sammelflasche wurde an die drei Anschlüsse des äußeren Rings angeschlossen, eine zweite an den zentralen Anschluss des inneren Kreises. Beim Absaugen des Sickerwassers müssten sich, wenn keine unerwünschten Wegbarkeiten für das Sickerwasser existieren, beide Sammelflaschen mit der gleichen Menge Wasser füllen. Abbildung 3.19 zeigt die Lysimeteranlage Langeoog in einer Seitenansicht, Abbildung 3.20 in einer Aufsicht.

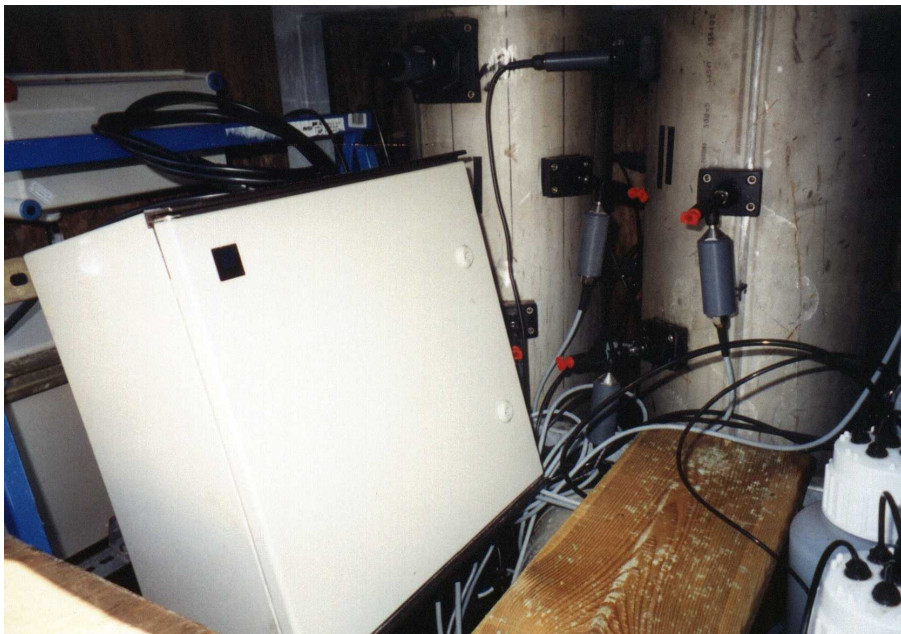


Abb. 3.19: Teil der Lysimeteranlage Langeoog (Seitenansicht); links vorn: Datalogger; mitte und rechts hinten: Lysimetergefäße mit Messsonden



Abb. 3.20: Messzylinder (Aufsicht) mit umgebungstypischer Vegetation

Ein Problem bei dem Betrieb eines Lysimeters ist die mögliche Entstehung eines Sickerwasserstaus an der Lysimetersohle. Dieser kann einen kapillaren Aufstieg bis an die Untergrenze der Wurzelzone nach sich ziehen, der unter natürlichen Umständen nicht auftreten würde. Eine Möglichkeit dieses Problem zu umgehen, ist die Vergrößerung der Einbautiefe der Bodenmonolithe, wodurch ein kapillarer Aufstieg aus dem Sickerwasserstauereich nicht mehr möglich ist. Eine andere Möglichkeit ist die Anwendung von Unterdruck, wodurch dem Bodenkörper das Sickerwasser entzogen wird (DVWK, 1980). Nach diesem Prinzip arbeiten die beiden grundwasserfreien Lysimeter auf Langeoog. In Abbildung 3.21 ist das Bauprinzip eines Unterdrucklysimeters schematisch dargestellt.

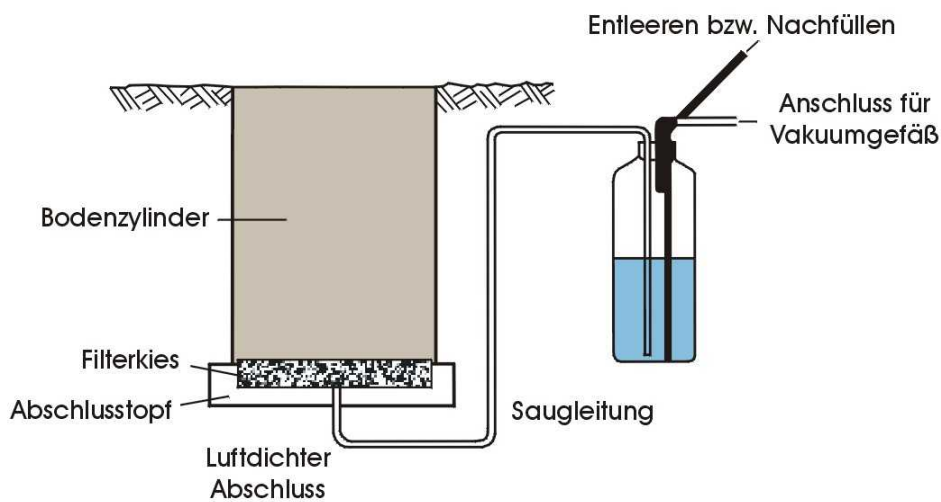


Abb. 3.21:
Bauprinzip
eines
Unterdrucklysim

Bei der Lysimeteranlage Langeoog wird der Unterdruck durch eine Vakuumpumpe erzeugt, die allerdings nicht für den Betrieb mit Flüssigkeiten ausgelegt ist. Das Eindringen von Bodenlösungen führt zu ihrer Zerstörung. Die Vakuumpumpe kann somit nur im Dauerbetrieb genutzt werden, wenn eine ständige Betreuung der Lysimeteranlage gewährleistet ist. Da diese Voraussetzung nicht besteht, wurde die Pumpe nur von Zeit zu Zeit in Betrieb genommen, um das Sickerwasser dem Bodenmonolithen zu entziehen. Das Sickerwasser sammelt sich in einer Flasche und wird dann mengenmäßig bestimmt. Bei dieser Methode kann es natürlich zu dem oben erwähnten Problem des Sickerwasserstaus und des nicht den natürlichen Verhältnissen entsprechenden kapillaren Aufstiegs kommen. Arbeitet das Lysimeter fehlerfrei, entsprechen die Sickerwasserentnahmen der Grundwasserneubildung.

Neben den Geräten, die zur Ermittlung der Sickerwassermengen erforderlich sind, verfügen die beiden grundwasserfreien Langeooger Lysimeter über mehrere Sonden, mit deren Hilfe Aussagen über den Wasserhaushalt des Bodenkörpers gemacht werden können. In jedem Lysimeter existieren drei Messebenen, die sich in Tiefen von 15, 30 und 50 cm befinden. Abbildung 3.22 zeigt den Aufbau der Lysimeter. Jede Messebene verfügt über drei Sonden. Zur Erfassung der Bodentemperatur kommt ein Einstich-Temperaturfühler zur Anwendung, die Bodenfeuchte wird mittels eines Bodenfeuchtesensors gemessen und die Saugspannung des Bodens wird mit einem Einstich-Tensiometer registriert. Die Sonden einer jeden Messebene wurden in einem Abstand von 120° montiert. In der Zylinderaufsicht in Abbildung 3.22 gehören die Sonden 1, 4 und 7 der ersten Messebene an. Die Sondenanordnung der Ebene 2 ist gegenüber der Ebene 1 um 60° gedreht. Hierzu gehören die Sonden 2, 5 und 8. Die Sondenkonfiguration der Ebene 3 ist zur Ebene 2 um 30° versetzt. Ihr gehören die Sonden 3, 6 und 9 an. Die Messdaten werden in einem Datalogger gespeichert und nach Bedarf abgerufen.

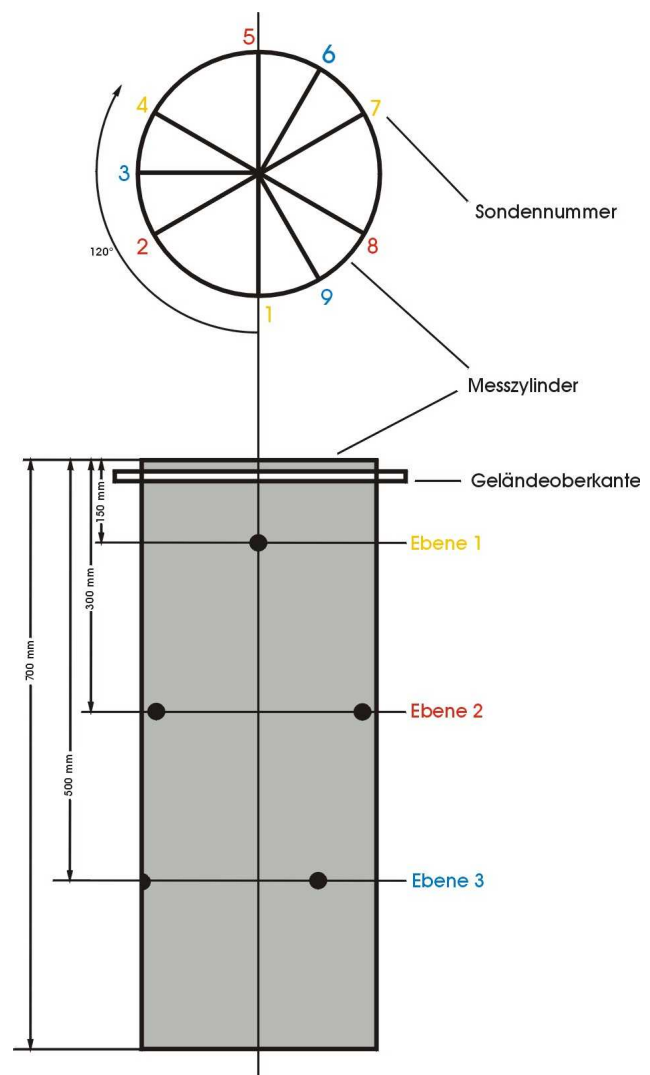


Abb. 3.22: Messzylinder mit drei Messebenen; oben: Aufsicht, unten: Seitenansicht

3.2.2 Zukunftsperspektiven

Unter der Voraussetzung einer ständigen Betreuung der Lysimeteranlage könnten die zusätzlichen technischen Möglichkeiten effizient ausgeschöpft werden. Die Vakuumpumpe ist für den Dauerbetrieb ausgelegt und verfügt über eine Einschaltautomatik, die in Abhängigkeit von der Größe des zu erzeugenden Vakuums die

Pumpe nach Bedarf ein- und ausschaltet. Der Unterdruck kann mittels Saugkerzensteuerung den wechselnden natürlichen Gegebenheiten angepasst werden. Dabei wird auf der Grundlage gemessener Saugspannungen im Boden der Umgebung der Unterdruck automatisch variiert. Durch ein zwischengeschaltetes, stets gefülltes Vorratsgefäß, kann bereits abgesogenes Sickerwasser auch wieder in den Bodenmonolithen übertreten, wodurch der natürliche kapillare Aufstieg berücksichtigt wird. Mit Hilfe eines Wasserstandssensors im Ablaufbehälter wäre es möglich, den aktuellen Wasserstand jederzeit abzurufen und analog zur Wetterstation, Sickerwassermessreihen in beliebig kleinen Zeitschritten zu erzeugen. Durch Vergleiche dichter Lysimetermessreihen mit Wetterstationsdaten könnten auch schnell ablaufende Reaktionen zwischen Wettergeschehen und Bodenwasserbewegung beschrieben werden, die bei dem derzeitigen Messtakt von einer Stunde nicht zu erfassen sind.

Arbeitet das Lysimeter dann fehlerfrei, entsprechen die Sickerwasserentnahmen Q_e der kurzfristigen Grundwasserneubildung, die Zugaben aus dem zwischengeschalteten Vorratsgefäß Q_z dem Kapillaraufstieg und die Differenz aus Q_e und Q_z der langfristigen Grundwasserneubildung G (DVWK, 1980). Zusammengefasst gilt:

$$G = Q_e - Q_z$$

4 Wetter und Klima

Der Begriff „Wetter“ beschreibt den Zustand der Atmosphäre an einem bestimmten Ort und zu einem bestimmten Zeitpunkt. Das Wetter an einem bestimmten Ort über einen längeren Zeitraum betrachtet, wird als „Witterung“ bezeichnet. Der Begriff „Klima“ umfasst den Zustand der Atmosphäre in einer Region im langjährigen Mittel. Das Wetter wird von den Wetterelementen bestimmt, das sind Niederschlag, Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Luftbewegung nach Richtung und Stärke, sowie der Einfluss der Sonnenstrahlung (ENCARTA, 1998). Im Folgenden wird das Wetter bzw. die Witterung der Insel Langeoog in den Jahren 2000 und 2001 anhand der verschiedenen Wetterelemente beschrieben. Die infolge des Ausfalls der Wetterstation Langeoog in den Monaten April und Mai 2001 nicht vorhandenen Daten (Kap. 3.1.2), wurden durch korrigierte Messwerte der Station Norderney ersetzt. Summen und Mittelwerte sind dadurch beeinflusst.

4.1 Niederschlag

Im 13-jährigen Mittel fallen auf Langeoog 724 mm Niederschlag, der April ist der niederschlagsärmste Monat mit 40 mm, der September der niederschlagsreichste mit 97 mm. Das Jahr 2000 weicht vom Mittel mit 657 mm um 67 mm oder 9 % ab, der November brachte den geringsten Niederschlag mit 30 mm, der März den höchsten mit 83 mm. Im Jahr 2001 fielen 981 mm Niederschlag; die Abweichung vom Mittel beträgt 257 mm oder 36 %. Niederschlagsärmster Monat war der Januar mit 31 mm, niederschlagsreichster der September mit 178 mm.

In Abbildung 4.1 ist die richtungsabhängige Niederschlagsverteilung und Windrichtungsverteilung der Kalenderjahre 2000 und 2001 in Form 16-teiliger Rosen dargestellt. Beide Jahre zeigen ein ähnliches Bild. Mehr als die Hälfte der Jahresniederschläge kommt aus südlichen bis westlichen Richtungen, mit einem Maximum bei 225° (SW). Aus dieser Richtung kamen im Jahr 2000 fast 20 % und im Jahr 2001 knapp 15 % des Jahresniederschlags. Daneben macht die nordwestliche Richtung in beiden Jahren ca. 8 %, die südöstliche 7 bis 12 % aus. Den kleinsten Beitrag zum Niederschlagsaufkommen liefern die nördlichen bis östlichen Richtungen.

Die Niederschlags- und Windrichtungsverteilungen der meteorologischen Jahreszeiten befinden sich im Anhang C.

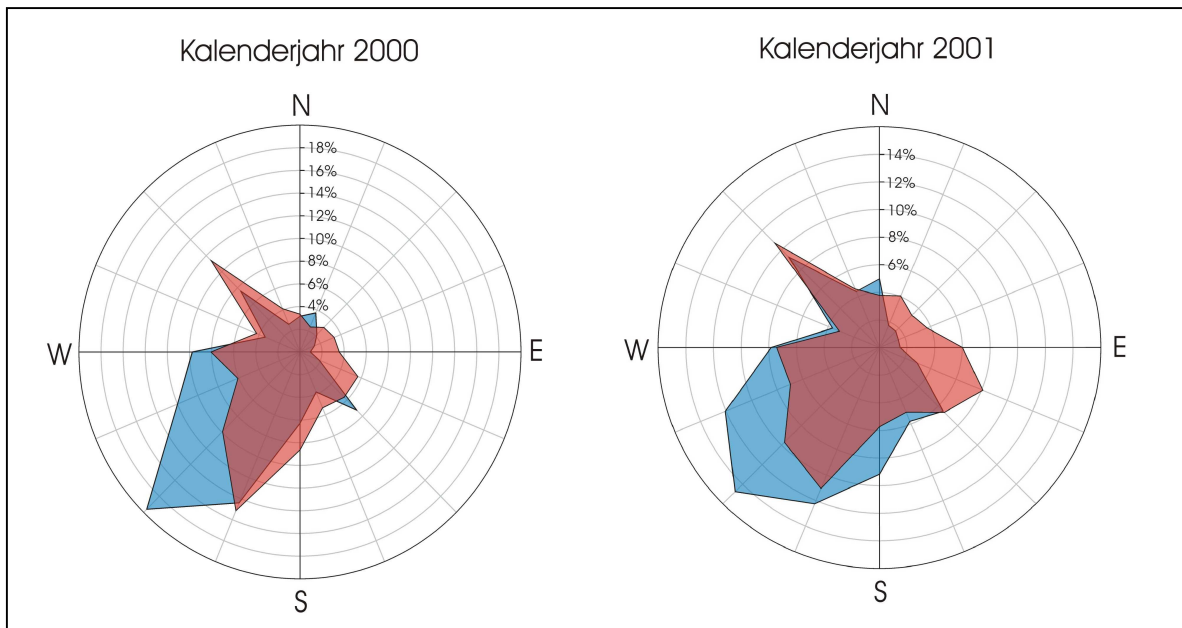


Abb. 4.1: Jahresniederschlagsrose (blau) und Jahreswindrose (rot); Jahr 2000 (657 mm Niederschlag), Jahr 2001 (981 mm Niederschlag)

In Abbildung 4.2 sind die monatlichen Niederschlagssummen des Jahres 2000 den Niederschlagssummen des 13-jährigen Mittels gegenübergestellt. In der ersten Jahreshälfte bis einschließlich Juli bewegen sich die Niederschlagshöhen auf etwa einem Niveau, lediglich der März zeigt eine größere Abweichung. Die Niederschlagsmengen der Monate August, September und November 2000 liegen deutlich unter denen des 13-jährigen Mittels.

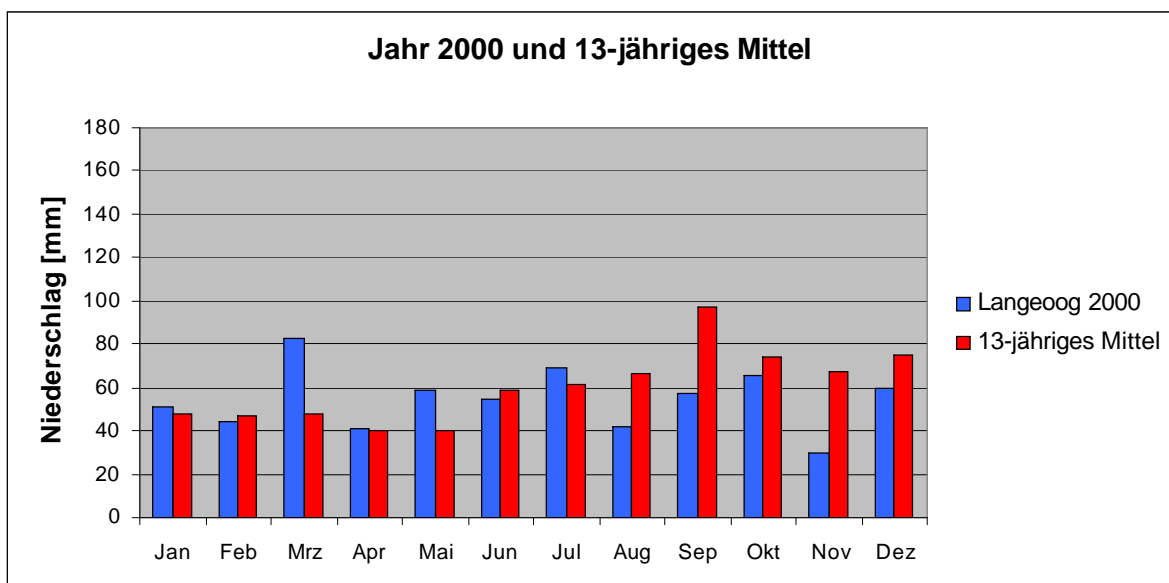


Abb. 4.2: Monatliche Niederschlagssummen des Jahres 2000 und des 13-jährigen Mittels

Der Vergleich des Jahres 2001 mit dem 13-jährigen Mittel ergibt ein anderes Bild.

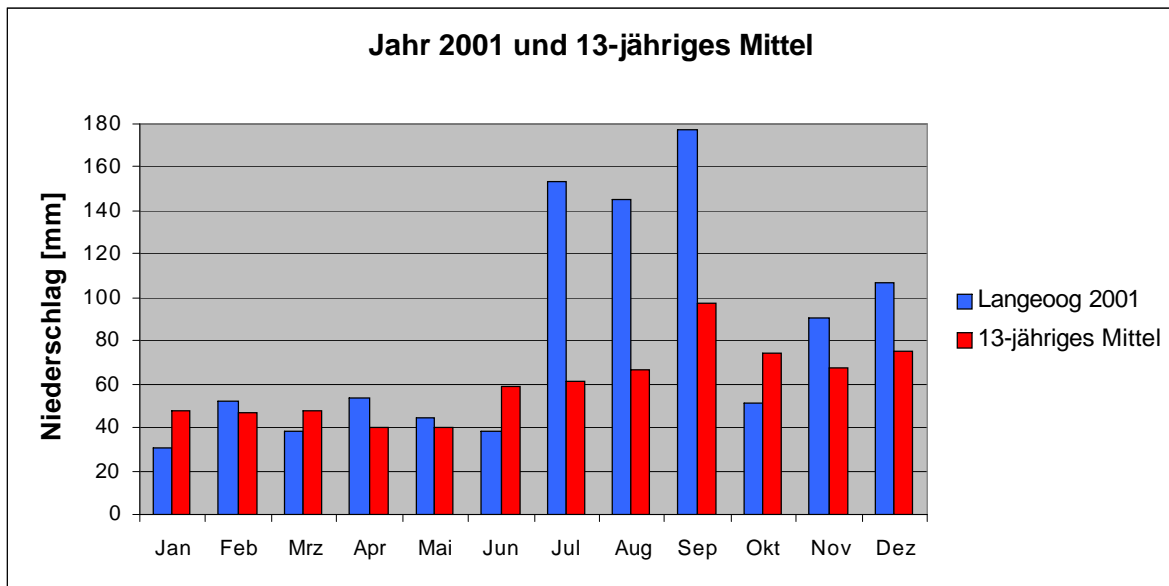


Abb. 4.3: Monatliche Niederschlagssummen des Jahres 2001 und des 13-jährigen Mittels

Während die ersten Monate keine gravierenden Unterschiede zeigen, überragen die Niederschlagshöhen vom Juli, August und September die Werte des 13-jährigen Mittels deutlich und auch im November und Dezember kam es zu einem verstärkten Niederschlagsangebot. Hier zeigt sich der für die Ostfriesischen Inseln typische Jahrgang des Niederschlags in einer extremeren Form als beim 13-jährigen Mittel: Vom Frühjahr bis weit in den Sommer hinein dominiert über dem Festland der „sommerliche Niederschlagstyp“. Dieser basiert auf der Tatsache, dass das freie Meer zwischen März und Juli im Mittel kälter ist, als die darüber liegende Luft. Somit fallen kurze, aber oft ergiebige Regenfälle während dieser Zeit vornehmlich über Land. Auch die monatlichen Niederschlagssummen an der Ostfriesischen Küste werden dadurch heraufgesetzt, die Inseln bleiben dagegen relativ unbeeinflusst. Etwa ab August bis in den Winter hinein kehren sich diese Verhältnisse um. Die Schauer verlagern sich in Richtung des Meeres, da während dieses Zeitraums das Wasser im Mittel wärmer ist, als die Luft darüber. Im Allgemeinen kommt es jetzt an den küstenferneren Standorten, wie z.B. auf der Insel Langeoog, zu höheren Monatssummen. Hier herrscht der „winterliche Niederschlagstyp“ vor (BAUER, 1999b).

Der Jahrgang des Niederschlags wird noch einmal anhand der Abbildungen 4.4 und 4.5 verdeutlicht, in denen die Niederschlagssummenkurven der Jahre 2000 und 2001 der Summenkurve des 13-jährigen Mittels gegenübergestellt sind. Besonders auffällig ist die starke Steigung der Summenkurve des Jahres 2001 von Juli bis September, was durch überdurchschnittlich hohe Niederschläge in diesem Zeitraum zustande kommt.

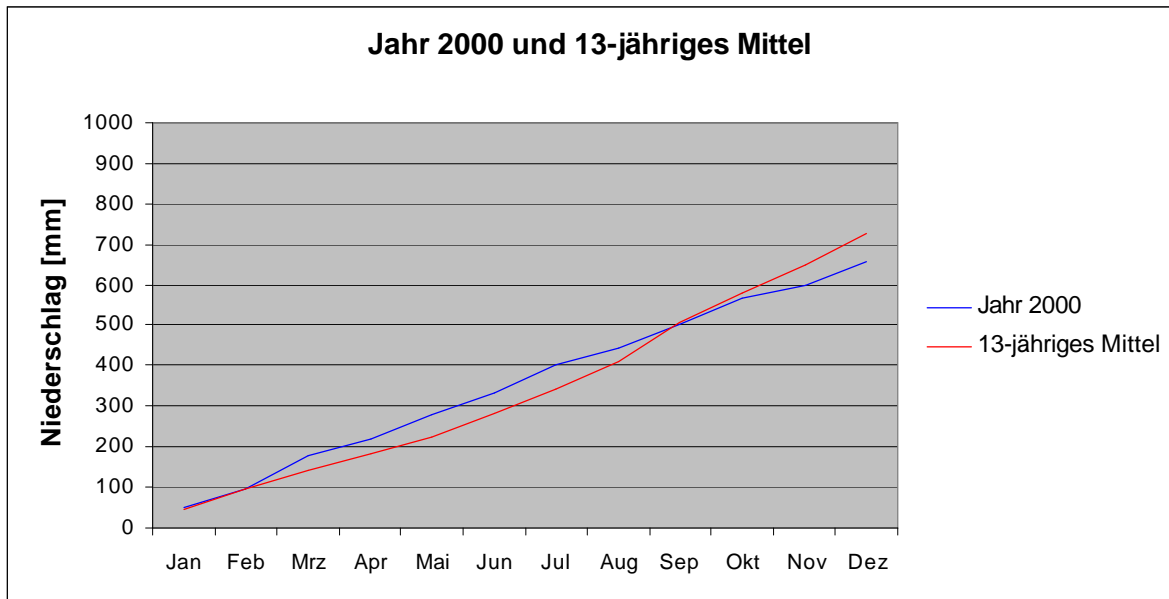


Abb. 4.4: Niederschlagssummenkurve des Jahres 2000 und des 13-jährigen Mittels

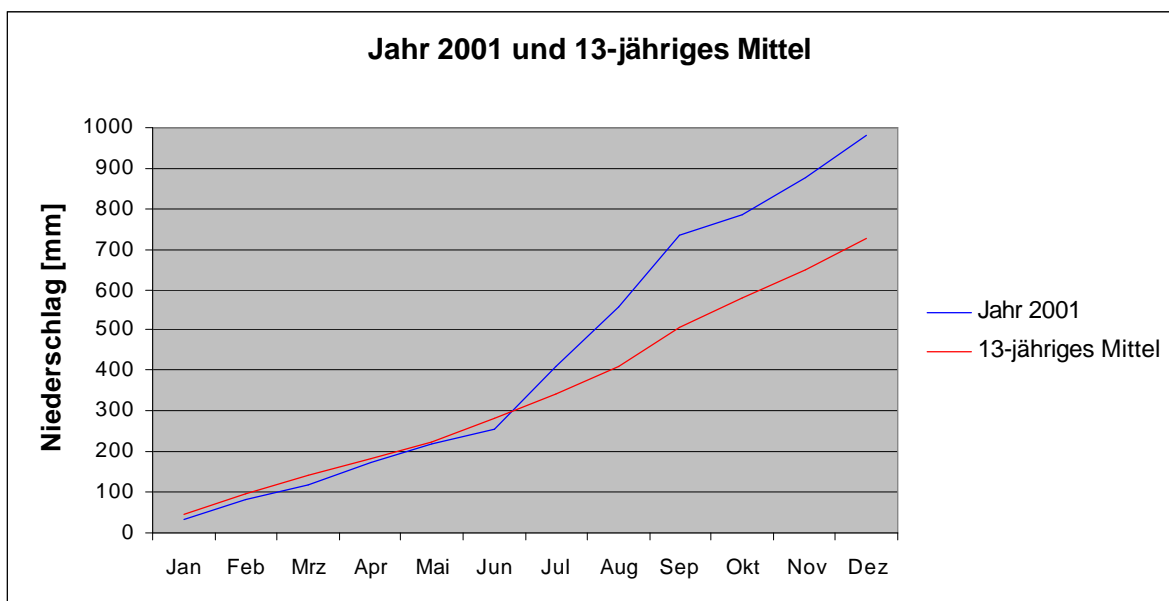


Abb. 4.5: Niederschlagssummenkurve des Jahres 2001 und des 13-jährigen Mittels

Nach der Beschreibung des Monats- und Jahresniederschlags werden im Folgenden einige Betrachtungen zu den täglichen Niederschlagshöhen angestellt. Unter dem Begriff der Niederschlagshäufigkeit wird die Angabe über die Zahl der Tage mit Niederschlag bestimmter Schwellenwerte verstanden (SCHIRMER, 1979). Die Festlegung der Stufenwerte erfolgt nach einer logarithmischen Skala. Die Schwellenwerte 0,1 mm/d, 1 mm/d und 10 mm/d finden hier Verwendung. Die Abbildung 4.6 zeigt die Niederschlagshäufigkeiten für die Jahre 2000, 2001 und das 13-jährige Mittel.

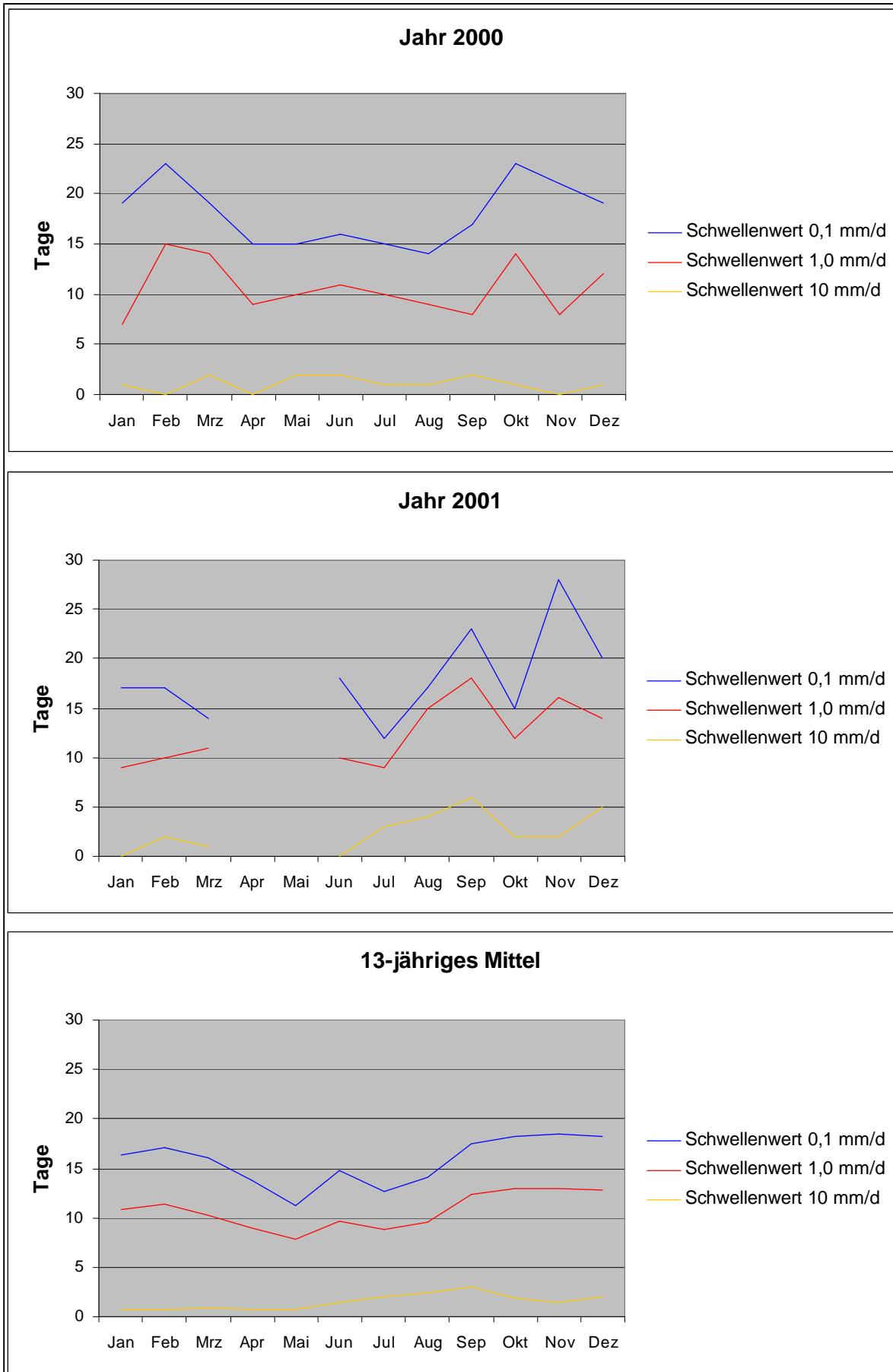


Abb. 4.6: Niederschlagshäufigkeit für das Jahr 2000, 2001 sowie das 13-jährige Mittel

Von etwa Oktober bis April dominieren langanhaltende Niederschläge mit geringen Intensitäten, auch als Landregen bezeichnet, was in der Darstellung des 13-jährigen Mittels anhand des großen Anteils von Tagen mit Niederschlagssummen $\geq 0,1$ und < 10 mm und der wenigen Tage mit Niederschlägen ≥ 10 mm deutlich wird. In den Sommermonaten kommt es infolge der häufigen konvektiven Niederschläge, die oft große Intensitäten aufweisen, zu einem Anstieg der 10 mm-Kurve ab Mai/Juni. Nach Erreichen des Maximums im September fällt sie bis zum Januar wieder auf ein niedrigeres Niveau zurück. Die beschriebenen Verläufe finden sich auch in den Darstellungen der Jahre 2000 und 2001 mehr oder weniger deutlich wieder. Im Jahr 2000 kam es an maximal zwei Tagen pro Monat zu mindestens 10 mm Niederschlag. Das Jahr 2001 zeigt dagegen im September ein Maximum von 6 Tagen und auch die Monate Juli, August und Dezember liegen weit über dem Durchschnitt. Allen drei Darstellungen ist der Abfall der 0,1- und 1 mm-Kurve im Januar bzw. Dezember gemeinsam; weiterhin kommt es einheitlich zu einem deutlichen Anstieg im Juni. Der September stellt im Schnitt den Monat mit der größten Zahl von Tagen mit mindestens 10 mm Niederschlag dar.

4.2 Lufttemperatur

Im 13-jährigen Mittel besitzt Langeoog eine durchschnittliche Lufttemperatur von 8,4 °C. Davon weicht das Jahr 2000 mit 9,1 °C um 0,7 °C ab. Das Jahr 2001 weist eine Durchschnittstemperatur von 8,5 °C auf. Die Abweichung beträgt damit 0,1 °C. Die Abbildungen 4.7 und 4.8 zeigen die Temperaturverläufe der Jahre 2000 und 2001 im Vergleich zu dem mittleren Jahresgang der Lufttemperatur.

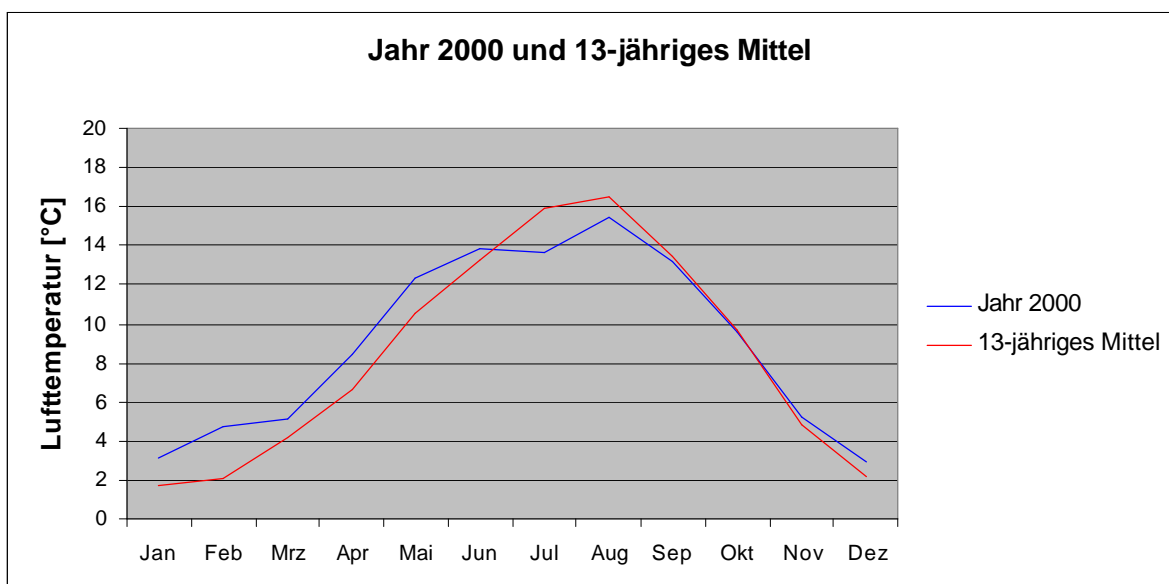


Abb. 4.7: Jahresgang der Lufttemperatur im Jahr 2000 und im 13-jährigen Mittel

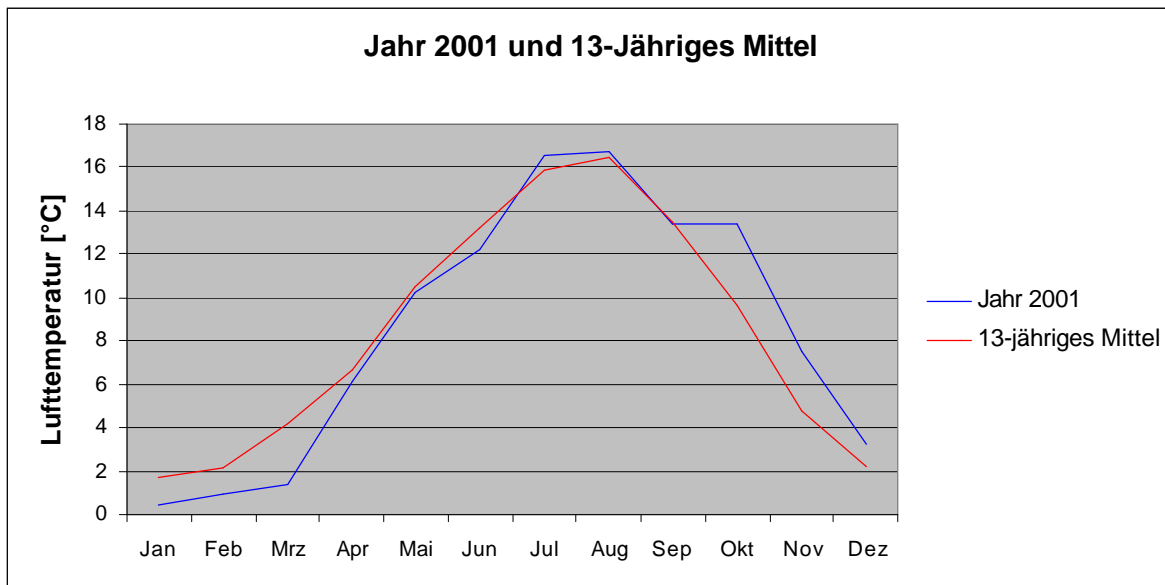


Abb. 4.8: Jahresgang der Lufttemperatur im Jahr 2001 und im 13-jährigen Mittel

Als kältester Monat des Jahres weist der Januar im 13-jährigen Mittel eine Durchschnittstemperatur von 1,7 °C auf, mit einer mittleren Monatshöchsttemperatur von 7,9 °C und einer mittleren Monatstiefsttemperatur von -7,8 °C. Im Schnitt sind 10 „Frosttage“ zu erwarten, von denen 5 Dauerfrost aufweisen und als „Eistage“ bezeichnet werden. Der August ist mit einer Durchschnittstemperatur von 16,5 °C wärmster Monat des Jahres. Die mittlere Monatshöchsttemperatur beträgt 28,0 °C, die mittlere Monatstiefsttemperatur 10,7 °C. Es gibt im Schnitt 4 Tage mit Temperaturspitzen ≥ 25 °C, die als „Sommertage“ bezeichnet werden. Tage mit Temperaturen ≥ 30 °C werden „heiße Tage“ genannt, im August gibt es im Mittel nur einen „heißen Tag“. In der ersten Hälfte des Jahres 2000 lagen die Temperaturen deutlich über denen des 13-jährigen Mittels. Von Juli bis August war es zu kalt und von September bis November verhalten sich die Temperaturverläufe fast identisch. Im Dezember weist das Jahr 2000 wieder etwas zu hohe Temperaturen auf. Kältester Monat des Jahres 2000 war der Dezember mit 3,0 °C, 0,8 °C unterhalb der mittleren Dezembertemperatur. Das Temperaturmaximum des Monats lag bei 11,2 °C, das Minimum bei -8 °C. Es gab 22 „Frosttage“, 8 davon waren „Eistage“. Wärmster Monat war der August mit durchschnittlich 15,4 °C. Die Augusttemperatur lag somit 1,1 °C unter der mittleren Augusttemperatur. Das Temperaturmaximum betrug 23,0 °C, das Minimum 8,5 °C. Es wurden keine „Sommertage“ und „heißen Tage“ registriert.

Im Jahr 2001 lagen die Monate Januar, Februar und März mit 0,4 °C, 1,0 °C und 1,4 °C deutlich unter dem Mittel. Von April bis Juni war es etwas zu kalt, im Juli und August verläuft die Temperaturkurve leicht oberhalb der des 13-jährigen Mittels und von Oktober bis zum Jahresende lagen die Temperaturen deutlich zu hoch. Wärmster Monat des Jahres 2001 war der August mit durchschnittlich 16,7 °C und einer Differenz zur mittleren Augusttemperatur von 0,2 °C. Die Temperaturspitze erreichte 30,5 °C, das Minimum lag bei 10,0 °C. Es gab 4 „Sommertage“, von denen einer ein „heißer Tag“ war. Der Januar war mit nur 0,4 °C Durchschnittstemperatur der kälteste Monat, die Differenz zum Mittel beträgt 1,3 °C. Es wurden Spitzenwerte von 8 °C und –6,7 °C erreicht, 19 „Frosttage“ und 9 „Eistage“ wurden registriert.

Im Bereich der Ostfriesischen Inseln ist die Differenz zwischen dem höchsten und dem niedrigsten Monatsmittel geringer als auf dem Festland. Deutschland zeigt im Mittel eine Amplitude von 17,7 °C, auf Langeoog sind es lediglich 14,8 °C. Bewegt man sich weiter in Richtung offene See, wird die Amplitude noch kleiner. Dieses Phänomen resultiert aus der Wärmespeicherkapazität des Meerwassers. Ein weiteres wesentliches Merkmal im jährlichen Temperaturverlauf ist der verzögerte Anstieg im Frühling und im Juni und Juli sowie der verzögerte Rückgang im Herbst und Winter. Von März bis August ist es im Mittel kälter, von September bis Februar dagegen wärmer als auf dem Festland. Sowohl die Anzahl der Frost- und Eistage, als auch die Zahl der Sommertage und heißen Tage ist auf den Inseln, entsprechend der gedämpften Temperaturschwingung im Mittel geringer als auf dem Festland. In kalten Wintern erreicht die kontinentale Festlandsluft die Ostfriesischen Inseln zuletzt und in abgemilderter Form. Im Sommer bleiben die Inseln von festländischen Hitzewellen verschont (BAUER, 1999b).

4.3 Relative Luftfeuchte

Im Bereich der Ostfriesischen Inseln sind die Feuchtwerte im Vergleich zum Festland im Mittel höher; der Unterschied zwischen Jahresmaximum und Jahresminimum ist kleiner. Die Abbildungen 4.9 und 4.10 zeigen den Jahresgang auf der Insel Langeoog in den Jahren 2000 und 2001 im Vergleich zum 13-jährigen Mittel.

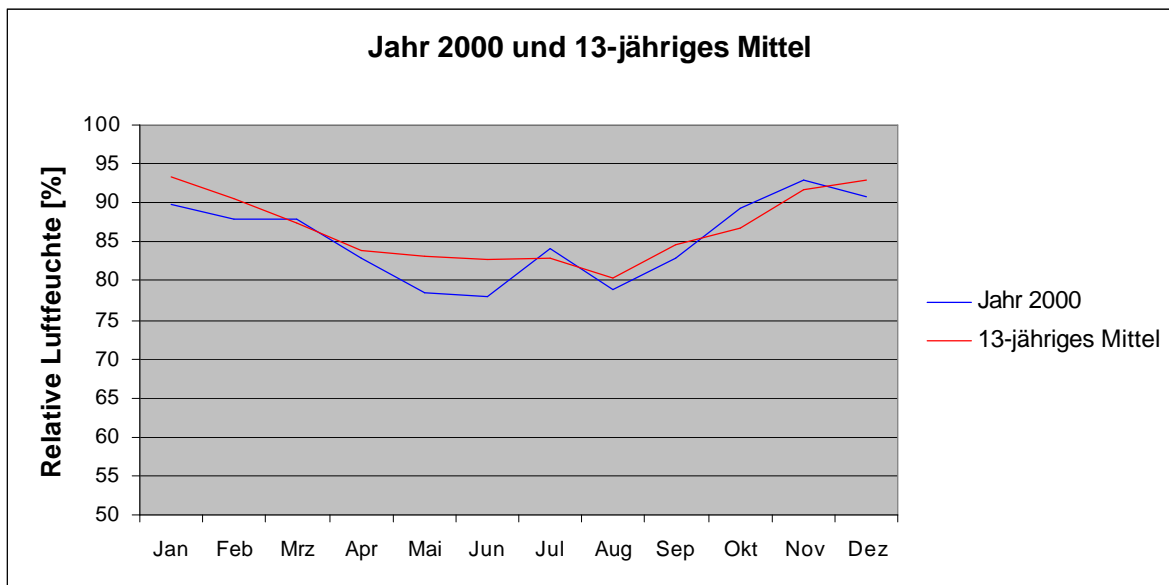


Abb. 4.9: Jahresgang der relativen Luftfeuchte des Jahres 2000 und des 13-jährigen Mittels

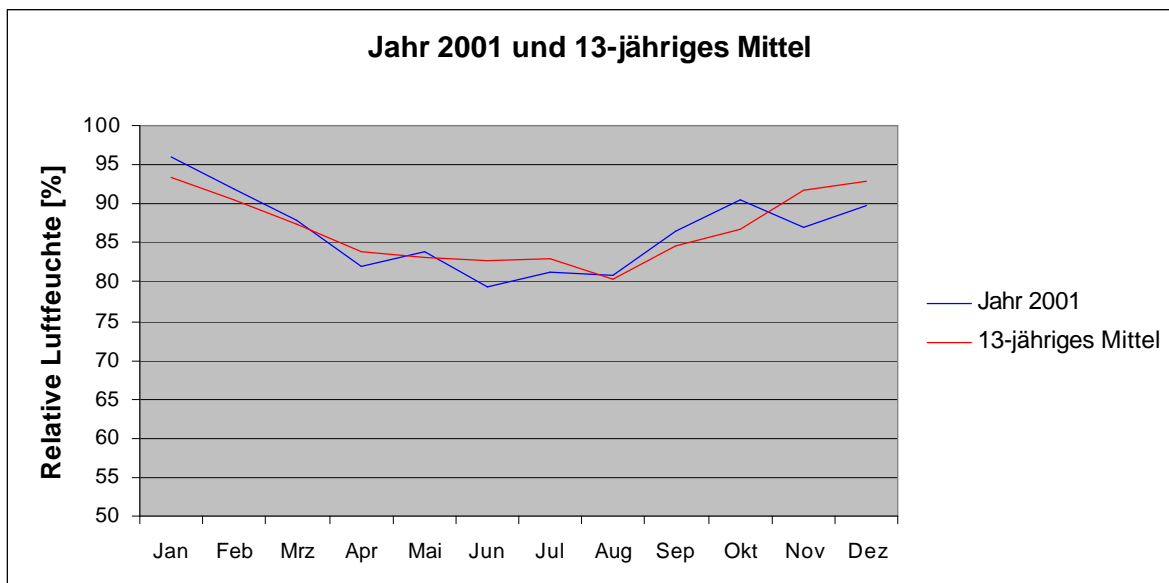


Abb. 4.10: Jahresgang der relativen Luftfeuchte des Jahres 2001 und des 13-jährigen Mittels

4.4 Windbewegung

Die Ostfriesischen Inseln weisen mit ihren milden Wintern und nur mäßig warmen Sommern ein relativ ausgeglichenes Klima auf. Darum spielt hier der stark in Richtung und Intensität sowie nach Tages- und insbesondere nach Jahreszeit variierende Wind eine bedeutende Rolle. Die Windstärke zeichnet sich im Mittel durch vergleichsweise geringe tägliche Schwankungen aus (BAUER, 1999a). In Abbildung 4.11 sind die Windrichtungsverteilungen Langeoogs in den Jahren 2000 und 2001 in 16-teiligen

Windrosen mit Angabe der Windstärken nach BEAUFORT dargestellt. Die Umrechnung der Windgeschwindigkeit mit der Einheit m/s in die BEAUFORT-Windstärke ist Anhang D zu entnehmen.

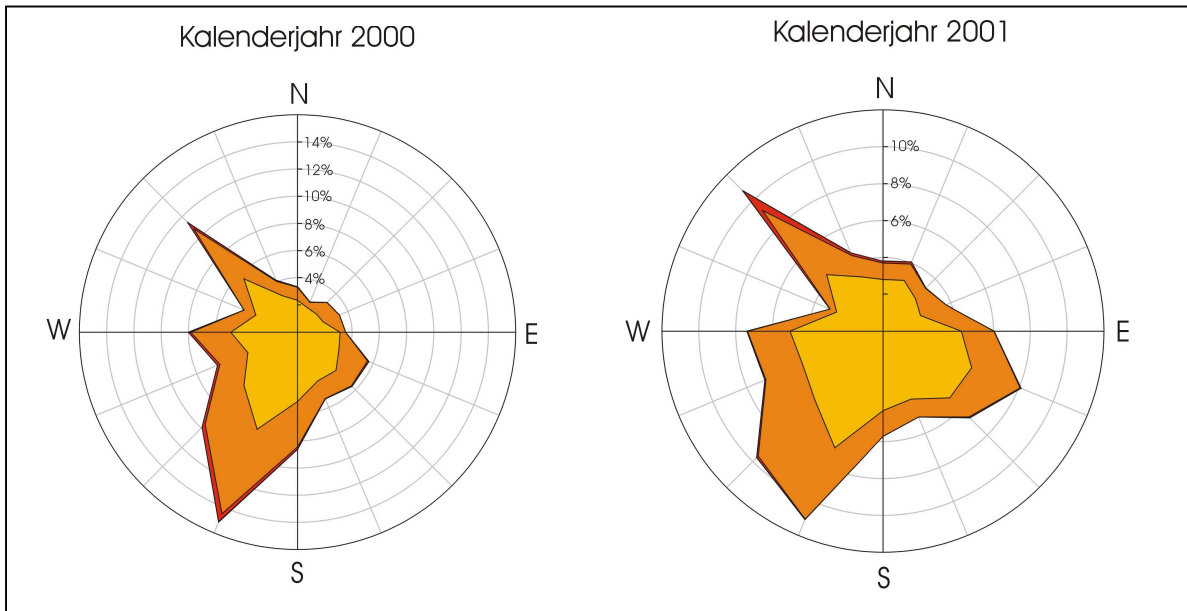


Abb. 4.11: Windrichtungsverteilung mit Angabe der Windstärken nach BEAUFORT;
gelb: BEAUFORT-Windstärken 1 bis 3, orange: 4 bis 5, rot: ≥ 6

Die Ostfriesischen Inseln liegen im Bereich des Westwindgürtels der Nordhalbkugel, woraus die Dominanz der westlichen Windrichtungen resultiert. Im Jahresdurchschnitt überwiegt im Winterhalbjahr SW-, im Sommerhalbjahr NW-Wind (BAUER, 1999a).

Im Jahr 2000 war die Windrichtung SSW mit ca. 15 % die häufigste, gefolgt von NW mit gut 11 %, SW mit ca. 10 % und S mit knapp 9 %. Das Jahr 2001 zeigt sich variabler. Zwar liegt das Maximum auch hier mit ca. 11 % bei SSW, doch spielen andere Richtungen wie NW mit knapp 11 %, SW mit knapp 10 %, ESE mit ca. 8 % und W mit gut 7 % eine größere Rolle als im Jahr 2000.

Die Windrichtungs- und Windstärkenverteilungen der meteorologischen Jahreszeiten befinden sich im Anhang E.

In Abbildung 4.12 und 4.13 sind die Windstärkenhäufigkeiten der Jahre 2000 und 2001 dargestellt.

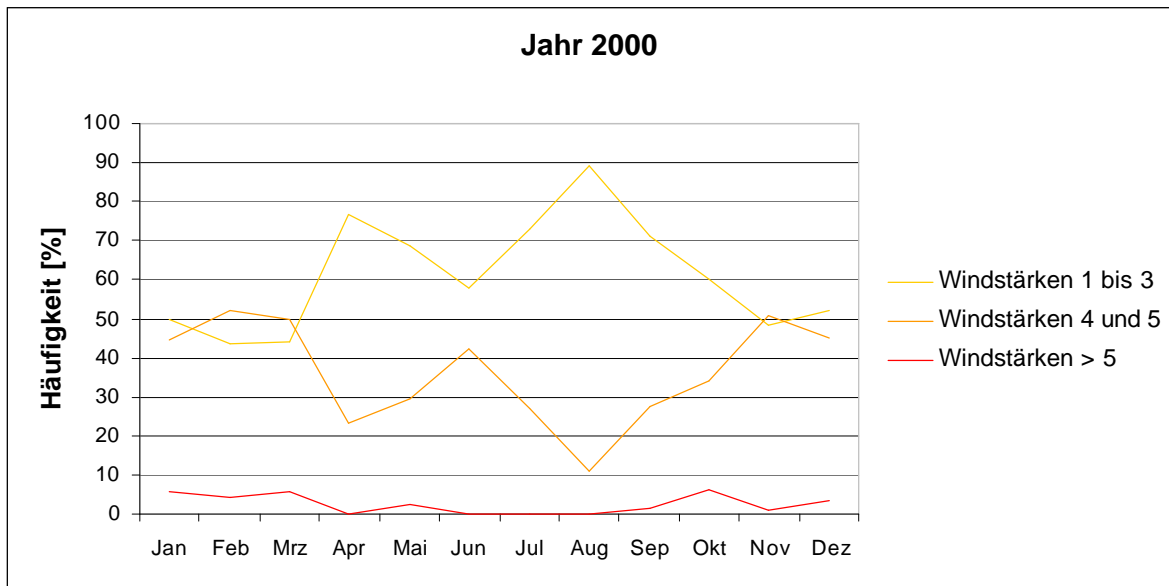


Abb. 4.12: Windstärkenhäufigkeiten des Jahres 2000

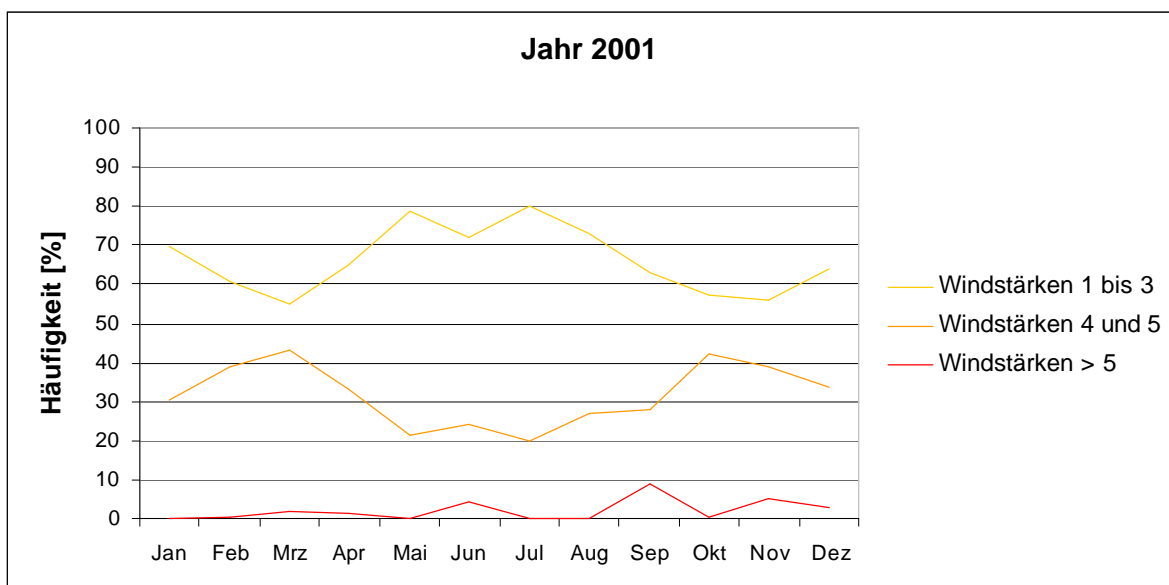


Abb. 4.13: Windstärkenhäufigkeiten des Jahres 2001

Nach vergleichsweise ruhigen Winden im Sommer kommt es zu einem raschen Anstieg der Windgeschwindigkeit bis zu den Herbststürmen im November. Im Vergleich zum Festland erfolgt die Umstellung auf windreichere herbstliche Verhältnisse auf den Ostfriesischen Inseln oft schon im September, der Jahresgang ist ausgeprägter (BAUER, 1999a). Dementsprechend treten die kleineren Windstärken mit 1 bis 3 Beaufort im Sommer besonders hervor, die Windstärken 4 bis 5 haben ihre größten Häufigkeiten von etwa Oktober bis März.

Neben dem Jahresgang ist auch der Tagesgang der Windgeschwindigkeit von Interesse. In Abbildung 4.14 sind die mittleren Tagesgänge der Jahre 2000 und 2001 dargestellt.

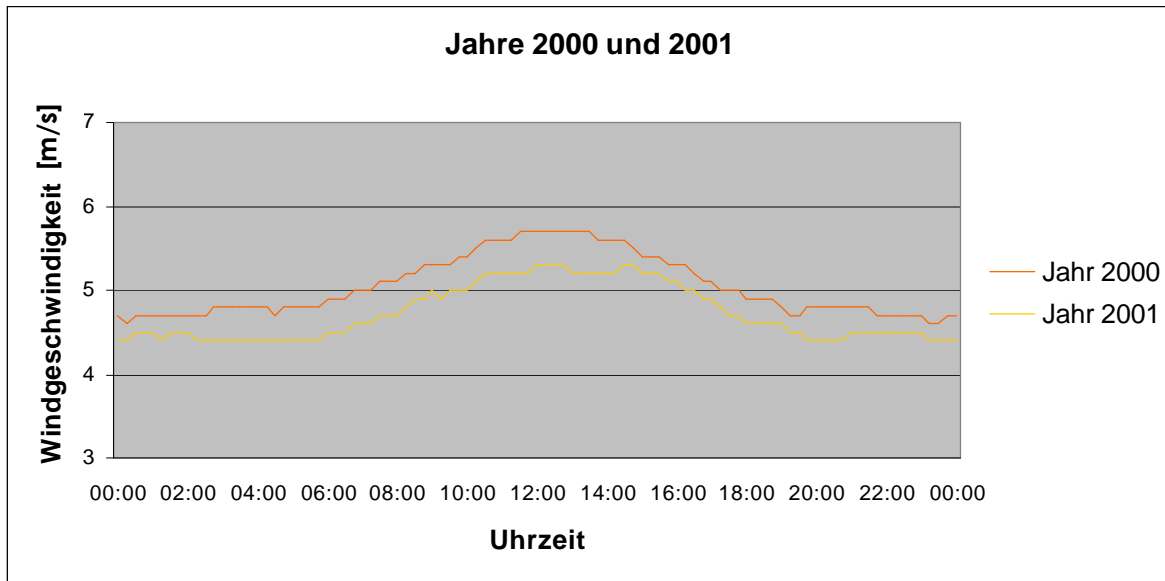


Abb. 4.14: Mittlerer Tagesgang der Windgeschwindigkeit der Jahre 2000 und 2001

Im Jahr 2000 lag die Windgeschwindigkeit im Mittel 0,3 m/s über der des Jahres 2001. Beiden Verläufen ist gemeinsam, dass die Windgeschwindigkeit nachts ihr Minimum besitzt und ab etwa 06:00 Uhr morgens allmählich zunimmt. Um ca. 08:00 Uhr wird der Tagesmittelwert erreicht und zwischen 12:00 und 14:00 Uhr liegt der Höchstwert des Tages. Anschließend nimmt die Windgeschwindigkeit wieder ab und unterschreitet gegen 17:00 Uhr den Tagesmittelwert.

Die Ostfriesischen Inseln stellen bezüglich der Windverhältnisse den Übergang vom Land zum Meer dar. Auf dem Festland ist der Tagesgang ausgeprägter, über dem offenen Meer ist kein Tagesgang vorhanden, weil hier keine von der Tageszeit abhängige Veränderung der thermischen Schichtung auftritt (BAUER, 1999a).

4.5 Sonnenscheindauer und Globalstrahlung

Der durchschnittliche Jahresverlauf der Sonnenscheindauer geht mit dem jahreszeitlichen Wechsel des Niederschlagstyps einher. Die sommerliche Schaueraktivität über dem Festland, bei vergleichsweise geringer Bildung von Quellwolken über dem Meer, trägt dazu bei, dass es im Frühjahr und Sommer auf den Ostfriesischen Inseln sonniger ist als im Bereich des Küstenstreifens. Im Herbst und z. T. im Winter stellen sich umgekehrte Verhältnisse ein (BAUER, 1999b).

Die Abbildungen 4.15 und 4.16 zeigen die Monatssummen der Sonnenscheindauer der Jahre 2000 und 2001 im Vergleich zum 13-jährigen Mittel.

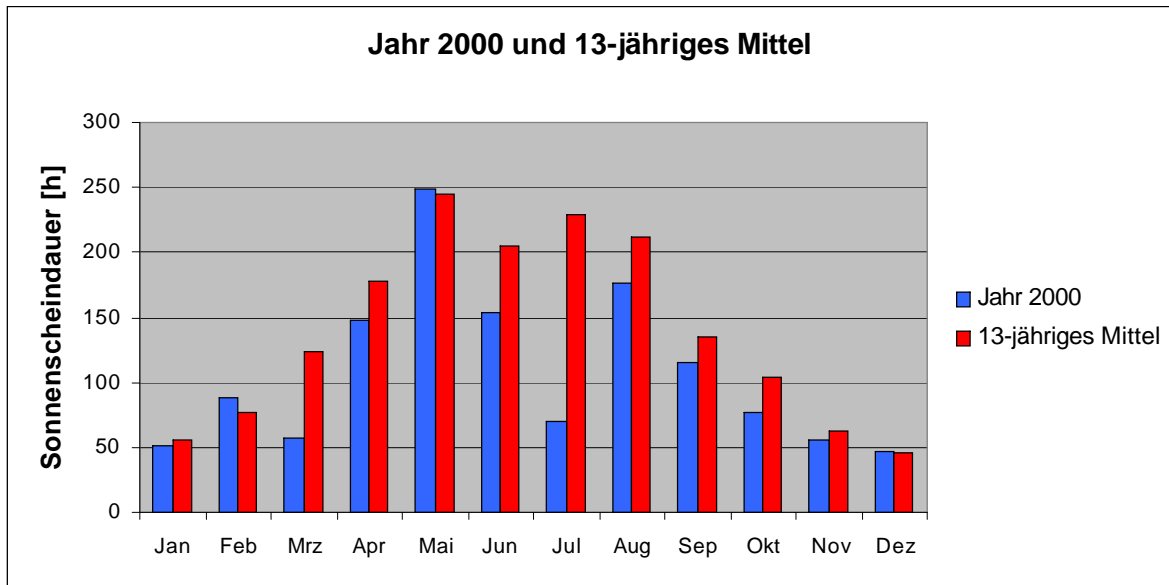


Abb. 4.15: Monatssummen der Sonnenscheindauer des Jahres 2000 und des 13-jährigen Mittels

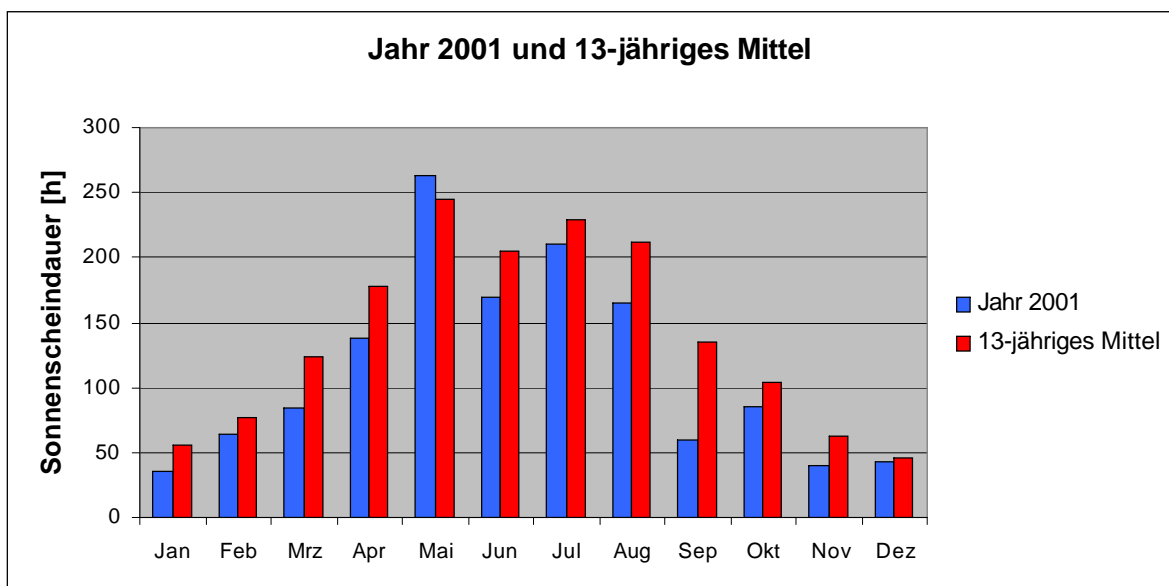


Abb. 4.16: Monatssummen der Sonnenscheindauer des Jahres 2001 und des 13-jährigen Mittels

In den Abbildungen 4.17 und 4.18 sind die Monatssummen der Globalstrahlung dargestellt. Diese zeigt einen ähnlichen Verlauf wie die Sonnenscheindauer. Die Abweichungen zum 13-jährigen Mittel sind in einzelnen Monaten bei der Sonnenscheindauer allerdings größer als bei der Globalstrahlung.

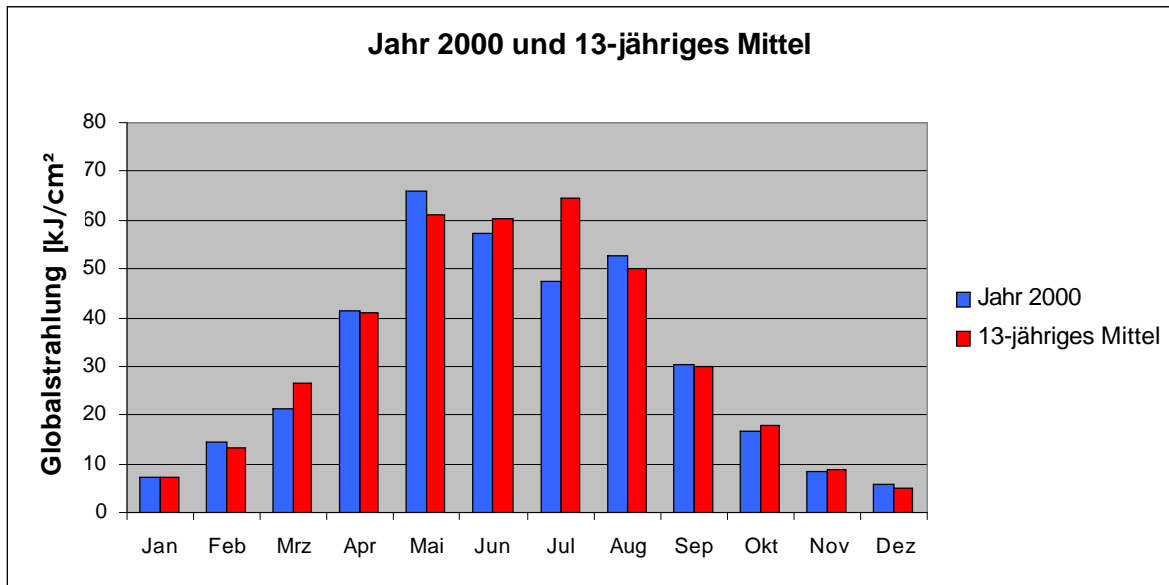


Abb. 4.17: Monatssummen der Globalstrahlung des Jahres 2000 und des 13-jährigen Mittels

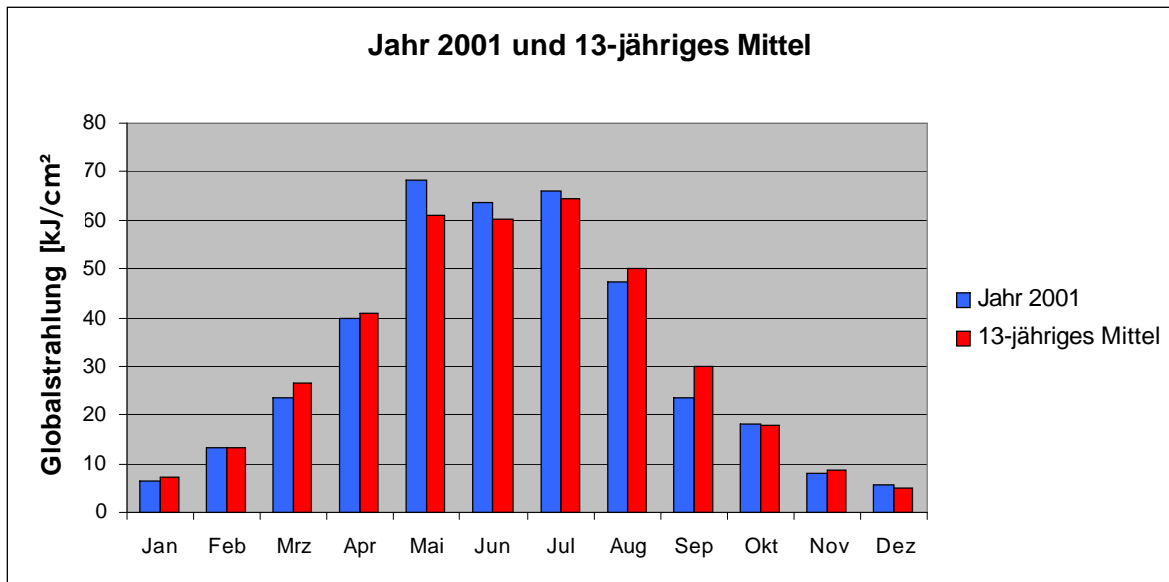


Abb. 4.18: Monatssummen der Globalstrahlung des Jahres 2001 und des 13-jährigen Mittels

4.6 Trockenheitsindex

Der Trockenheitsindex nach WANG & JÄTZOLD (in SCULTETUS, 1969) ist ein Verfahren, mit dessen Hilfe die meteorologischen Verhältnisse einem bestimmten Klimaraum zugeordnet werden können. Hierbei werden die Monatsmittel der Lufttemperatur dem mittleren monatlichen Niederschlag gegenübergestellt. Abbildung 4.19 zeigt das Ergebnis dieser Klassifikation.

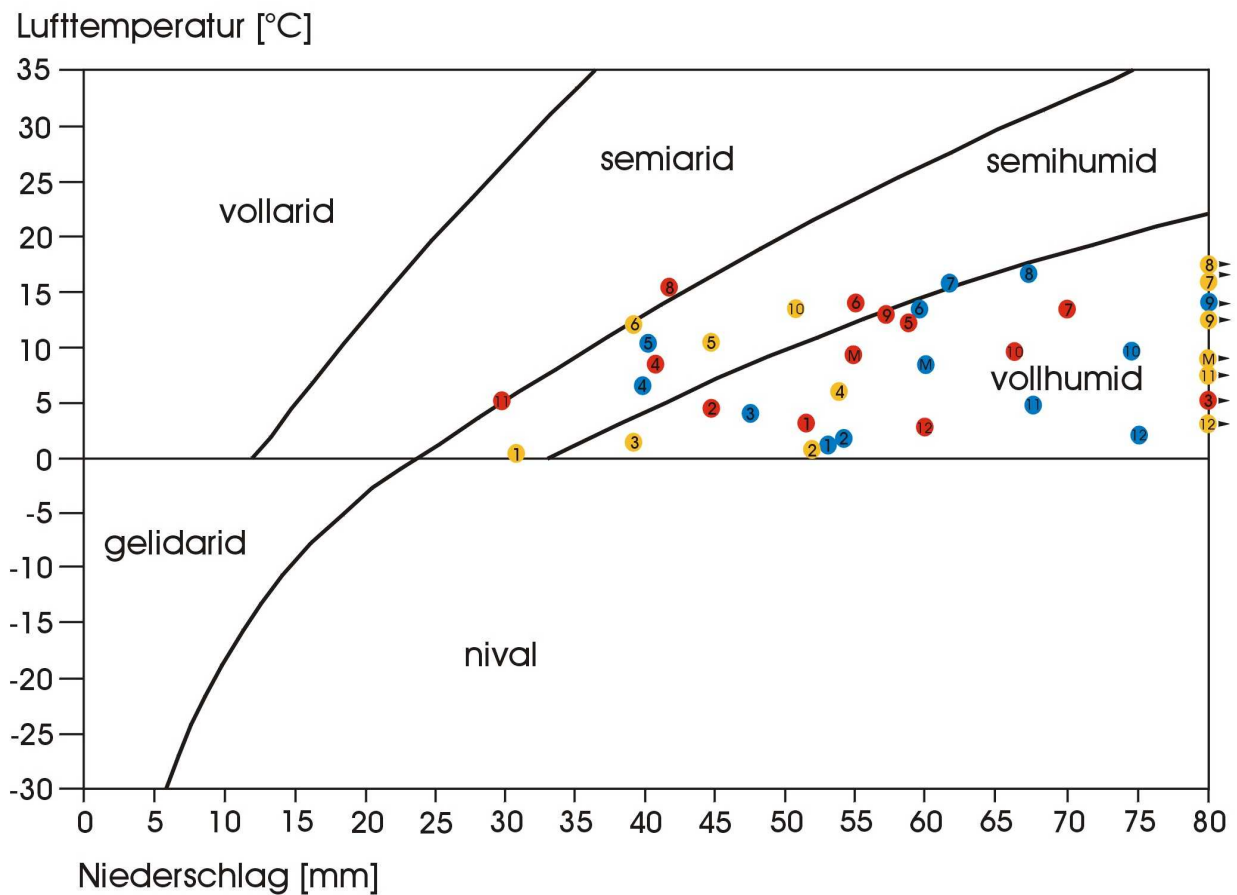


Abb. 4.19: Trockenheitsindex nach WANG & JÄTZOLD (in SCULTETUS, 1969) für Monatsmittelwerte des 13-jährigen Mittels (blau), für das Jahr 2000 (rot) und für das Jahr 2001 (gelb); 1 – 12: Januar – Dezember; M: langjähriges Mittel bzw. Jahresmittel; Pfeile: Niederschlagshöhe > 80 mm

Die Monatsmittel des 13-jährigen Mittels liegen zum größten Teil im vollhumiden Bereich, nur die Monate April und Mai sind als semihumid zu bezeichnen. Die Monate Juni, Juli und August liegen an der Grenze zwischen dem humiden und semihumiden Bereich. Das Jahr 2000 zeigt dagegen eine viel stärkere Streuung der Werte. So fallen die Monate August und November auf die Grenze zwischen semiaridem und semihumidem Feld und der Monat März liegt deutlich im vollhumiden Bereich. Das Jahr 2001 fällt durch die große Anzahl von vollhumiden Monaten mit großen Niederschlagsmengen auf. Eine stärkere Streuung ist hier aber auch erkennbar, der Juni liegt auf der Grenze semiarid/semihumid und die Monate Januar, Mai und Oktober fallen in den semihumiden Bereich.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Monate der zweiten Jahreshälfte häufig vollhumid, die Monate der ersten Jahreshälfte nicht selten semihumid sind. Das 13-jährige Mittel und die Jahresmittel 2000 und 2001 liegen alle im vollhumiden Bereich.

5 Methoden zur Erfassung des Wasserhaushalts

5.1 Allgemeines zum Wasserhaushalt

Unter dem Wasserhaushalt eines Gebietes wird die bilanzierende Beschreibung des Wasserkreislaufes (Abb. 5.1), also das Zusammenwirken der Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag, Abfluss und Verdunstung in diesem Gebiet verstanden (DYCK & PESCHKE, 1995).

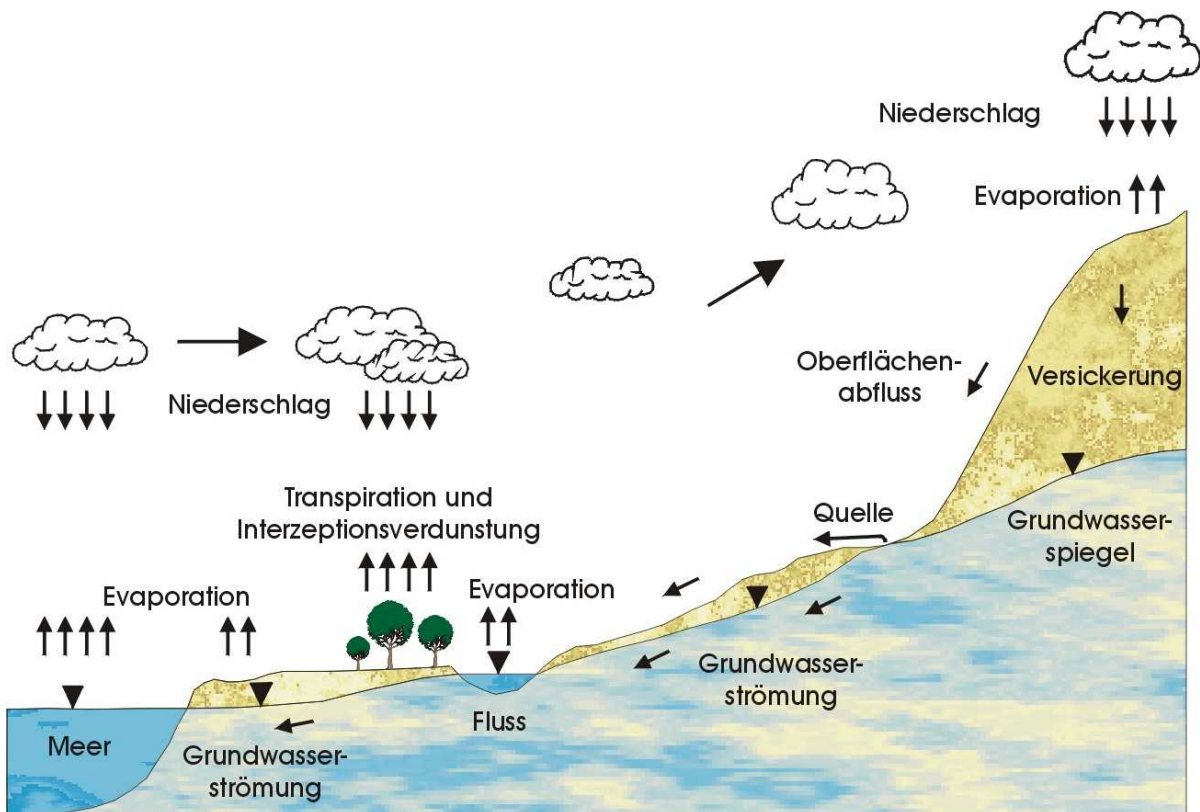


Abb. 5.1: Der schematische Wasserkreislauf (aus HÖLTING, 1996, verändert)

Luftfeuchtigkeit gelangt in Form von Niederschlägen zur Erde. Ein Teil verdunstet (Transpiration, Interzeption, Evaporation) direkt, ein Teil fließt oberirdisch in Gewässern ab (Oberflächenabfluss) (HÖLTING, 1996). Der versickernde Anteil wird in der ungesättigten Bodenzone von Pflanzen aufgenommen, fließt oberflächennah als Zwischenabfluss (Interflow) ab oder gelangt in den Grundwasserleiter. Der letzte Vorgang charakterisiert die Grundwasserneubildung aus infiltriertem Niederschlag. Die Gesamtmenge des Wassers, die an diesem hydrologischen Kreislauf teilnimmt, ist für geologisch kurze Zeiträume konstant (MATTHESS & UBELL, 1983). Bei Betrachtung des Gesamtkreislaufs der Erde besteht ein Gleichgewicht zwischen Verdunstung und Niederschlag. Abhängig von

der Jahreszeit, dem Betrachtungszeitraum und dem Betrachtungsort kommt es allerdings zu Differenzen zwischen Verdunstung und Niederschlag.

Der Wasserkreislauf lässt sich quantitativ mit der Wasserhaushaltsgleichung beschreiben:

$$N = A + V$$

mit N Niederschlag

A Abfluss

V Verdunstung

Die Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag, Verdunstung und Abfluss werden im Folgenden beschrieben.

5.1.1 Wasserhaushaltskomponenten

5.1.1.1 Niederschlag

Unter Niederschlag wird jede Form von Wasser verstanden, welches aus der Atmosphäre an die Oberfläche der Erde gelangt. In der Atmosphäre kann Wasser kondensieren und in flüssiger Form als Regen oder fest als Schnee, Hagel oder Graupeln die Erde erreichen. Diese Niederschlagstypen werden als fallender Niederschlag bezeichnet. Zu den abgesetzten Niederschlägen zählen Tau und Reif. Hier kondensiert oder resublimiert das Wasser direkt an Gegenständen. Nebelniederschlag gehört zum abgefangenen Niederschlag; in der Atmosphäre kondensiertes Wasser gelangt der Luftströmung folgend an Gegenstände (DYCK & PESCHKE, 1995). Die größte hydrologische Bedeutung haben die fallenden Niederschläge, insbesondere die in großen Mengen auftretenden Formen Regen und Schnee. Tau, Reif und Nebelnässe spielen in Mitteleuropa eine untergeordnete Rolle (MATTHESS & UBELL, 1983).

Als Niederschlagshöhe wird das gesamte Wasserdargebot aus atmosphärischen Niederschlägen an einem bestimmten Ort bezeichnet, ausgedrückt als Wasserhöhe über einer horizontalen Fläche während einer bestimmten Zeitspanne. Die Niederschlagshöhe wird in Millimetern (mm) angegeben (HÖLTING, 1996).

Es wird zwischen dem punktmäßig gemessenen Niederschlag und dem auf die Fläche bezogenen Gebietsniederschlag unterschieden. Die an einem Ort gemessene Niederschlagshöhe gilt exakt nur an diesem Punkt. Für kleinräumige Untersuchungen genügen in der Regel die Messergebnisse der nächstgelegenen Station. Bei regionalen Betrachtungen müssen dagegen die Messergebnisse mehrerer Stationen über die Untersuchungsfläche interpoliert werden (HÖLTING, 1996).

5.1.1.2 Verdunstung

Die in der Wasserbilanzgleichung vorkommende Gesamtverdunstung, die Evapotranspiration, schließt die Hauptarten der Verdunstung, die Evaporation und die Transpiration ein. Die Evaporation beschreibt den physikalischen Vorgang, bei dem Wasser bei Temperaturen unter dem Siedepunkt vom flüssigen oder festen in den gasförmigen Aggregatzustand übergeht (DYCK & PESCHKE, 1995). Das Wasser verdunstet von unbewachsenen Erdoberflächen (Bodenverdunstung), von Pflanzenoberflächen (Interzeptionsverdunstung) und von freien Wasserflächen (Seenverdunstung). Die Transpiration ist die Abgabe von Wasserdampf an die Atmosphäre durch die Vegetation infolge biotischer Prozesse (DIN 4049, 1994). Die Evapotranspiration geht in die Wasserbilanz als Verlustgröße ein. Sie bewirkt, dass im gemäßigten Klimabereich nur ein Teil des Niederschlags ober- oder unterirdisch abfließen kann. Die Evapotranspiration wird in der Regel analog zum Niederschlag als Höhe einer Wasserschicht in mm über einer horizontalen Fläche angegeben, in Verbindung mit dem Zeitraum, auf den sich der jeweilige Wert bezieht (DVWK, 1996).

Die potentielle Evapotranspiration kann mit Hilfe verschiedener Verfahren bestimmt werden. Direkte Methoden, wie die Messung mit einer Verdunstungswaage oder einem Lysimeter, sowie indirekte Verfahren mittels Bodenfeuchtebestimmung sind aufwendig. Mit Hilfe meteorologischer Daten und empirisch entwickelter Formeln lässt sich die potentielle Evapotranspiration mit einem relativ geringen Aufwand ermitteln. Unter gegebenen meteorologischen Randbedingungen und unter der Voraussetzung, dass Wasser in unbegrenzter Menge zur Verfügung steht, stellt die potentielle Evapotranspiration die maximal mögliche Verdunstung einer natürlich bewachsenen Fläche dar (DIN 4049, 1994).

Die reale Evapotranspiration stellt die tatsächliche Verdunstung einer natürlich bewachsenen Oberfläche bei gegebenen meteorologischen Bedingungen und

begrenztem Wassernachschub dar. Ihre messtechnische Erfassung ist aufwendig und schwierig, weil sie in komplexen Wechselwirkungen mit der Atmo-, Hydro-, Pedo- und Biosphäre steht (DISSE, 1995). Bei der direkten Registrierung kommen Atmometer und Evaporimeter zur Messung des Verdunstungsanspruches, Evaporimeter zur Messung der Verdunstung von Wasseroberflächen und Lysimeter zur Messung der Verdunstung von festen Erdoberflächen zum Einsatz (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1996). Alternativ wird auch hier auf empirisch entwickelte, z. T. relativ komplizierte Formeln zurückgegriffen, mit denen sich die reale Evapotranspiration auf rechnerischem Wege ermitteln lässt. In die Formeln gehen klimatologische Daten wie z. B. Niederschlag, Temperatur, relative Luftfeuchte und Globalstrahlung ein, sowie der tatsächliche Wasservorrat im Boden. Art und Anteil der Flächennutzung werden ebenfalls mittels pflanzenspezifischer Faktoren berücksichtigt.

5.1.1.3 Abfluss

Das dritte Glied der Wasserbilanzgleichung, der Abfluss, beschreibt die ober- und unterirdische Bewegung des nicht verdunsteten Niederschlagswassers nach seinem Auftreffen auf die Landoberfläche. Die Fließbewegung erfolgt unter dem Einfluss der Schwerkraft in Richtung von Vorflutern, bei denen es sich um natürliche und künstliche Gewässer handeln kann (MATTHESS & UBELL, 1983). Der Abfluss ist als ein Wasservolumen messbar, das einen bestimmten Fließquerschnitt in einer Zeiteinheit durchfließt und einem Einzugsgebiet zuzuordnen ist (DIN 4049, 1994). Für den Abfluss ist die Art des Niederschlags und seine zeitliche Verteilung von großer Relevanz; Schnee kommt verzögert zum Abfluss, kurze und wenig intensive Regenereignisse tragen unter Umständen gar nicht zum Abfluss bei, da diese durch die Verdunstung relativ schnell wieder aufgebraucht werden. Die Morphologie des Einzugsgebietes bestimmt die Zeit, die dem oberirdischen Abfluss zur Verfügung steht. Der Boden fungiert als Wasserspeicher und besitzt ein bestimmtes Infiltrationsvermögen, womit auch dieser auf den Abfluss einwirkt. Die Landnutzungsarten, also die Art des Bewuchses und die Flächenversiegelung, stellen einen weiteren Einflussfaktor dar.

5.1.1.4 Ungesättigte Bodenzone

Ein Teil des Niederschlags verdunstet direkt von benetzten Oberflächen oder fließt oberirdisch ab, der andere Teil infiltriert in den Boden. Die reale Evapotranspiration, die

Infiltration und die Perkolation zum Grundwasser werden maßgeblich vom Wassergehalt und der mechanischen Beschaffenheit des Bodens beeinflusst. Ein trockener Boden kann u. U., abhängig von der Bodenart, sämtliche Niederschläge eines Niederschlagsereignisses resorbieren und gegen die Schwerkraft zurückhalten. In diesem Fall kommt es zu keiner Grundwasserneubildung.

Das Bodengefüge hat maßgeblichen Einfluss auf das Speichervermögen und die Fließvorgänge der ungesättigten Bodenzone. Es beschreibt die räumliche Anordnung der festen Bodenbestandteile. Das Hohlraumvolumen eines Bodens stellt ein Porensystem dar, welches sich durch verschiedene Porengrößen (Mikro- und Makroporen), verschiedene Porenformen, deren räumliche Beziehungen und deren Inhalt, sprich Luft, Wasser, Bodenorganismen und Wurzeln, auszeichnet.

In den Mikroporen wird das Wasser durch Kapillarkräfte gehalten, in den Makroporen (> 3 mm) kann sich das Wasser größtenteils ohne den Einfluss von Kapillarkräften frei bewegen. Gegenüber der Bodenwasserbewegung in den Mikroporen, ist in den Makroporen eine 100 bis 400 mal schnellere Infiltrationsrate möglich. Eine Makroporeninfiltration ist aber von starken Niederschlägen oder von einer fast gesättigten Bodenfeuchte abhängig, die das Infiltrationsvermögen der Mikroporen überschreitet (DISSE, 1995). Abhängig von der Bodenart, kommt es zu starken Schwankungen bei der Porengrößenverteilung (Tab. 5.1).

Tab. 5.1: Anteil des Porenvolumens und Volumen der Porengrößenbereiche am gesamten Bodenvolumen in Mineralböden; C-Gehalt bis 2 % (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL,

Bodenart	Porenvolumen [%]	Grobporen [%]	Mittelporen [%]	Feinporen [%]
Sandböden	46 ± 10	30 ± 10	7 ± 5	5 ± 3
Schluffböden	47 ± 9	15 ± 10	15 ± 7	15 ± 5
Tonböden	50 ± 15	8 ± 5	10 ± 5	35 ± 10

Der Begriff Bodenwasserhaushalt charakterisiert den Prozess der Wasserzufuhr und Wasserabfuhr in einem Boden in Abhängigkeit von der Zeit. Bodenwasser ist das Wasser, das während der Trocknung bei 105 °C aus dem Boden entweicht. Das Bodenwasser der ungesättigten Bodenzone gliedert sich in Kapillarwasser, Adsorptionswasser und Sickerwasser. Kapillarwasser wird durch die Bildung von Menisken an den Berührungspunkten der Mineralteilchen, Adsorptionswasser durch Adsorptionskräfte und osmotische Kräfte an den Oberflächen der Mineralteilchen gehalten. Kapillarwasser und

Adsorptionswasser bilden zusammen das Haftwasser, welches gegen die Schwerkraft gehalten wird. Sickerwasser wird durch die Schwerkraft in die Tiefe geleitet und dem Grundwasser zugeführt. Es kann auch als Stauwasser nahe der Oberfläche angereichert werden.

Das Bodenwasser wird infolge der Kapillar- und Adsorptionskräfte mit einer Stärke an die Matrix gebunden, die von der Größe der Poren abhängt. Der Unterdruck, der in Relation zum Atmosphärendruck aufzubringen ist, um dem Boden das Wasser wieder zu entziehen, wird als Saugspannung bezeichnet. Die Wasserspannung ist der Betrag der Saugspannung. Als Einheit dient der dekadische Logarithmus der Unterdruckhöhe, der sogenannte pF-Wert. Die pF-Kurve oder Wasserspannungskurve zeigt den Zusammenhang zwischen Wasserspannung und Bodenwassergehalt. Bei einem geringen Bodenwassergehalt ist die Wasserspannung groß. Das Wasser liegt dann als Haftwasser vor. Die Saugspannung wird in Hektopascal (hPa) bzw. Millibar (mbar) angegeben und kann Werte von 0 hPa bis -10^7 hPa annehmen (= Wasserspannung 0 bis 10^7 hPa). Der Wert 0 hPa entspricht $pF = -\infty$ und existiert im Bereich von Stau- und Grundwasser, -10^7 hPa bedeutet $pF = 7$ und ist in einem Boden anzutreffen, dem praktisch kein Wasser mehr entzogen werden kann. Der Wert -1 hPa entspricht $pF = 0$ und sagt aus, dass praktisch das gesamte Hohlraumvolumen des Bodens mit Wasser gefüllt ist (KUNTZE et al., 1994).

Verschiedene Kenngrößen sind für einen Boden als Speicher charakteristisch. Die Feldkapazität FK gibt an, welche Wassermenge ein Boden in ungestörter Lagerung mit freiem Wasserabzug maximal aufnehmen kann. Es handelt sich um die Wassermenge, die 2 bis 3 Tage nach eintretender Wassersättigung noch im Boden vorhanden ist. Diese Wassermenge wird bei einer Wasserspannung zwischen $pF = 1,8$ und $2,5$ in Volumenprozent Wassergehalt angegeben. Die Feldkapazität wird in trockenen Zeiten unterschritten, bei Staunässe überschritten. In Abhängigkeit von der Bodenart nimmt die Feldkapazität sehr unterschiedliche Werte an; bei den Mineralböden weist Sand die kleinste Feldkapazität auf, Ton die größte. Bei einer Wasserspannung $> 10^{4,2}$ hPa kann das Bodenwasser von den meisten Pflanzenwurzeln nicht mehr aufgenommen werden. Diese Grenze mit $pF = 4,2$ wird als Permanenter Welkepunkt PWP bezeichnet. Das jetzt noch vorhandene nicht pflanzenverfügbare Bodenwasser nennt man Totwasser. Die Differenz zwischen der Feldkapazität und dem Totwasser bzw. Permanentem Welkepunkt ist die nutzbare Feldkapazität nFK. Die nutzbare Feldkapazität stellt somit die pflanzenverfügbare Wassermenge zwischen $pF = 1,8$ bis $2,5$ und $pF = 4,2$ dar. Mit Hilfe der nutzbaren Feldkapazität lassen sich weitere wichtige Größen berechnen. Multipliziert man sie mit der effektiven Wurzeltiefe z_{We} , so erhält man die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraums nFK_{We} . Bei grundwassernahen Standorten steht den Pflanzen

auch die kapillar aus dem Grundwasser aufsteigende Wassermenge KR zur Verfügung. In diesem Fall muss das Kapillarwasser zur nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraums hinzuaddiert werden, um auf die pflanzenverfügbare Bodenwassermenge W_{Pfl} zu kommen. Dieser Wert ist eine der wichtigsten bodenhydrologischen Größen, mit deren Hilfe an einem Standort die Wasserhaushaltskomponenten bewertet werden können (DVWK, 1996).

Die Größe des dränenden Grobporenraumes bei $pF < 1,8$ wird durch die Luftkapazität LK angegeben. Das der Schwerkraft folgende Wasser ist für Pflanzen nicht mehr verfügbar. Die Speichergrößen FK, PWP, nFK, und LK werden i. Allg. als Wasserhöhe in mm angegeben. Abb. 5.2 zeigt diese Kennwerte mittels der pF-Kurven unterschiedlicher Bodenarten. Der Wassergehalt ist in Volumenprozent angegeben.

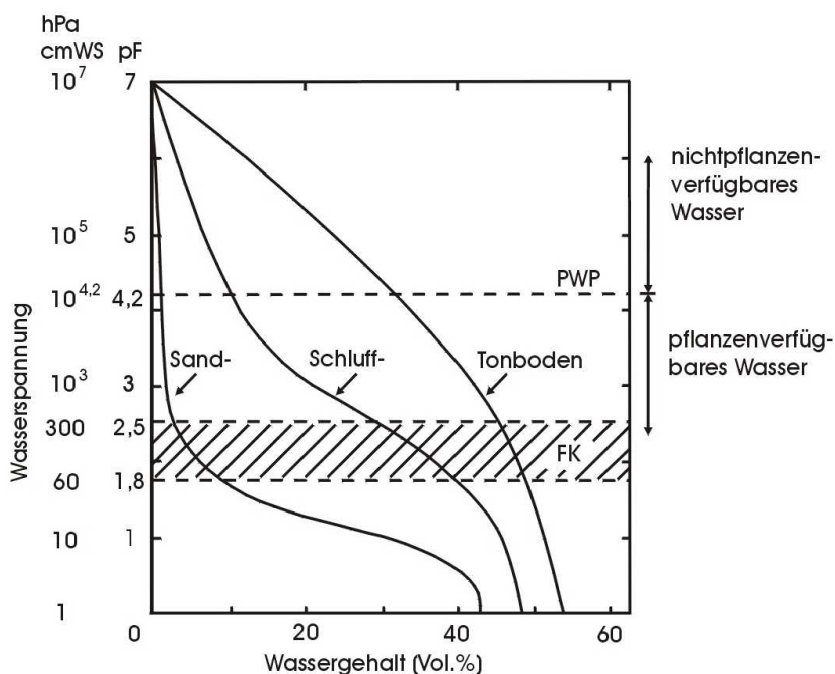


Abb. 5.2: Beziehung zwischen Wasserspannung und Wassergehalt verschiedener Mineralböden mit Angabe der Speichergrößen eines Bodens (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1998)

Die Bewegungsvorgänge des Bodenwassers können mit Hilfe der verschiedenen Potentiale integriert betrachtet werden. Unter einem Potential versteht man die als Energiezustand gespeicherte Arbeitsfähigkeit. Das hydraulische Potential ψ_H des Bodenwassers kennzeichnet die Arbeit, die erforderlich ist, um eine Einheitsmenge Wasser von einem bestimmten Punkt eines Kraftfeldes zu einer Bezugsebene zu transportieren (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1998). Indessen bewegt sich das Wasser immer in Richtung des Gradienten vom höheren zum niedrigeren Potential, weil dabei Energie freigesetzt wird. Das Matrixpotential ψ_m ist von den Adsorptions- und Kapillarkräften der Bodenmaterie abhängig, das Gravitationspotential ψ_z entspricht der zu leistenden Arbeit, die notwendig ist, um eine bestimmte Wassermenge von einem

Bezugsniveau auf eine bestimmte Höhe anzuheben. Das osmotische Potential ψ_o ist lediglich für salzhaltige Böden von Bedeutung. Das Gaspotential ψ_g sowie das piezometrische Potential ψ_h werden nur berücksichtigt, wenn der Luftdruck im Boden nicht dem Atmosphärendruck an der Bodenoberfläche entspricht oder der zu betrachtende Punkt unter der Grundwasseroberfläche liegt (DISSE, 1995). Das hydraulische Potential ist definiert als:

$$\psi_H = \psi_m + \psi_z + \psi_o + \psi_g + \psi_h$$

Indem das Bezugsniveau auf die Höhe des Grundwasserspiegels gelegt wird, erhält das Gravitationspotential in der ungesättigten Bodenzone immer ein positives Vorzeichen:

$$\psi_z = m \cdot g \cdot z$$

m ist die Masse des Wassers in kg, g die Erdbeschleunigung in m/s^2 und z die Höhe über dem Bezugsniveau in m. Das Gravitationspotential erhält somit von der freien Grundwasseroberfläche nach oben gerichtet zunehmende Beträge. Das Matrixpotential entspricht einem negativen hydrostatischen Druck und hat somit immer ein negatives Vorzeichen. Es kann als Saugspannung über Tensiometer erfasst werden und charakterisiert die matrixabhängige Stärke der Wasserbindung im Boden. Seine Einheit ist cm Wassersäule (cmWS) oder mbar bzw. hPa Unterdruck. Das Matrixpotential wird im gesättigten Bereich unter einer freien Wasseroberfläche vom piezometrischen Potential vertreten, das stets positiv ist (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1998).

In einem trockenen Boden mit freiem Grundwasserspiegel steigt unter Vernachlässigung des Gaspotentials und osmotischen Potentials solange Wasser auf, bis es zwischen den Adsorptions- und Kapillarkräften einerseits und der Gravitation andererseits zur Einstellung eines Gleichgewichtszustandes kommt. In sämtlichen Punkten im Boden über der Grundwasseroberfläche sind dann Gravitationspotential und Matrixpotential betragsmäßig gleich, das hydraulische Potential hat den Wert Null. Bei entsprechenden Niederschlagsereignissen kommt es zur Störung des Gleichgewichts; die Saugspannung im Boden wird herabgesetzt und das hydraulische Potential wird positiv; die Wasserbewegung ist nach unten gerichtet. Bei Verdunstungsvorgängen nimmt die

Saugspannung wieder größere Werte an; es resultiert eine Wasserbewegung nach oben. Das hydraulische Potential ist negativ (DISSE, 1995) (Abb. 5.3).

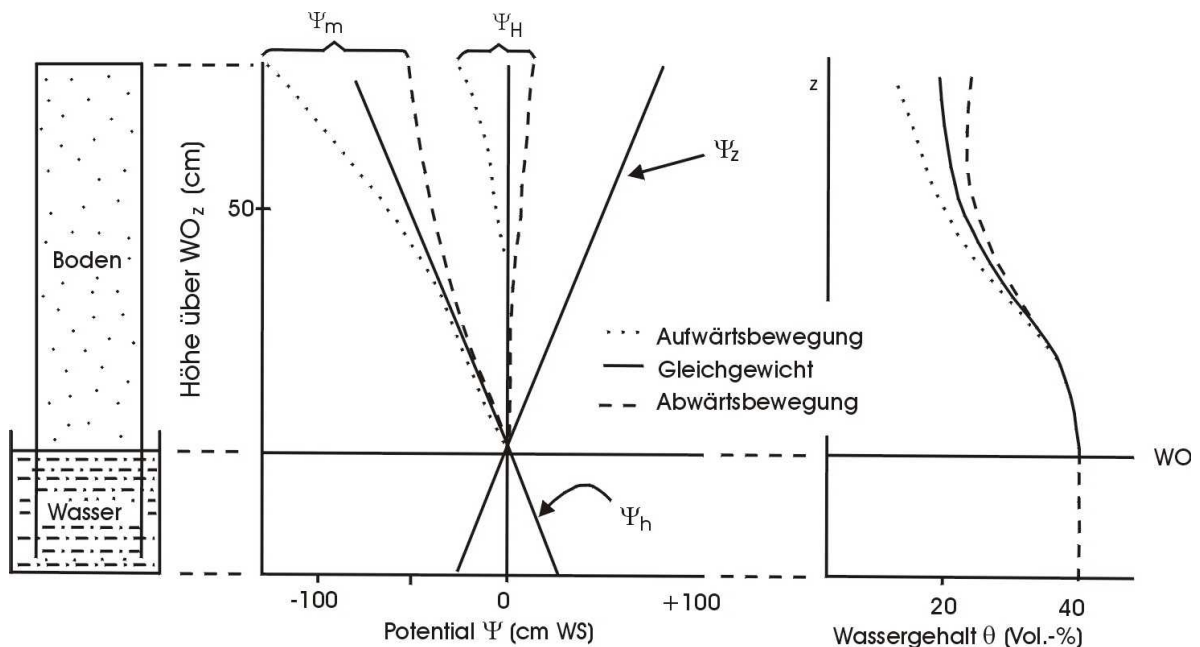


Abb. 5.3: Hydraulisches Potential Ψ_H , Matrixpotential Ψ_m , Gravitationspotential Ψ_z , piezometrisches Potential Ψ_h und Wassergehalt in einer homogenen Bodensäule im Gleichgewicht, bei Versickerung (Abwärtsbewegung) und kapillarem Aufstieg (Aufwärtsbewegung) (WO = Wasseroberfläche) (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1998)

In der Natur kommt es nur selten in der gesamten Bodensäule zu einem Gleichgewichtszustand. Die hydraulische Leitfähigkeit fällt bei der Austrocknung eines Bodens exponentiell ab. Während der hydraulische Potentialgradient in niederschlagsarmen Zeiten im oberen Bodenbereich nach unten gerichtet ist, ohne dass zum Ausgleich des entstandenen Potentialgefälles ausreichend Wasser infolge kapillaren Aufstiegs nachgeliefert wird, kann sich die Richtung des Gradienten mit zunehmender Tiefe umkehren. Es kommt in der Ebene, in der der hydraulische Potentialgradient den Wert Null besitzt, zur Bildung einer unterirdischen Wasserscheide. Oberhalb der Wasserscheide kommt es bei Variationen der Bodenfeuchte zur Verdunstung, unterhalb zur Versickerung (DISSE, 1995).

5.1.1.5 Grundwasserneubildung

Die Grundwasserneubildung (G) beschreibt den Zugang von infiltriertem Wasser durch den Sickerraum zum Grundwasser. Die Infiltration ist als Zugang von Wasser in die

Erdrinde definiert (DIN 4049, 1994). Die Grundwasserneubildung findet an der Oberfläche des oberflächennahen Grundwasserkörpers statt; die Speisung von tieferen Stockwerken wird als Zusickerung bezeichnet. Im humiden Klima kommt dem Niederschlag bei der Grundwasserneubildung die entscheidende Rolle zu, Beregnung oder das Abfließen von Fluss- oder Seewasser in das Grundwasser (Uferfiltrat) können allerdings auch einen mehr oder minder starken Einfluss nehmen. Im mitteleuropäischen Raum ist während der Vegetationsperiode der Entzug von Bodenwasser durch die Evapotranspiration größer als der angebotene Niederschlag. Somit kann in diesem Zeitraum nur bei besonderen Starkregenereignissen Wasser zur Grundwasserneubildung beitragen. Im Winter dagegen dominiert der Niederschlag, womit dieser Zeitraum die eigentliche Entstehungsperiode des Grundwassers darstellt (DYCK & PESCHKE, 1995).

Sind die lateralen Abflusskomponenten des Oberflächen- und Zwischenabflusses vernachlässigbar, was z. B. für die freien Grundwasserkörper der Ostfriesischen Inseln gilt, so ist:

$$G = N - ETa$$

Die Untersuchung der Grundwasserneubildung stellt eine der zentralen Aufgaben der Hydrogeologie dar, wobei es darum geht, die erschließbaren Grundwassermengen zu erkunden (HÖLTING, 1996).

5.2 Erfassung der potentiellen Evapotranspiration

Abhängig von den örtlichen Verhältnissen, den Ansprüchen an die Genauigkeit, also der zeitlichen und regionalen Auflösung, kommen verschiedene Methoden zur Verdunstungsermittlung zum Einsatz. Es existieren empirisch gewonnene praktikable Formeln, in die wenige meteorologische Daten eingehen, sowie komplexe, physikalisch abgeleitete Verfahren, die viele Parameter berücksichtigen. Die verschiedenen Methoden bringen z. T. deutlich differierende Ergebnisse. Der aus Klimadaten berechnete Wert der potentiellen Evapotranspiration ET_p stellt einen Näherungswert für die maximale Verdunstung bewachsener Landflächen dar. In Perioden starker Regenfälle und einer damit verbundenen hohen Bodenfeuchte, ist die ET_p mit der realen Evapotranspiration ET_a identisch. Bei Austrocknung des Bodens unter einen Schwellenwert liegt die ET_p über der ET_a . Die meisten Methoden beziehen sich auf eine niedrige Grasfläche, die das ganze Jahr als vorhanden angenommen wird. Landwirtschaftliche Flächen, die sich durch Fruchtfolge und Brache auszeichnen, werden mit bestimmten Bestandskoeffizienten berücksichtigt. Die größte Relevanz kommt der ET_p bei der Berechnung der realen Verdunstung und der Wasserbilanz zu (DVWK, 1996).

Aus der großen Zahl von Verfahren zur Berechnung der ET_p wurden vier Methoden ausgewählt:

- Verfahren nach HAUDE (1955)
- Verfahren nach TURC-IVANOV (1961)
- Verfahren nach PENMAN (1956)
- Verfahren nach TURC-WENDLING (1991)

Die später beschriebene Gras-Referenz-Verdunstung (ALLEN et al., 1994) ist keine potentielle Evapotranspiration im eigentlichen Sinne. Sie wird als FAO-Standard (Ernährungs- und Landwirtschaftsorganisation der Vereinten Nationen) empfohlen und stellt eine internationale Norm zur weltweit einheitlichen Berechnung von Tages- und Monatswerten dar (DVWK, 1996).

5.2.1 Verfahren nach HAUDE

Das Verfahren nach HAUDE (1955) wird zur Berechnung von Monatssummen der ETp eingesetzt:

Gl. 5.1

$$ETp_{HAUDE} = f \cdot (e_s(T) - e)_{14:30} \leq 7 \text{ mm/d}$$

mit f HAUDE-Faktoren für die einzelnen Monate [mm/hPa]
 $(e_s(T) - e)_{14:30}$ Sättigungsdefizit der Luft mit Wasserdampf zum Mittagstermin 14:30 Uhr [hPa]

Die empirisch gewonnenen Faktoren f lassen Wassermangel unberücksichtigt, da sie für einen Boden mit einem hohen Grundwasserspiegel gelten. Sie sind auf einen niedrigen Grasbewuchs bezogen (Tab. 5.2).

Tab. 5.2: HAUDE-Faktoren f zur Berechnung der möglichen Verdunstung von Gras, f_T für mittlere Tageswerte und f_M für Monatssummen (DVWK, 1996)

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
f_T	0,22	0,22	0,22	0,29	0,29	0,28	0,26	0,25	0,23	0,22	0,22	0,22
f_M	6,82	6,22	6,82	8,70	8,99	8,40	8,06	7,75	6,90	6,82	6,60	6,82

Das Sättigungsdefizit $(e_s(T) - e)$ errechnet sich aus der Temperatur- und Feuchtemessung der Luft zum Mittagstermin (14:30 Uhr), also zum Maximum der täglichen Temperaturkurve:

Gl. 5.2

$$e_s(T) - e_{14:30} = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,48 \cdot T}{237+T}} \cdot \left(1 - \frac{U}{100}\right)$$

mit $e_s(T)$ Sättigungsdampfdruck über Wasser um 14:30 Uhr [hPa]
 e Dampfdruck der Luft um 14:30 Uhr [hPa]
 T Temperatur der Luft um 14:30 Uhr [°C]
 U relative Luftfeuchte um 14:30 Uhr [%]

Die Tagessummen der ET_p werden mit Hilfe der Sättigungsdefizite der Einzeltage und den entsprechenden Faktoren f_T errechnet und über den Monat summiert. Es können sich dabei Werte von $ET_p > 7$ mm/d ergeben, was aus energetischen Gründen nicht möglich ist. Solche Werte werden auf 7 mm/d herabgesetzt (Gl. 5.1). Die Faktoren f_M aus Tabelle 5.2 kommen zum Einsatz, wenn die Werte des Sättigungsdefizits zum Mittagstermin als Monatsmittel vorliegen. Es resultieren ET_p HAUDE-Werte in mm/Monat.

Für die Betrachtung der ET_p einzelner Tage liefert das HAUDE-Verfahren zu ungenaue Ergebnisse. Mit den Monatssummen, Jahressummen und langjährigen Mittelwerten lassen sich aber im Allgemeinen recht verlässliche Aussagen über den Wasserhaushalt machen. Die Ergebnisse des HAUDE-Verfahrens bilden die Grundlage verschiedener Methoden zur Berechnung der realen Evaporation ET_a .

5.2.2 Verfahren nach TURC-IVANOV

Ursprünglich wurde das Verfahren nach TURC (1961) für Frankreich und Nordafrika entwickelt. Tageswerte der Verdunstungshöhe in mm berechnen sich nach:

Gl. 5.3

$$ET_{p_{TURC}} = 0,0031 \cdot C \cdot (R_G + 209) \cdot \frac{T}{T + 15}$$

$$\text{und } C = 1 + \frac{50 - U}{70} \text{ bei } U < 50 \% \text{ und } C = 1 \text{ bei } U \geq 50 \%$$

$$\text{es gilt } ET_{p_{TURC}} = 0,1 \text{ mm/d bei } ET_{p_{TURC}} < 0,1 \text{ mm/d}$$

mit R_G Tagessumme der Globalstrahlung [J/cm^2]
 T Tagesmittel der Lufttemperatur [$^{\circ}C$]
 U Tagesmittel der relativen Luftfeuchte [%]

Liegt die Globalstrahlung nicht als Messwert vor, kann sie über eine Schätzbeziehung aus der registrierten Sonnenscheindauer berechnet werden:

Gl. 5.4

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

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

Die astronomisch mögliche Sonnenscheindauer S_0 wird wie folgt berechnet:

Gl. 5.5

$$S_0 = 12,3 + \sin \zeta \cdot \left(4,3 + \frac{\varphi - 51,0}{6} \right)$$

$$\text{mit } \zeta = 0,0172 \cdot JT - 1,39$$

mit φ geographische Breite
 JT Datum in fortlaufender Tageszählung

Die TURC-Formel ist nur für positive Werte gültig. Aus diesem Grund wurde sie durch die modifizierte IVANOV-Formel ergänzt (WENDLING & MÜLLER, 1984). In den Monaten November bis Februar gilt für die Berechnung von Monatssummen der ETp in mm:

Gl. 5.6

$$ETp_{IVANOV} = 0,0011 \cdot (T + 25)^2 \cdot (100 - U)$$

mit T Tagesmittel der Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$]
 U Tagesmittel der relativen Luftfeuchte [%]

Wird das TURC-IVANOV-Verfahren auf deutsche Klimaverhältnisse bezogen, müssen die ermittelten Werte mit dem Faktor 1,1 korrigiert werden.

5.2.3 Verfahren nach PENMAN

Das Verfahren nach PENMAN (1956) berücksichtigt alle wesentlichen meteorologischen Faktoren der Verdunstung.

Gl. 5.7

$$ETp_{PENMAN} = g(T) \cdot \left(\frac{0,60 \cdot R_G}{L} + 0,66 \cdot (1 + 1,08 \cdot v_2) \cdot \left(1 - \frac{U}{100} \right) \cdot S_R \right)$$

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

- mit
- R_G Tagessumme der Globalstrahlung [J/cm^2]
 - L spezielle Verdunstungswärme [$(\text{J}/\text{cm}^2)/(\text{mm})$]
 - v_2 Tagesmittel der Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m/s]
 - U Tagesmittel der relativen Luftfeuchte [%]
 - S_R Verhältnis der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer zu der bei Tag- und Nachtgleiche ($=S_0/12$)
 - T Tagesmittel der Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$]

Im Vergleich zur klassischen PENMAN-Beziehung wird in der etwas vereinfachten Gleichung 5.7 die Temperaturfunktion $s/s+\gamma$ mit der Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve s [hPa/K] und der Psychrometerkonstante γ [hPa/K] durch die Näherungsformel $g(T) = 2,3 \cdot (T+22/T+123)$ ersetzt. Die Parameter Globalstrahlung R_G , Temperatur T , Windgeschwindigkeit v_2 und relative Luftfeuchte U sind Messwerte.

Unter der speziellen Verdunstungswärme L versteht man die Strahlungsenergie, die zur Verdunstung von $1 \text{ kg}/\text{m}^2$ Wasser in einer bestimmten Zeitspanne verbraucht wird, bzw. die der Verdunstungshöhe von 1 mm äquivalent ist. Die spezielle Verdunstungswärme berechnet sich mit:

Gl. 5.8

$$L = (28,9 - 0,028 \cdot T)$$

Zur Bestimmung von S_R sind nur die Tageswerte der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer S_0 erforderlich.

Mit Gleichung 5.7 lassen sich Tageswerte ermitteln, die summiert zu Monats- und Jahreswerten führen. Stehen Eingangsgrößen in sehr kurzen Zeitschritten zur Verfügung, können mit einer leicht abgewandelten Formel auch ETp-Werte für sehr kurze Zeiträume, wie z. B. Viertelstunden berechnet werden (DVWK, 1996).

5.2.4 Verfahren nach TURC-WENDLING

Das Verfahren nach TURC-WENDLING (WENDLING et al., 1991) stellt eine einfach zu verwendende Beziehung dar, mit der Tages- oder Monatswerte der ETp berechnet werden können:

Gl. 5.9

$$ETp_{TU-WE} = \frac{(R_G + 93 \cdot f_K) \cdot (T + 22)}{150 \cdot (T + 123)}$$

- mit R_G Tagessumme der Globalstrahlung [J/cm^2]
 f_K Küstenfaktor, im Küstenbereich von 50 km Breite als Mittelwert
 $f_K = 0,6$ und sonst $f_K = 1,0$
 T Tagesmittel der Lufttemperatur [$^{\circ}C$]

Hier kann der Küsteneinfluss durch den Faktor f_K berücksichtigt werden.

5.2.5 Gras-Referenz-Verdunstung

Die Gras-Referenz-Verdunstung ET_0 (1994) gilt für einen über das gesamte Jahr einheitlichen Grasbestand von 0,12 m Höhe. Wasserstress wird nicht berücksichtigt:

Gl. 5.10

$$ET_0 = g(T, v) \cdot \left(\frac{R_n}{L} + f(T) \cdot t \cdot v_2 \left(1 - \frac{U}{100} \right) \right)$$

$$\text{und } f(T) = \frac{e_s(T)}{s} \cdot \frac{\gamma \cdot 3,75}{T + 273}$$

$$\text{und } g(T, v) = \frac{s}{s + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot v_2)}$$

mit	R_n	Strahlungsbilanz (Nettostrahlung) [J/cm ²]
	L	spezielle Verdunstungswärme [(J/cm ²)/mm]
	t	Zeit [h]
	v_2	Tagesmittel der Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m/s]
	U	Tagesmittel der relativen Luftfeuchte [%]
	$e_s(T)$	Sättigungsdampfdruck [hPa]
	s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa/K]
	γ	Psychrometerkonstante [hPa/K]
	T	Tagesmittel der Lufttemperatur [°C]

$f(T)$ und $g(T, v)$ stellen annähernd lineare dimensionslose Temperaturfunktionen dar.

Die Nettostrahlung R_n berechnet sich wie folgt:

Gl. 5.11

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot R_G - \sigma \cdot T_{abs}^4 \cdot \left(0,1 + 0,9 \cdot \frac{S}{S_0}\right) \cdot (0,34 - 0,044 \cdot \sqrt{e})$$

mit	α	Albedo (bei Gras ist $\alpha = 0,23$)
	R_G	Tagessumme der Globalstrahlung [J/cm ²]
	σ	Stefan-Boltzmann-Konstante [J/(cm ² ·K ⁴)]
	T_{abs}	absolute Lufttemperatur [K]
	S	Sonnenscheindauer des Tages [h]
	S_0	Tageswert der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer [h]
	e	Dampfdruck [hPa]

Unter der Voraussetzung eines niedrigen Bewuchses ohne Wasserstress im Boden, entspricht die Gras-Referenz-Verdunstung der realen Evapotranspiration (DVWK, 1996). Sie ist unabhängig von Bodenart und Pflanzenentwicklung. Obwohl es sich bei der Gras-Referenz-Verdunstung definitionsgemäß nicht um eine potentielle Verdunstung handelt,

wird im folgenden Kapitel aus Vereinfachungszwecken bei den Ergebnissen der fünf Verfahren einheitlich von potentieller Evapotranspiration gesprochen.

5.2.6 Methodenvergleich

Die nach den verschiedenen Verfahren berechneten ETp-Werte werden im Folgenden einander gegenübergestellt. Grundlage aller Berechnungen sind die in Kapitel 3 beschriebenen Wetterdaten. Abbildung 5.4 zeigt die Resultate der auf den Langeooger Daten basierenden Berechnungen für die Jahre 2000 und 2001.

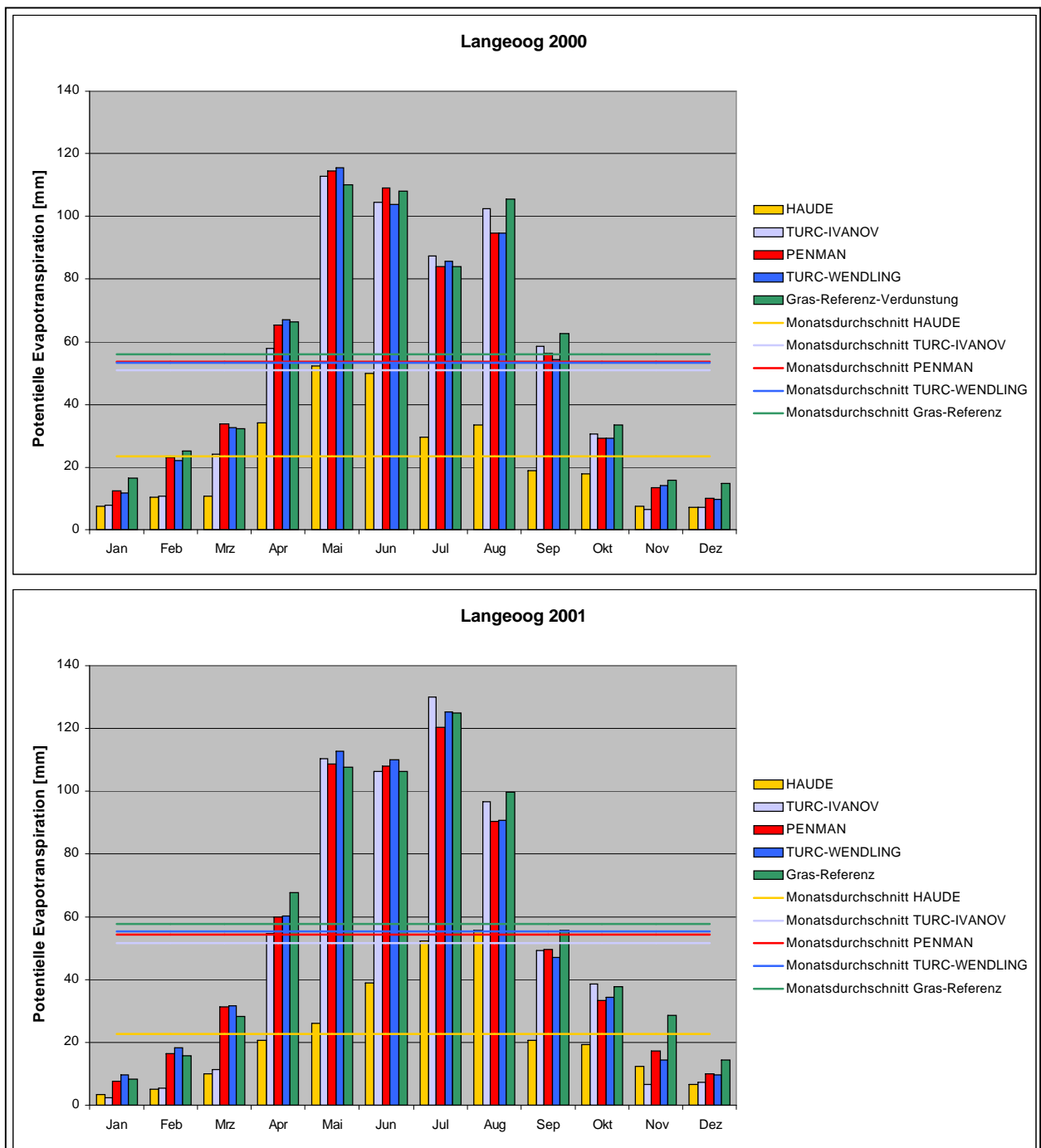


Abb. 5.4: Monatssummen der nach verschiedenen Verfahren berechneten potentiellen Evapotranspiration für die Jahre 2000 und 2001

Im Jahr 2001 kam es, wie bereits erwähnt, in den Monaten April und Mai zu einem Ausfall der Wetterstation Langeoog. Die fehlenden Daten dieses Zeitraums wurden zum Zweck einer besseren Vergleichbarkeit durch korrigierte Norderneyer Messwerte (Kap. 3.1.2.2) ersetzt, was sich natürlich auf die ETp-Jahressumme und die Monatsdurchschnittswerte auswirkt.

In Abbildung 5.5 sind die Werte des 13-jährigen Mittels (1989 bis 2001) dargestellt, die mit Hilfe der korrigierten, vom DWD gelieferten Daten der Klimastation Norderney berechnet wurden.

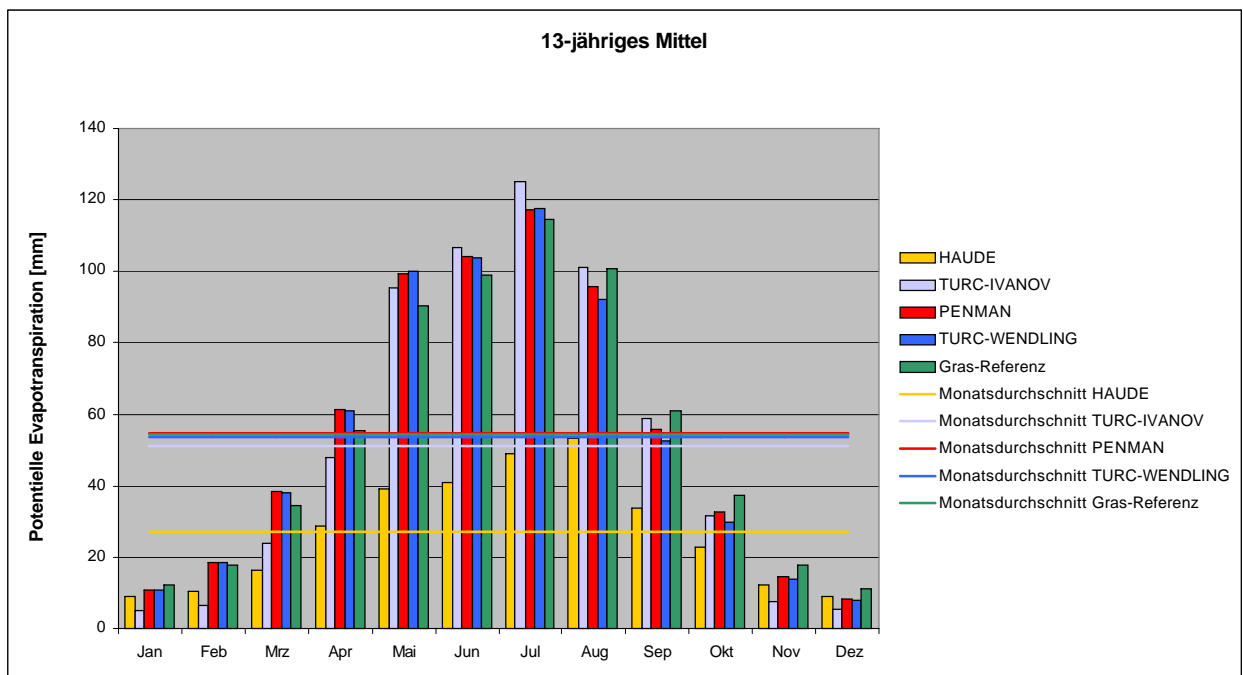


Abb. 5.5: Monatssummen der nach verschiedenen Verfahren berechneten potentiellen Evapotranspiration für das 13-jährige Mittel

Die Tabellen 5.3 bis 5.5 geben einen Überblick über einige wichtige Kennwerte. Sie beinhalten die Monatsdurchschnittswerte, die größten und kleinsten Monatssummen, sowie die Jahressummen der potentiellen Evapotranspiration.

Tab. 5.3: Vergleich verschiedener Kennwerte der potentiellen Evapotranspiration, Jahr 2000

Verfahren	Monatsdurchschnitt [mm]	Maximum [mm]	Minimum [mm]	Jahressumme [mm]
HAUDE	23	52	7	279
TURC-IVANOV	51	113	7	610
PENMAN	54	115	10	646
TURC-WENDLING	53	116	10	641
Gras-Referenz	56	110	15	675

Tab. 5.4: Vergleich verschiedener Kennwerte der potentiellen Evapotranspiration, Jahr 2001

Verfahren	Monatsdurchschnitt [mm]	Maximum [mm]	Minimum [mm]	Jahressumme [mm]
HAUDE	23	56	3	271
TURC-IVANOV	52	130	3	619
PENMAN	54	121	8	653
TURC-WENDLING	55	125	10	664
Gras-Referenz	58	125	8	695

Tab. 5.5: Vergleich verschiedener Kennwerte der potentiellen Evapotranspiration, 13-jähriges Mittel

Verfahren	Monatsdurchschnitt [mm]	Maximum [mm]	Minimum [mm]	Jahressumme [mm]
HAUDE	27	53	9	328
TURC-IVANOV	51	125	5	615
PENMAN	55	117	8	656
TURC-WENDLING	54	117	8	646
Gras-Referenz	54	115	11	652

Die vorgestellten Verfahren führen aufgrund ihres zumeist empirischen Charakters und der unterschiedlichen Eingangsparameter zu differierenden Ergebnissen. Das Verfahren nach HAUDE liefert in den drei betrachteten Zeiträumen immer die mit Abstand kleinsten ETp-Jahressummen. Von den vier anderen Methoden erbringt das Verfahren nach TURC-IVANOV die geringsten ETp-Werte. PENMAN, TURC-WENDLING und die Gras-Referenz-Verdunstung liegen so dicht beieinander, dass hier keine Hierarchie aufgestellt werden kann. Auffallend sind die Unterschiede zwischen größter und kleinster ETp-Monatssumme. Nach HAUDE ergibt sich im Jahr 2000 eine Differenz von 45 mm und im Jahr 2001 von 53 mm. Nach TURC-IVANOV belaufen sich diese Werte auf 106 und 127 mm, nach PENMAN auf 105 und 113 mm, nach TURC-WENDLING auf 106 und 115 mm und nach der Gras-Referenz-Verdunstungs-Methode auf 95 und 117 mm. Die HAUDE-Werte zeigen somit die mit Abstand kleinste Amplitude.

In der Abbildung 5.6 sind die klimatischen Wasserbilanzen nach HAUDE für das Jahr 2000, das Jahr 2001 und das 13-jährige Mittel dargestellt. Die Abbildung 5.7 zeigt, stellvertretend für die übrigen Methoden, die klimatischen Wasserbilanzen für die gleichen Zeiträume nach PENMAN.

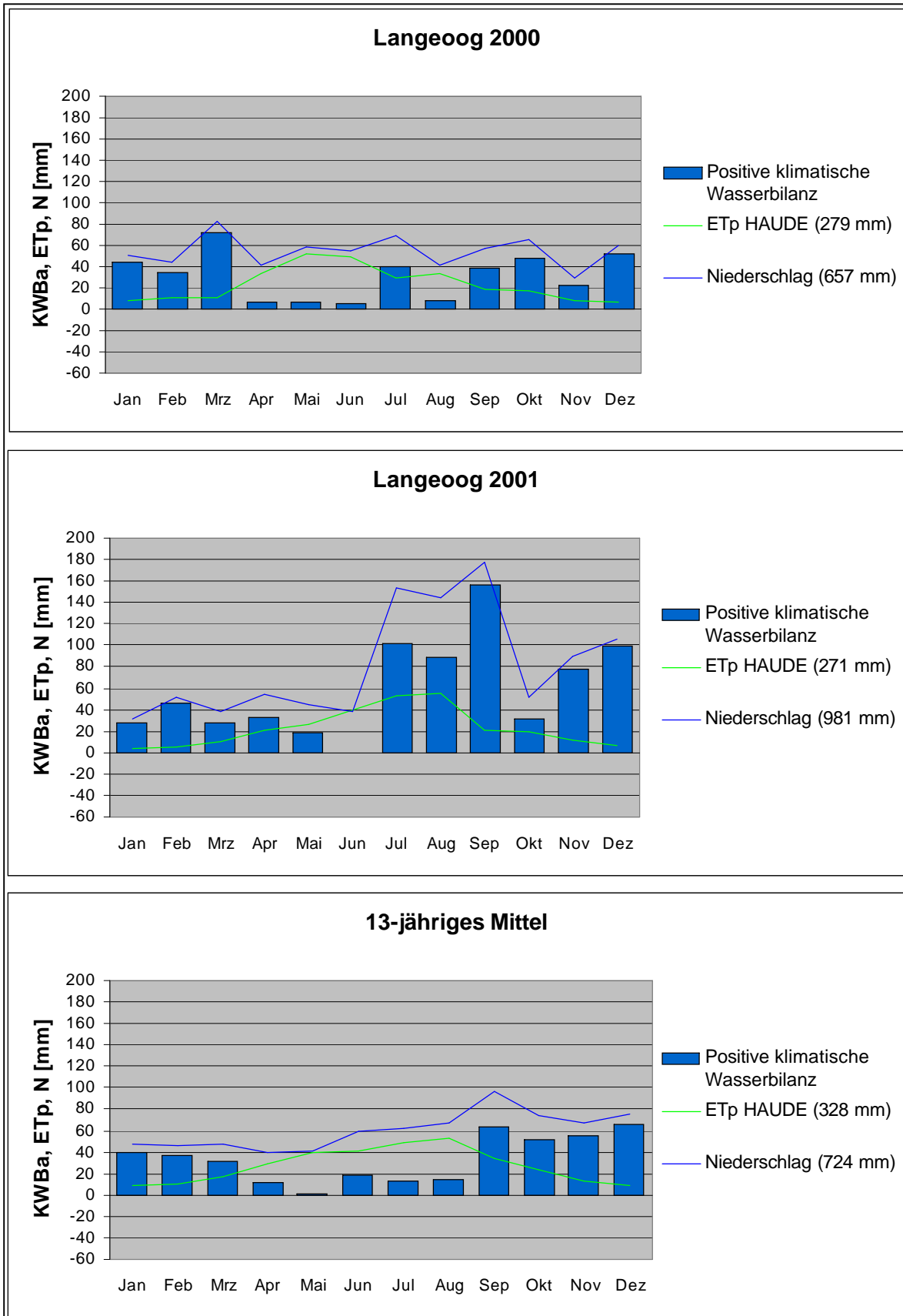


Abb. 5.6: Darstellung der monatlichen Niederschlagshöhen und ETp-Höhen nach HAUDE sowie der klimatischen Wasserbilanz für das Jahr 2000, 2001 und das 13-jährige Mittel

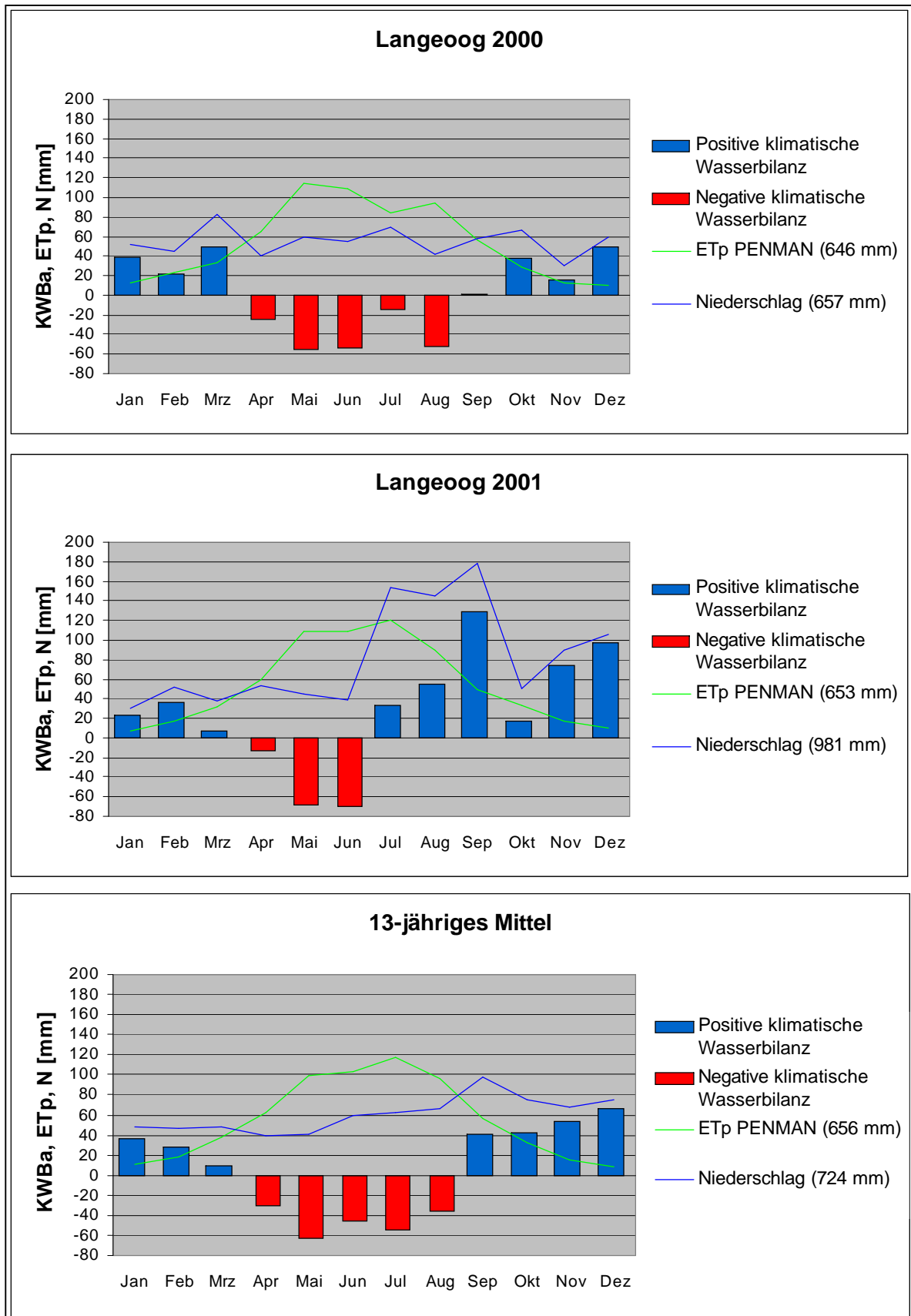


Abb. 5.7: Darstellung der monatlichen Niederschlagshöhen und ETp-Höhen nach PENMAN sowie der klimatischen Wasserbilanz für das Jahr 2000, 2001 und das 13-jährige Mittel

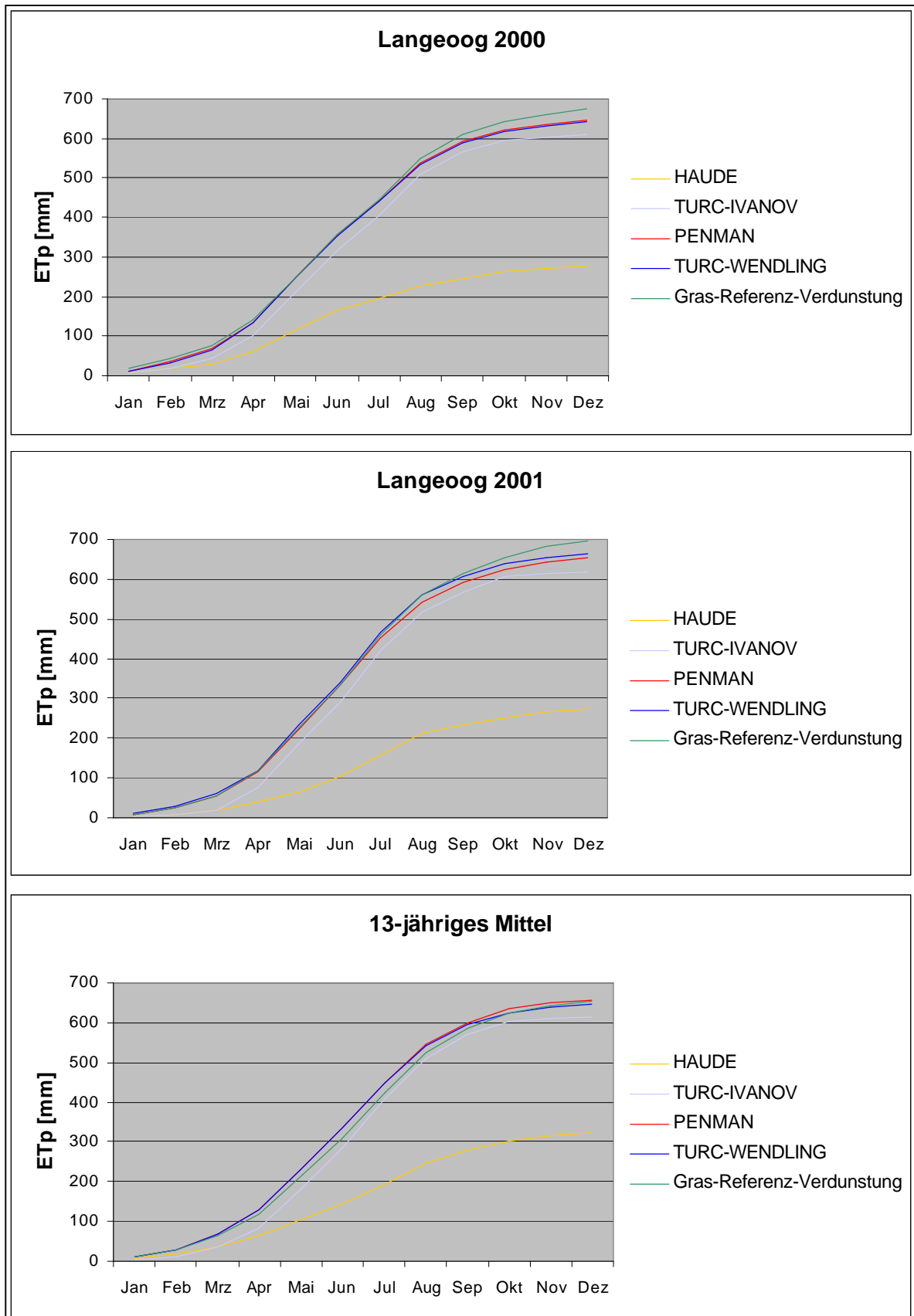


Abb. 5.8: Darstellung der kumulativen potentiellen Evapotranspiration, berechnet nach verschiedenen Verfahren für das Jahr 2000, 2001 und das 13-jährige Mittel

Bei HAUDE wird in keinem Monat das Niederschlagsdargebot von der potentiellen Evapotranspiration überschritten. Im Jahr 2000 erreicht sie 42 %, im Jahr 2001 28 % und im 13-jährigen Mittel 45 % des Niederschlags. Bei den PENMAN-Bilanzen sind ETP- und Niederschlagssumme des Jahres 2000 in etwa gleich groß. Im Jahr 2001 macht die potentielle Evapotranspiration 67 %, im 13-jährigen Mittel 91 % des Niederschlags aus. Im 13-jährigen Mittel kommt es in den Monaten April bis August zu einer negativen Wasserbilanz, das größte Wasserdefizit liegt im Monat Mai. In den übrigen Monaten kann potentiell Grundwasser neu gebildet werden; der Dezember zeigt den größten Wasserüberschuss. Das Jahr 2000 entspricht den mittleren Verhältnissen. Im Jahr 2001 ist aufgrund des hohen Niederschlagsangebots nur in den Monaten April bis Juni eine negative Wasserbilanz zu beobachten; das größte Defizit liegt im Mai. Die anderen Monate zeigen Wasserüberschuss mit einem Maximum im September.

In Abbildung 5.8 sind die Ergebnisse der Verdunstungsberechnungen aufsummiert dargestellt. Alle Summenkurven zeigen vergleichbare Tendenzen. Das Verfahren nach HAUDE fällt durch sehr kleine potentielle Verdunstungshöhen auf. Die anderen Methoden zeigen gute Übereinstimmungen, insbesondere PENMAN und TURC-WENDLING. Diese beiden Methoden werden auch vom DVWK (1996) empfohlen, weil sie im Vergleich mit Lysimeter-Messungen die Verdunstung bei unbegrenzt verfügbarem Wasser und einer niedrigen Grasbedeckung am besten wiedergaben.

5.3 Erfassung der realen Evapotranspiration und Grundwasserneubildung

5.3.1 Berechnung der realen Evapotranspiration und Grundwasserneubildung

Zur Berechnung der realen (tatsächlichen) Evapotranspiration ET_a stehen wiederum viele verschiedene Verfahren zur Verfügung. Die Methoden zur Ermittlung der potentiellen Evapotranspiration ET_p aus Kapitel 5.2 gehen z. T. als Grundlage in diese Berechnungen ein. Neben den meteorologischen Parametern spielen bei der Erfassung der ET_a auch pflanzenspezifische Faktoren eine Rolle. In Perioden ohne Wasserstress gilt $ET_a = ET_p$, in trockenen Zeitabschnitten $ET_a < ET_p$. Um die tatsächlichen Werte der Verdunstung zu erhalten, müssen bei Austrocknung des Bodens die berechneten ET_p -Werte reduziert werden. Dies geschieht unter Berücksichtigung der aktuellen Bodenfeuchte bzw. der Wasserverfügbarkeit im Boden. Die Zahl der Eingangsgrößen steigt mit der zeitlichen Auflösung der Berechnungsmethoden. Unterschiede in den Standortfaktoren, wie Boden, Vegetation und Niederschläge, müssen bei der Betrachtung heterogener Gebiete berücksichtigt werden. Die ET_a sollte für möglichst homogene Teilflächen berechnet und anschließend die Gebietsverdunstung bestimmt werden (DVWK, 1996).

Es wurden fünf Verfahren, die sich in der Praxis bewährt haben, ausgewählt:

- BAGROV-GLUGLA (1971)
- DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980)
- RENGER & WESSOLEK (1990)
- WENDLING (1984)
- GROSSMANN (1997)

Das Verfahren nach BAGROV-GLUGLA und die Methode von DÖRHÖFER & JOSOPAIT werden zur Berechnung langjähriger Mittelwerte der ET_a eingesetzt. Mit dem Verfahren nach RENGER & WESSOLEK lassen sich ET_a -Werte von Einzeljahren ermitteln. Bei der Berechnung der ET_a für aufeinanderfolgende Einzeltage kommt die Methode von WENDLING zum Einsatz. Weiterhin wurde die ET_a mit dem Verfahren nach GROSSMANN berechnet, das für Jahreswerte und langjährige Mittel hinreichend genaue Werte liefert.

5.3.1.1 Verfahren nach BAGROV-GLUGLA

Aus der ursprünglichen BAGROV-Gleichung lässt sich der Wert der ETa analytisch nicht ermitteln. Die Berechnung erfolgt über ein von GLUGLA & THIEMER (1971) entwickeltes Nomogramm. An Klimagrößen benötigt man die langjährigen Mittelwerte () der Niederschlags-Jahressummen, korrigiert auf das Bodenniveau P₀ und die ETp nach PENMAN oder TURC-IVANOV. Die TURC-IVANOV-Werte werden mit dem Korrekturfaktor 1,1 erhöht (Kap. 5.2.2). Es gilt:

$$\bar{P}_0 = 1,09 \cdot \bar{P} \quad [mm/a]$$

$$\text{und } \overline{ETp} = 1,1 \cdot \overline{ETp}_{TU-IV} \quad [mm/a]$$

$$\text{oder } \overline{ETp} = \overline{ETp}_{PENMAN} \quad [mm/a]$$

Von der Niederschlagshöhe wird der Oberflächenabfluss subtrahiert und es resultiert der effektive Niederschlag \bar{P}_{eff} . Ist der oberirdische Abfluss wie auf der Insel Langeoog zu vernachlässigen (MÜLLER & WOLFF, 1998), entfällt dieser Rechenschritt.

Der Effektivitätsparameter n berücksichtigt die Bodenart und die Vegetation. Er wurde aus zahllosen Untersuchungen an Lysimetern gewonnen. Angaben zum Effektivitätsparameter n für verschiedene Nutzungsarten auf unterschiedlichen Böden finden sich in Abbildung 5.9. Die Wasserverfügbarkeit für

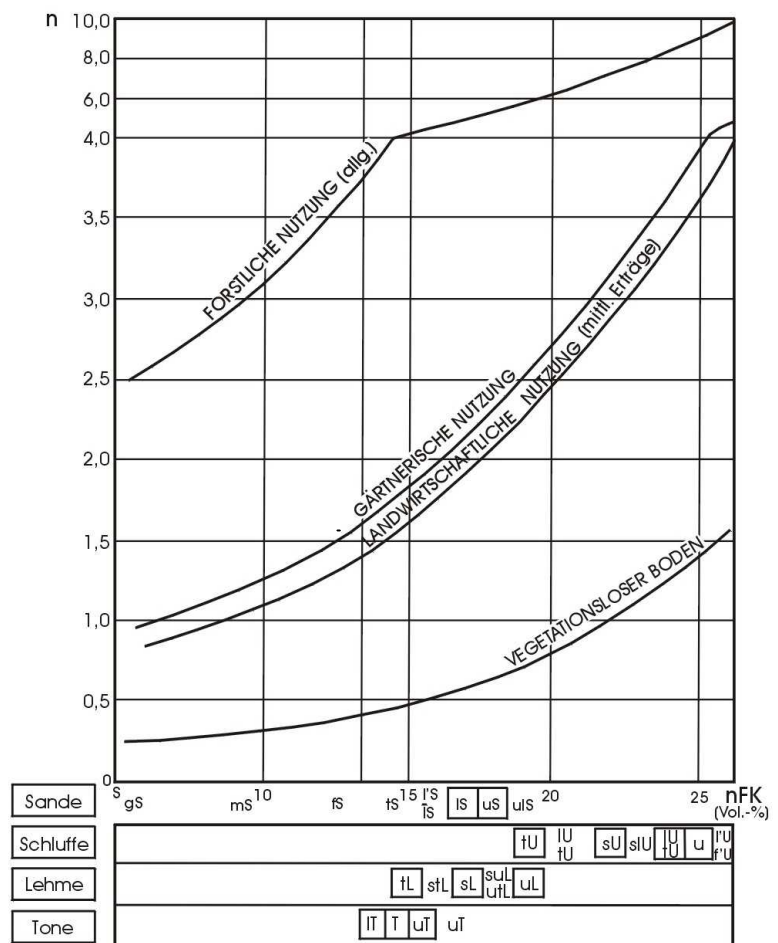


Abb. 5.9: Effektivitätsparameter n bei unterschiedlicher Bodennutzung (nach GLUGLA & KÖNIG, 1989, aus DVWK, 1996)

die Verdunstung nimmt mit steigendem Niederschlag und steigendem n zu. Das Verfahren nach BAGROV-GLUGLA gilt vorerst für Gebiete mit flurfernem Grundwasser, es kann aber auch in Gebieten mit flurnahem Grundwasser zur Anwendung kommen, wenn das Wasser aus kapillarem Aufstieg berücksichtigt wird; der Niederschlag wird dann um diese Wassermenge erhöht. Ein eventueller Grundwassereinfluss wird anhand von mittleren jährlichen Werten der effektiven Wurzeltiefe z_{We} , des Grundwasserstands z_G und der kapillaren Aufstiegshöhe z_A bestimmt. Werte für die mittlere jährliche effektive Wurzeltiefe z_{We} bei unterschiedlicher Landnutzung und Bodenart finden sich in Abbildung 5.10.

Die mittlere kapillare Aufstiegshöhe \bar{z}_A ist die Differenz aus dem mittleren jährlichen Grundwasserflurabstand \bar{z}_G und der mittleren effektiven Wurzeltiefe \bar{z}_{We} . Aus \bar{z}_A und der Bodenart lässt sich die kapillare Aufstiegsrate KR in mm/d aus Tabellen ablesen. KR gilt in der Wachstumsperiode an niederschlagslosen oder niederschlagsarmen (< 2 mm) Tagen. Unter mitteleuropäischen Verhältnissen gelten im Mittel folgende Werte für die Wachstumsperiode:

für Halmfrüchte	60 Tage
für Hackfrüchte	90 Tage
für Wald und Dauergrünland	120 Tage

Durch Multiplikation der täglichen kapillaren Aufstiegsrate mit der entsprechenden Zahl von Tagen, erhält man die mittlere jährliche Aufstiegsrate in mm/a. Der sich ergebende Wert darf die Summe der klimatischen Wasserbilanz in der Vegetationsperiode nicht überschreiten, die Niederschlagsjahressumme ist um diesen Wert zu erhöhen. Das Wasser aus kapillarem Aufstieg ist im

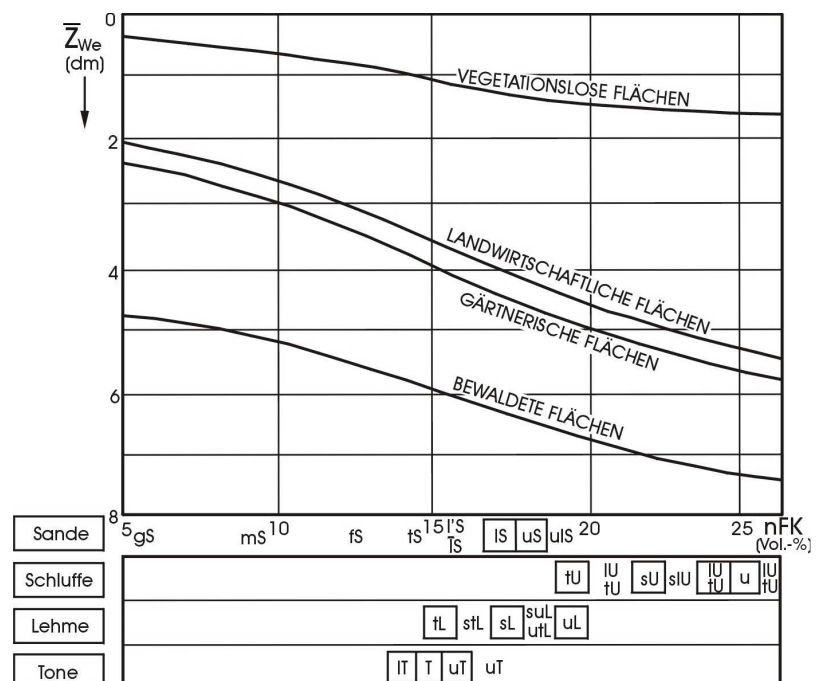


Abb. 5.10: Mittlere jährliche effektive Wurzeltiefe \bar{z}_{We} in Abhängigkeit von Bodenart bzw. nutzbarer Feldkapazität nFK [Vol.-%] (aus DVWK, 1996)

Sommer zum größten Teil verfügbar; der Effektivitätsparameter n muss erhöht werden.

für $KR < 1,5 \text{ mm/d}$ um 20 %

für $KR \geq 1,5 \text{ mm/d}$ um 50 %

Im nächsten Rechenschritt wird x berechnet:

$$x = (\bar{P}_0 + \overline{KR}) / \overline{ETp}$$

Abbildung 5.11 zeigt das zur Ermittlung der \overline{ETa} entwickelte Nomogramm. Für den Wert x und den zugehörigen Effektivitätsparameter n wird an der Ordinate der y -Wert abgelesen. y ist $\overline{ETa}/\overline{ETp}$. Durch Multiplikation von y und \overline{ETp} erhält man den Wert für die mittlere Jahresverdunstung \overline{ETa} .

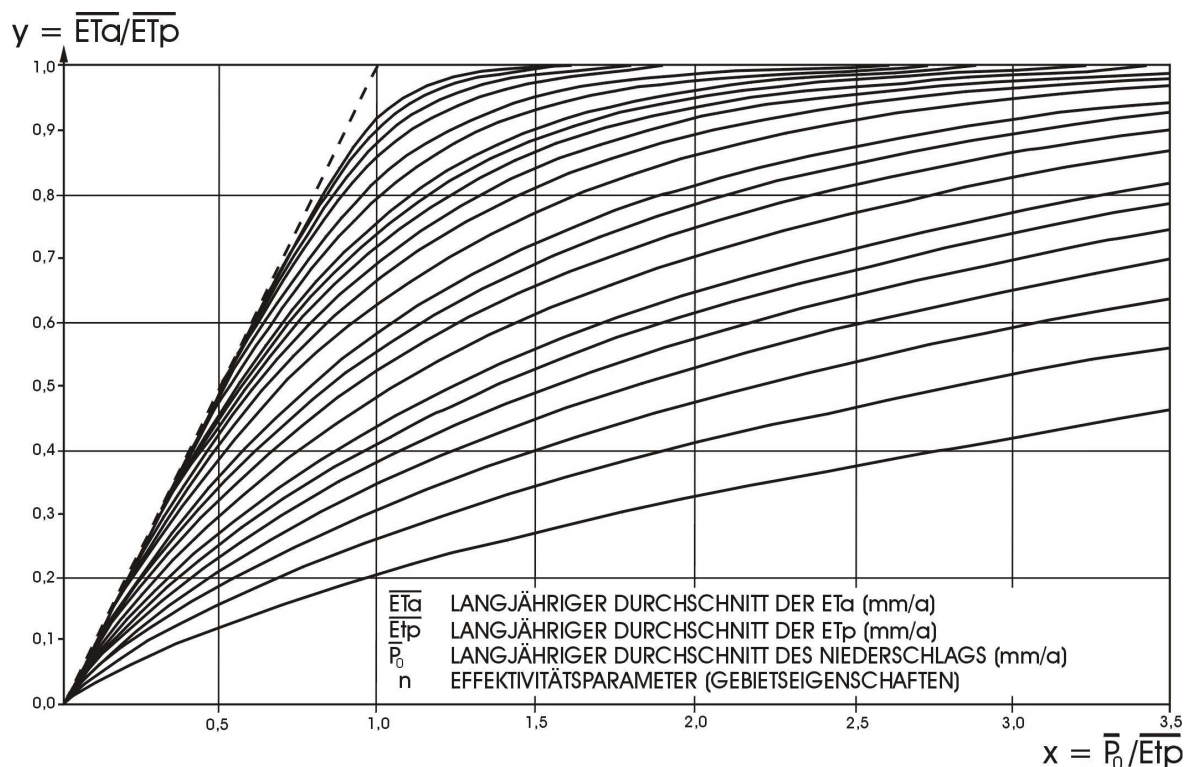


Abb. 5.11: Nomogramm zur Anwendung des BAGROV-GLUGLA-Verfahrens (nach GLUGLA & KÖNIG, 1989, aus DVWK, 1996)

Es existieren Werte für die mittleren monatlichen Anteile an der Jahressumme der Verdunstung, die aus Lysimeterdaten abgeleitet wurden. Mit ihrer Hilfe lassen sich ungefähre Angaben zu den mittleren Monatssummen der Verdunstung machen (Tab. 5.6).

Tab. 5.6: Zwei Beispiele für die mittleren monatlichen Anteile an der Jahressumme der Verdunstung in %, gültig für das Norddeutsche Tiefland (aus DVWK, 1996)

Vegetation / Bodenart	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Gras/Grünland flurfernes GW	2	3	5	9	14	17	15	14	9	7	3	2
Ackerland und Wald flurnahes GW	2	3	4	8	15	16	17	16	10	4	3	2

5.3.1.2 Verfahren nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT

Um die Grundwasserneubildungsrate für beliebige Teilgebiete, die Auswahl von Deponiestandorten und die Abgrenzung günstiger Einzugsgebiete für die Wassererschließung abschätzen zu können, entwickelten DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) ein Verfahren, bei dem eine dem Maßstab 1:200 000 genügende Genauigkeit angestrebt wurde. Die Methode ist sowohl im Lockergesteinsbereich, als auch im Festgesteinsbereich anwendbar und kam bisher vorwiegend in Niedersachsen zum Einsatz (MEYER & TESMER, 2000). Aus der Analyse langjähriger Niederschlags-, Lysimeter- und Abflussdaten erkannten DÖRHÖFER & JOSOPAIT einen direkten Zusammenhang zwischen steigender Niederschlagshöhe und Abflusshöhe unter der Voraussetzung von Niederschlagshöhen zwischen 600 und 1000 mm/a im humiden Klima. Die Verdunstungshöhe soll unabhängig von der Höhe der Niederschläge gleichbleibend sein. Aus diesem Grund gehen keine Niederschlagswerte in die Ermittlung der Evapotranspiration ein. Weiterhin wurde eine Beziehung zwischen Bodenart, Bewuchs und realer Evapotranspirationshöhe hergeleitet.

Den verschiedenen Bodenarten wurden Verdunstungswerte für Acker-/Grünland, Wald und vegetationslosen Boden zugeordnet. Der Bereich real vorkommender Verdunstungswerte wurde zur Vereinfachung zwischen 325 und 625 mm/a in 12 Evapotranspirationsstufen (ET-Stufen) von je 25 mm/a untergliedert (Abb. 5.12, linker Rand). Grundwassernahe Böden entsprechen den ET-Stufen 11 und 12 und stimmen in etwa mit Werten der ETp unseres Klimabereiches überein.

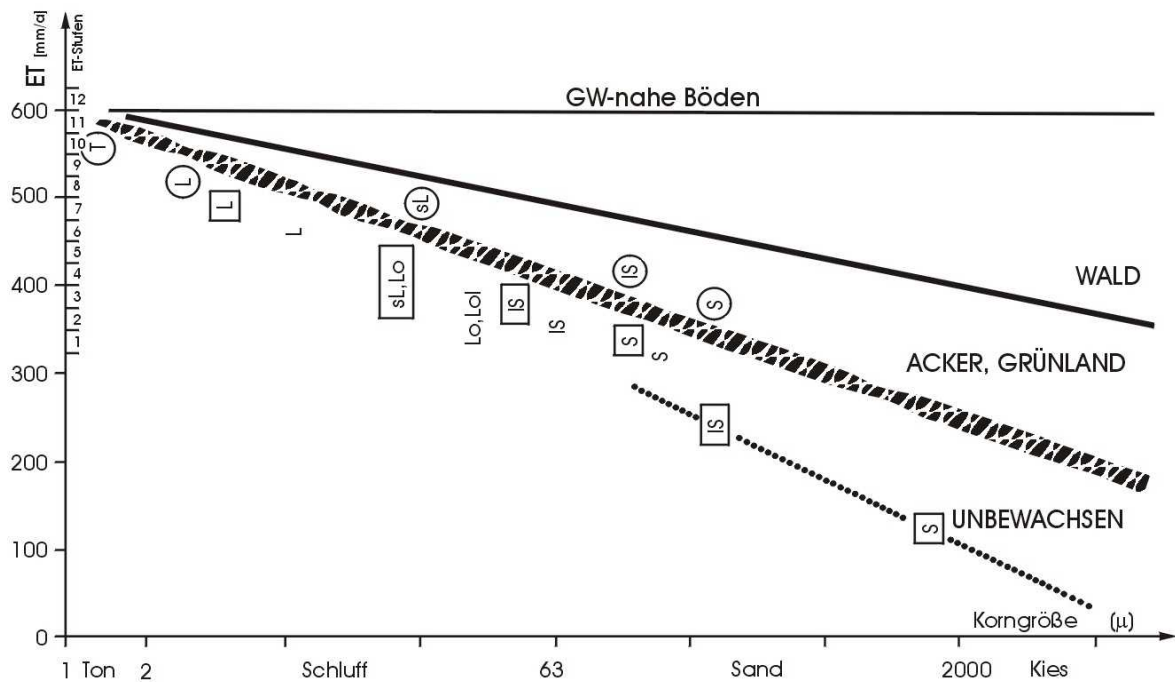


Abb. 5.12: Beziehung zwischen Verdunstung ET und Korngröße nach Lysimeterergebnissen (aus DÖRHÖFER & JOSOPAIT, 1980)

Zur Berücksichtigung des Direktabflusses werden die zu untersuchenden Teilflächen verschiedenen A/A_u -Stufen zugeordnet. Die A/A_u -Stufen geben Auskunft über das Verhältnis von Gesamtabfluss zu unterirdischem Abfluss und stellen ein Maß für die Reliefenergie bzw. den Grundwasserflurabstand dar. Grundwasserferne ebene Gebiete werden den A/A_u -Stufen 1 (ohne Direktabfluss) und 2 zugeordnet, wellige Gebiete den Stufen 2 und 3, flach bis mittelhängige Regionen der Stufe 3, mittel- bis steilhängige Flächen der Stufe 4 und Gebirgskämme der Stufe 5. Grundwassernahe Gebiete mit einem Flurabstand von $< 0,8$ m erhalten die A/A_u -Stufe 6, bei geringem Grundwassereinfluss mit Flurabständen zwischen 0,8 und 1,5 m werden die Stufen 4 oder 5 gewählt. (DÖRHÖFER & JOSOPAIT, 1980).

Jede Teilfläche ist somit durch eine ET -Stufe und eine A/A_u -Stufe gekennzeichnet. Die Ableitung der Grundwasserneubildungshöhe erfolgt unter Einbeziehung der ET -Stufe, der A/A_u -Stufe und der Höhe des korrigierten Niederschlags mit Hilfe eines transparenten Deckblatts (Abb. 5.13) und eines Diagramms (Abb. 5.14).

Auf der Abszisse des Diagramms sind die ET -Stufen aufgetragen. Das transparente Deckblatt wird so auf das Diagramm gelegt, dass die Abszissen zur Deckung kommen und der ET -Pfeil des Deckblattes auf die Mitte der für die jeweilige Teilfläche geltenden

ET-Stufe zeigt. Anschließend wird der Niederschlag der Teilfläche auf der Abszisse des Diagramms gesucht und von diesem Punkt aus eine Senkrechte zur Kenngerade der A/A_u -Stufe der Teilfläche gezogen. Die waagerechte Verbindung des Schnittpunkts mit der Ordinate ergibt die Grundwasserneubildungsrate G in mm/a der ausgewählten Teilfläche. Die Grundwasserneubildungsrate ist in Stufen von je 50 mm/a unterteilt. Man erhält also kein absolutes Ergebnis, sondern eine Spanne, innerhalb der sich die Grundwasserneubildungshöhe einer bestimmten Teilfläche bewegt.

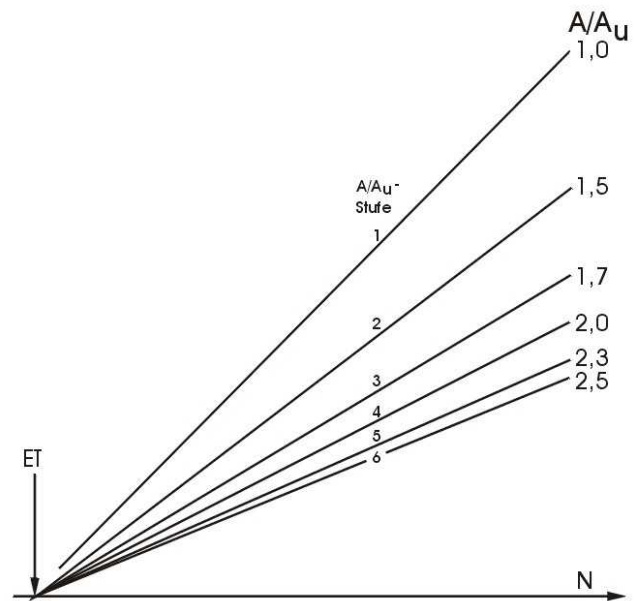


Abb 5.13: Deckblatt (im Original transparent) mit A/A_u -Kenngeraden zur Berücksichtigung des Direktabflusses (aus DÖRHÖFER & JOSOPAIT, 1980)

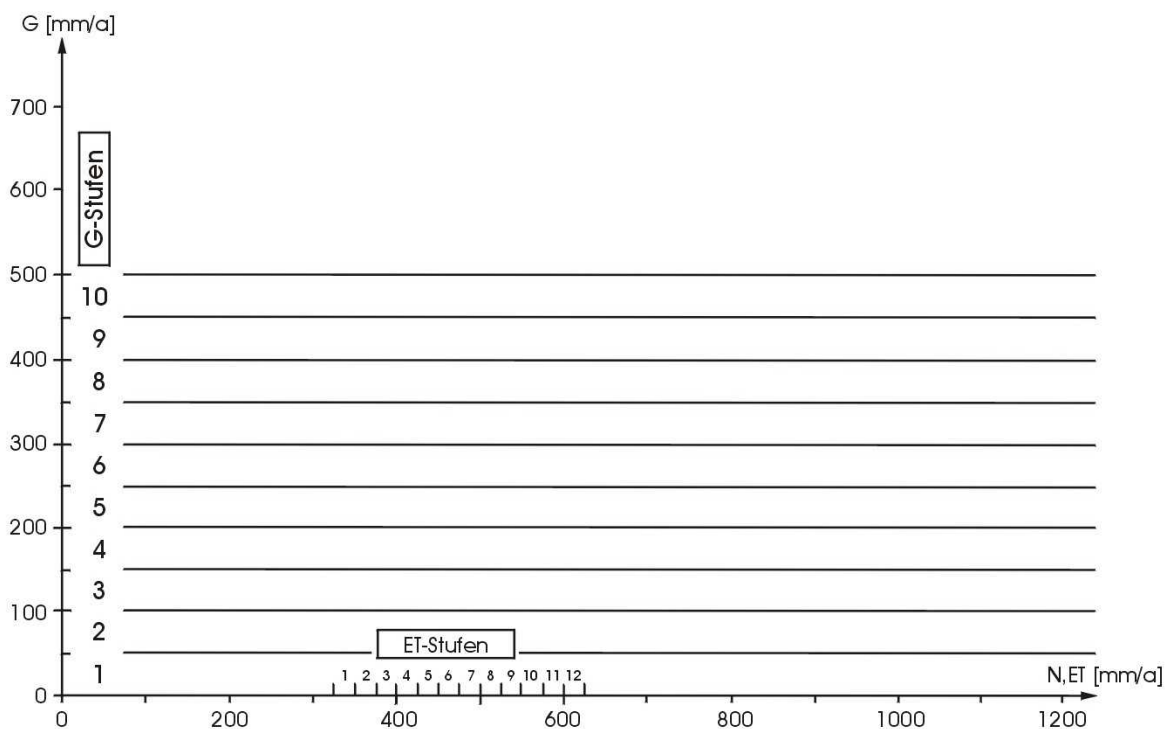


Abb. 5.14: Diagramm zur Ermittlung der Grundwasserneubildungsstufen (G-Stufen) (aus DÖRHÖFER & JOSOPAIT, 1980)

5.3.1.3 Verfahren nach RINGER & WESSOLEK

Das Verfahren nach RINGER & WESSOLEK (1990) dient der Berechnung der realen Verdunstung einzelner Jahre an ebenen Standorten auf Lockergestein ohne Berücksichtigung des oberirdischen Abflusses und des Zwischenabflusses. Die Differenz zwischen Niederschlag und ET_a entspricht der Grundwasserneubildung. Die Methode gilt unter der Annahme, dass der Boden im Frühling auf Feldkapazität aufgefüllt ist. Darum erfolgt die Berechnung der ET_a entsprechend dem Lysimeterjahr, als Summe von April bis März des Folgejahres. Es gilt:

Gl. 5.12

$$ET_a = a \cdot P_{So} + b \cdot P_{Wi} + c \cdot \log W_{Pfl} + d \cdot ETp + e$$

- mit P_{So} Sommerniederschlag [mm], Summe 1. April bis 30. September
 P_{Wi} Winterniederschlag [mm], Summe 1. Oktober bis 31. März des Folgejahres
 W_{Pfl} pflanzenverfügbare Wassermenge im Boden [mm]
 ETp potentielle Evapotranspiration nach HAUDE [mm], Summe 1. April bis 31. März des Folgejahres

Die pflanzenverfügbare Wassermenge im Boden W_{Pfl} ist aus der nutzbaren Feldkapazität im effektiven Wurzelraum nFK_{We} und dem kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser KR zusammengesetzt, es gilt $W_{Pfl} = nFK_{We} + KR$. Ist kein Grundwassereinfluss vorhanden, gilt $W_{Pfl} = nFK_{We}$. Die Konstanten a bis e sind abhängig von Klima und Standort (Tab. 5.7).

Tab. 5.7: Konstanten a bis e für verschiedene Arten der Bodennutzung unter norddeutschen Bedingungen (aus DVWK, 1996)

Bodennutzung	a	b	c	d	e
Ackerland	0,39	0,08	153	0,12	-109
Grünland	0,48	0,10	286	0,10	-330
Nadelwald	0,33	0,29	166	0,19	-127

Angaben über die nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum (nFK_{We}) können Bodenkarten entnommen oder aus der vorliegenden Bodenart, Lagerungsdichte und Nutzungsform bestimmt werden.

5.3.1.4 Verfahren nach WENDLING

Das Verfahren nach WENDLING (1984) wurde für agrarmeteorologische Beratungen entwickelt. Man erhält Tageswerte für die reale Evapotranspiration. Bei der Berechnung der ETa einer bewachsenen Fläche am Tag i wird der Bodenwasservorrat der effektiven Wurzelzone an diesem Tag berücksichtigt:

Gl. 5.13

$$ETa_i = P_i - (P_i - ETp_i) \cdot R_i$$

Dabei ist

Gl. 5.14

$$R_i = \frac{1 - \frac{PWP \cdot z_{We}}{W_i}}{1 - \frac{PWP \cdot z_{We}}{FK \cdot z_{We}}} + 0,1 \cdot \frac{\overline{ETp}}{ETp_i}$$

mit den durch Index gekennzeichneten täglichen Werten des Tages i :

- ETp_i potentielle Evapotranspiration nach Gleichung 5.9, multipliziert mit dem jeweiligen Bestandskoeffizienten k_c je nach Bewuchs [mm/d]
- P_i Niederschlag [mm/d]
- W_i Bodenwasservorrat im effektiven Wurzelraum zu Beginn des Tages i [mm]

und den Eingangsgrößen zur Kennzeichnung des Standortes:

- FK mittlere Feldkapazität im effektiven Wurzelraum [%]
- PWP mittlerer Welkepunkt im effektiven Wurzelraum [%]
- z_{We} effektive Wurzeltiefe [dm]
- \overline{ETp} langjähriges Mittel von ETp in der Vegetationsperiode [mm/d]

Randbedingungen für R_i sind:

$$R_i = 1 \quad \text{bei} \quad P_i > ETp_i$$

$$R_i = 1 \quad \text{bei} \quad R_i > 1,0$$

$$R_i = 0 \quad \text{bei} \quad R_i < 0,0$$

Ist der Niederschlag P größer als die potentielle Evapotranspiration ETp , so sind ETp und ETa identisch. Bei $P = 0$ gilt $ETa = ETp \cdot R_i$. Der Niederschlag verdunstet bei dieser Methode unabhängig von der Bodenfeuchte, wodurch die Interzeptionsverdunstung berücksichtigt wird. Wie in Gleichung 5.13 gezeigt, wird nur die Differenz aus Niederschlag und potentieller Evapotranspiration durch R_i reduziert. Der Bodenwasservorrat der Wurzelzone W_i wird aus Messungen ermittelt oder abgeschätzt. Nach ausgiebigen Niederschlägen kann als Startwert der Berechnung $W_1 = FK \cdot z_{We}$ eingesetzt werden. Am Morgen des $i+1$ -ten Tages gilt dann:

Gl. 5.15

$$W_{i+1} = W_i + P_i - ETa_i - SW_i + KR$$

$$\text{und} \quad SW_i = 0 \quad \text{bei} \quad W_{i+1} \leq FK \cdot k_o$$

$$SW_i = W_{i+1} - FK \cdot k_o \quad \text{bei} \quad W_{i+1} > FK \cdot k_o$$

mit SW Sickerwasserhöhe [mm/d]

k_o Faktor möglicher Übersättigung über Feldkapazität

KR kapillare Aufstiegsrate aus dem Grundwasser [mm/d]

Der Faktor k_o , mit dem eine Übersättigung des Bodens über die Feldkapazität berücksichtigt werden kann, ist bei Sand gleich 1.

5.3.1.5 Verfahren nach GROSSMANN

Das Verfahren nach GROSSMANN (1997) stellt eine Weiterentwicklung der Methode nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT dar. Mit einem Einschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell wird der Sickerwasserabfluss berechnet, der der Grundwasserneubildung gleichgesetzt wird. Für

die zeitlich variablen Eingabedaten, sprich Niederschlag und potentielle Evapotranspiration, werden Monatssummen verwendet. Für die potentielle Evapotranspiration werden HAUDE-Werte eingesetzt. Das Verfahren ermöglicht eine Differenzierung der Bodenverhältnisse in vier Gruppen. Es werden *Sandböden*, *Lehmböden*, *Schluffböden* und *grundwassernahe Böden* unterschieden. Weiterhin erfolgt eine Einteilung nach verschiedenen Nutzungstypen, wie *Ackerland*, *Grünland*, *lockere* und *dichte Bebauung* sowie unterschiedliche Baumbestände. Die Boden- und die Nutzungsart bestimmen das Wasserspeichervermögen des durchwurzelteten Bodenraumes. Erforderliche Eingangsdaten sind die nutzbare Feldkapazität nFK und die Tiefe des effektiven Wurzelraums z_{we} . Die Reduktion der potentiellen Evapotranspiration in Abhängigkeit vom Wassergehalt des Bodens wird nach MEUSER (1989) durchgeführt. Danach liegt der Schwellenwassergehalt, ab dem die Evapotranspiration reduziert wird, bei 60 % des max. nutzbaren Wasservorrats. Zwischen 60 und 0 % erfolgt eine lineare Reduktion. Weiterhin können bei Bedarf Daten zur kulturspezifischen Evapotranspiration und Interzeption angegeben werden, wenn im Untersuchungsgebiet z. B. Getreide angebaut wird oder Bereiche mit Waldbestand existieren. Sämtliche Eingangsdaten werden in eine vorgefertigte Excel-Tabelle eingetragen. Der Sickerwasserabfluss wird für alle Varianten von Bodengruppen und Nutzungstypen mit dem Niederschlag und der realen Evapotranspiration berechnet. Die Grundwasserneubildung des gesamten Untersuchungsgebietes wird schließlich über die Flächenanteile der verschiedenen Varianten von Bodengruppen und Nutzungstypen sowie durch Angabe des Direktabflusses berechnet.

5.3.1.6 Methodenvergleich

5.3.1.6.1 Eingangsparameter

Die reale Evapotranspiration und die Grundwasserneubildung wurden flächendifferenziert für das Einzugsgebiet des Wasserwerkes Ost (Abb. 2.9) berechnet. Die Berechnungszeiträume sind wieder das Jahr 2000, 2001 und das 13-jährige Mittel. Tabelle 5.8 zeigt eine Übersicht der für die verschiedenen Verfahren erforderlichen Eingangsparameter.

Tab. 5.8: Eingangsparameter der verschiedenen Verfahren; +: berücksichtigt, H: HAUDE, TI: TURC-IVANOV, P: PENMAN, TW: TURC-WENDLING

Verfahren	Niederschlag	potentielle Evapotranspiration	Bodengruppe, Bodenart	Feldkapazität	nutzbare Feldkapazität	permanenter Welkepunkt	effektive Wurzeltiefe	Landnutzung und Versiegelung	Grundwasserflurabstand
BAGROV-GLUGLA	+	TI, P	+				+	+	+
DÖRHÖFER & JOSOPAIT			+					+	+
RENGER & WESSOLEK	+	H			+		+	+	+
WENDLING	+	TW	+	+		+	+		
GROSSMANN	+	H	+		+		+	+	+

Bei dem Verfahren nach BAGROV-GLUGLA können sowohl ET_p-Werte nach TURC-IVANOV als auch ET_p-Werte nach PENMAN benutzt werden. Bei den durchgeführten Berechnungen kamen erstere zur Anwendung.

Die Bodenarten wurden aus der geologischen Karte (Anhang A) abgeleitet. Außerdem standen Korngrößenanalysen verschiedener Sandproben zur Verfügung. Die erforderlichen Werte für die Feldkapazität, nutzbare Feldkapazität und des permanenten Welkepunktes wurden der entsprechenden Literatur (DVWK, 1996) entnommen. Die Angaben zur effektiven Wurzeltiefe basieren sowohl auf Feldbeobachtungen, als auch auf Literaturangaben. Die Art der Landnutzung wurde aus der topographischen Karte abgeleitet. Tabelle 5.9 zeigt eine Übersicht dieser Eingangsdaten.

Landnutzung auf Bodenart	Feldkapazität [Vol.-%]	nutzbare Feldkapazität [Vol.-%]	permanenten Weilkepunkt	effektive Wurzeltiefe [dm]
Grünland auf mittelsandigem Feinsand (fSms)	19,5	16,5	3	3
Grünland auf sandig-lehmigem Schluff (Uls)	33	22	11	4,5
Bebauung	-	-	-	-

Tab. 5.9: Eingangsparameter der verschiedenen Verfahren (z.T. aus DVWK, 1996)

Um den kapillaren Aufstieg berücksichtigen zu können, wurde mit Hilfe der Messwerte von ca. 70 Grundwassermessstellen, die sich im Einzugsgebiet befinden, mit dem Programm Surfer 7.0 eine Karte der mittleren Grundwasserflurabstände (Anhang F) erstellt. Die höheren Bereiche der Dünen, in denen es zu keinem kapillaren Aufstieg kommen kann, wurden anschließend als grundwasserferne Gebiete ausgespart. Die kapillaren Aufstiegsraten KR wurden der Literatur entnommen (DVWK, 1996). Die Tabelle 5.10 gibt die KR-Werte für einen mittelsandigen Feinsand wieder.

Tab. 5.10: Mittlere kapillare Aufstiegsraten KR aus dem Grundwasser bis zur Untergrenze des effektiven Wurzelraumes für einen mittelsandigen Feinsand (aus DVWK, 1996)

Bodenart	kapillare Aufstiegsraten KR [mm/d]									
	Abstand zwischen Grundwasser und Untergrenze des effektiven Wurzelraumes [dm]									
	5	6	7	8	9	10	12	14	17	20
mittelsandiger Feinsand (fSms)	5,0	3,0	1,5	0,7	0,3	0,15	0,1	-	-	-

Schluffe weisen höhere kapillare Aufstiegsraten auf als Sande, doch wurden hier die KR-Werte der Sande auch für die schluffigen Böden eingesetzt, weil die Schluff- bzw. Kleischichten auf der Insel Langeoog i. d. R. geringmächtig sind (BARCKHAUSEN, 1970) und somit der unterlagernde Sand für den kapillaren Aufstieg bestimmend ist.

Zur Ermittlung der Gebietsverdunstung kommt ein Verfahren von JORDAN (1978) zur Anwendung. JORDAN teilt das zu untersuchende Gebiet in Pedohydrotope ein, das sind Areale gleichen bodenwasserhaushaltlich wirksamen bodenphysikalischen Aufbaus. Die Pedohydrotope werden wiederum nach ihrer Landnutzung unterteilt. Für ein Pedohydrotop lässt sich die Teilgebietsverdunstung durch Gewichtung entsprechend der Flächenanteile der Landnutzung und durch Summation der Verdunstungshöhen bestimmen. Gewichtet man noch die Pedohydrotopverdunstung aufgrund der Flächenanteile der Pedohydrotope am Einzugsgebiet und addiert diese Teilverdunstungen, so erhält man die Gebietsverdunstung (ERNSTBERGER, 1987).

Die Flächenanteile der Sand- und Schluffareale sowie der bebauten Gebiete wurden mit Hilfe des Programms Autocad bestimmt. Danach machen die Sandareale 92 % des Einzugsgebietes aus; Schluffareale und bebauten Gebiete haben jeweils einen Anteil von

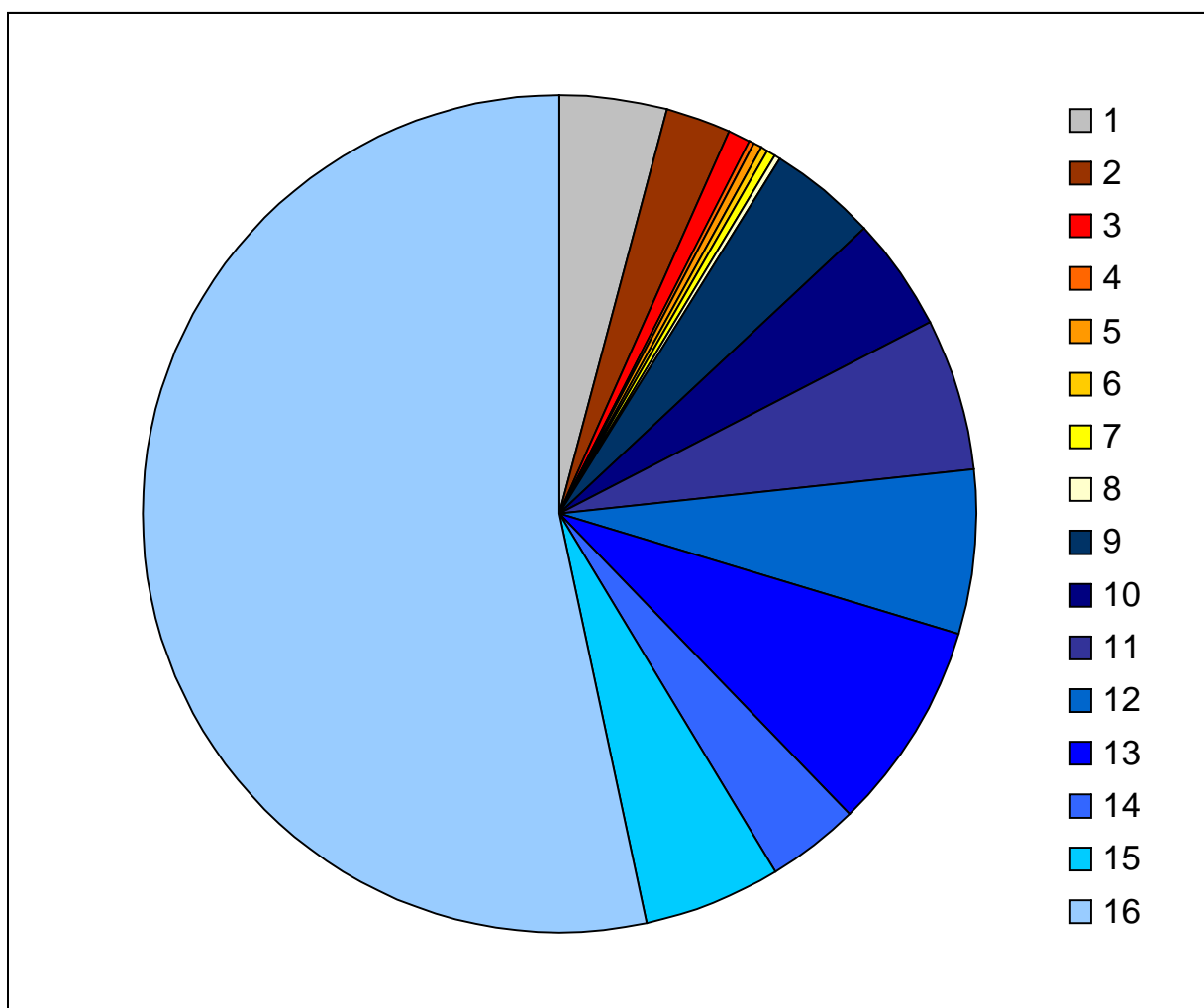


Abb. 5.15: Flächenanteile der verschiedenen Kombinationen von Bodenart, Landnutzung und kapillarem Aufstieg; 1: versiegelte Flächen; 2: Schluff (U), Grünland (GL), kapillarer Aufstieg (KR) von 5 mm/d; 3: U, GL, KR 3 mm/d; 4: U, GL, KR 1,5 mm/d; 5: U, GL, KR 0,7 mm/d; 6: U, GL, KR 0,3 mm/d; 7: U, GL, KR 0,15 mm/d; 8: U, GL, KR 0,1 mm/d; 9: Sand (S), GL, KR 5 mm/d; 10: S, GL, KR 3 mm/d; 11: S, GL, KR 1,5 mm/d; 12: S, GL, KR 0,7 mm/d; 13: S, GL, KR 0,3 mm/d; 14: S, GL, KR 0,15 mm/d; 15: S, GL, KR 0,1 mm/d; 16: S, GL, kein KR

4 %. Der Flächenanteil der Landnutzungsart Grünland ist sowohl bei Sand als auch bei Schluff 100 %, weil die Nutzungstypen Düne und Salzwiese in den Verfahren keine Berücksichtigung finden und somit als Grünland eingestuft werden müssen. Die Flächen mit den unterschiedlichen kapillaren Aufstiegsraten wurden ebenfalls mit dem Programm Autocad bestimmt. Der Tabelle 5.10 entsprechend wurden acht verschiedene kapillare Aufstiegshöhen unterschieden: Flächen mit 0,1 mm, 0,15 mm, 0,3 mm, 0,7 mm, 1,5 mm, 3,0 mm und 5,0 mm kapillarem Aufstieg pro Tag in der Vegetationsperiode und Areale, die vom Grundwasser unbeeinflusst sind. Bei dem Verfahren nach BAGROV-GLUGLA, RENGER & WESSOLEK sowie WENDLING musste die reale Evapotranspiration für insgesamt 16 verschiedene Teilflächen berechnet werden. Bei den Verfahren nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT und GROSSMANN ist eine so detaillierte Unterteilung nicht vorgesehen. Bei DÖRHÖFER & JOSOPAIT musste die ETa für sechs Teilflächen bestimmt werden, bei GROSSMANN erfolgt die Berechnung der Gebietsverdunstung automatisch, wobei hier auch nur zwischen Flächen ohne Grundwassereinfluss und Flächen mit Grundwassereinfluss unterschieden wird. Abbildung 5.15 zeigt die Flächenanteile der verschiedenen Kombinationen aus Bodenart, Landnutzung und kapillarer Aufstiegsrate.

5.3.1.6.2 Berechnungsergebnisse

Für das 13-jährige Mittel konnten alle Verfahren zur Berechnung der realen Evapotranspiration eingesetzt werden. Für die Jahre 2000 und 2001 wurde die ETa nur mit den Methoden nach RENGER & WESSOLEK, WENDLING und GROSSMANN ermittelt, weil die Verfahren nach BAGROV-GLUGLA und DÖRHÖFER & JOSOPAIT lediglich für langjährige Mittel entwickelt wurden. In Abbildung 5.16 sind die Ergebnisse der verschiedenen Berechnungen in Säulendiagrammen zusammengefasst. Das Verfahren nach RENGER & WESSOLEK bezieht sich auf das Lysimeterjahr, also den Zeitraum von April bis März des Folgejahres. Folglich konnte mit dieser Methode die ETa nicht für die Kalenderjahre 2000 und 2001 bestimmt, sondern lediglich für den Zeitraum April 2000 bis März 2001. Da der größte Teil dieses Zeitraums im Kalenderjahr 2000 liegt, wurde das Berechnungsergebnis in Abbildung 5.16 auch dem Jahr 2000 zugeordnet. Dementsprechend konnten auch nur 12 Jahre für ein langjähriges Mittel bei der Berechnung der ETa nach RENGER & WESSOLEK herangezogen werden. Die auf den 12 Jahren basierenden Berechnungsergebnisse der ETa und Grundwasserneubildung wurden auf die Niederschlagshöhen des 13-jährigen Mittels bezogen, um eine bessere Vergleichbarkeit der verschiedenen Verfahren sicherzustellen. Die Methode nach BAGROV-GLUGLA benutzt zwar korrigierte Niederschlagshöhen (P_0), jedoch werden auch hier die

Berechnungsergebnisse, zwecks einer besseren Vergleichbarkeit, auf die unkorrigierte Niederschlagshöhe des 13-jährigen Mittels bezogen.

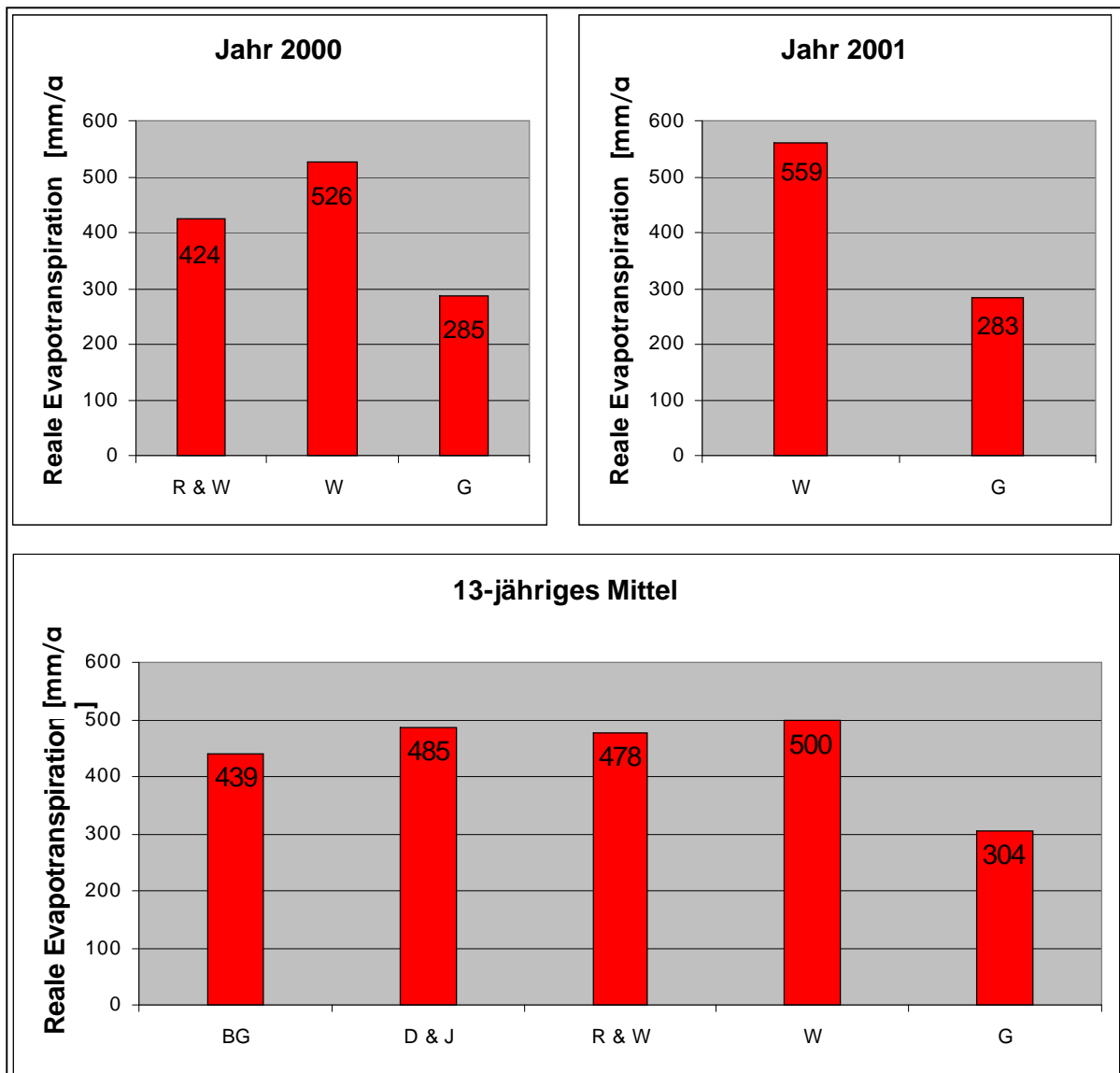


Abb. 5.16: Ergebnisse der flächendifferenzierten realen Evapotranspirationsberechnungen;
 BG: BAGROV-GLUGLA, D & J: DÖRHÖFER & JOSOPAIT, R & W: RENGER & WESSOLEK,
 W: WENDLING, G: GROSSMANN

Die Grundwasserneubildung entspricht dem Niederschlag abzüglich realer Evapotranspiration. Die Ergebnisse der Grundwasserneubildungsberechnungen sind in Abbildung 5.17 dargestellt.

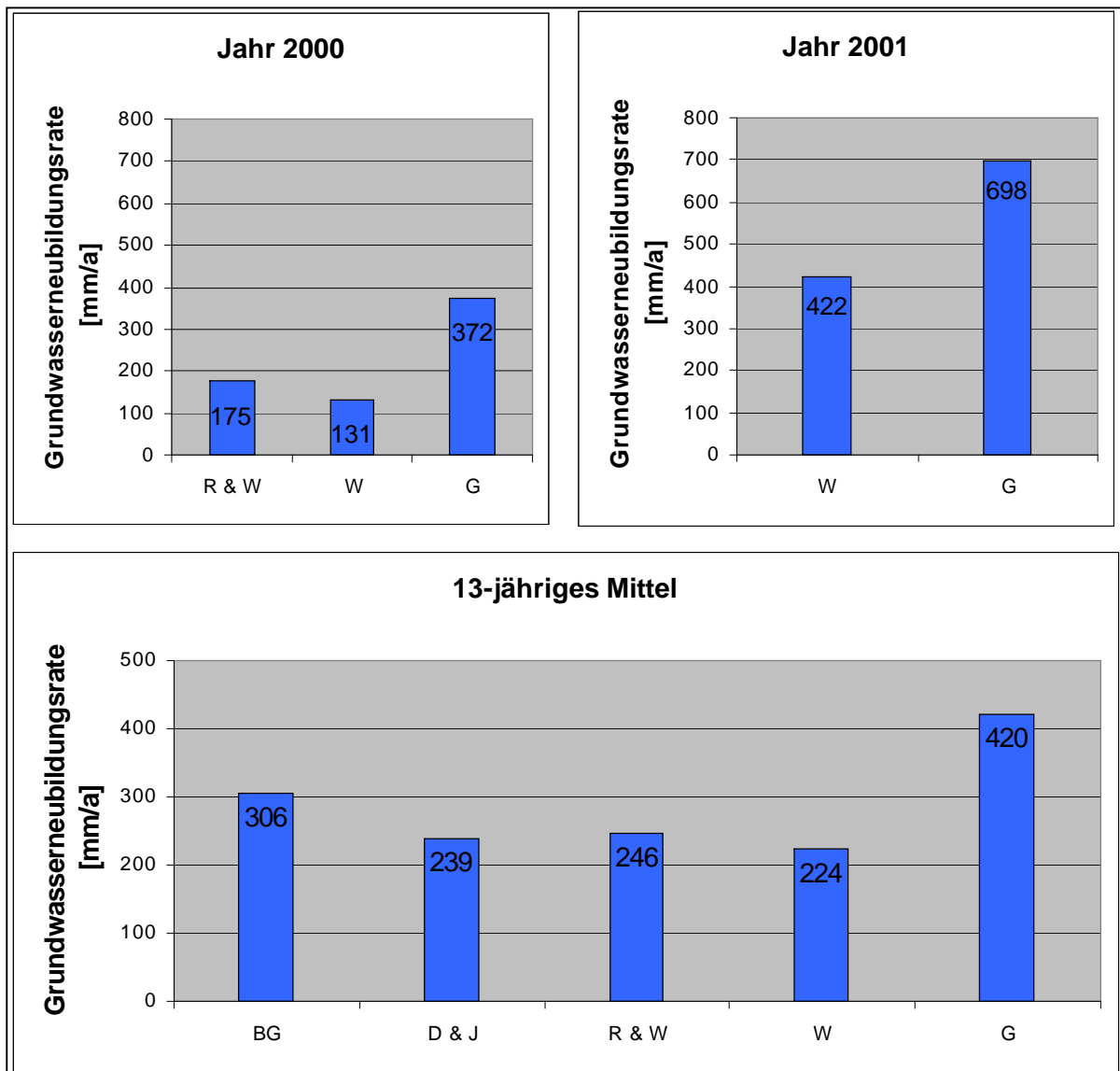


Abb. 5.17: Ergebnisse der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsberechnungen;
 BG: BAGROV-GLUGLA, D & J: DÖRHÖFER & JOSOPAIT, R & W: RENGER & WESSOLEK,
 W: WENDLING, G: GROSSMANN

Die Jahre 2000 und 2001 unterscheiden sich bezüglich der Grundwasserneubildung deutlich. Im Jahr 2000 liegt die Grundwasserneubildungsrate nach WENDLING bei 131 mm, nach GROSSMANN bei 372 mm. Das entspricht 20 und 57 % des Niederschlags. Im Jahr 2001 beläuft sich die Grundwasserneubildungsrate nach WENDLING auf 422 mm, nach GROSSMANN auf 698 mm oder 43 und 71 %. Abgesehen von der deutlichen Differenz zwischen den beiden Jahren, fällt der große Unterschied zwischen den Resultaten der beiden Berechnungsmethoden auf. Die Ergebnisse nach GROSSMANN liegen 2001 um 65 % über den WENDLING-Werten, im Jahr 2000 sind es sogar fast 200 %.

Im 13-jährigen Mittel erbringt das Verfahren nach GROSSMANN mit 420 mm bzw. 58 % wiederum die höchsten Werte; die vier anderen Berechnungsergebnisse bewegen sich zwischen 224 mm und 306 mm bzw. 31 und 39 %. Die Spanne zwischen den Methoden nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT, RENGER & WESSOLEK und WENDLING beträgt lediglich 22 mm bzw. 3 %.

Der versiegelungsbedingte Sickerwasserabfluss wird bei allen Methoden, bis auf BAGROV-GLUGLA, auf die gleiche Weise berechnet. Nach Untersuchungen von BERLEKAMP & PRANZAS (1992) in einem Teilraum Hamburgs, beläuft sich die versiegelungsbedingte Infiltration je nach Dichte der Bebauung auf 6,7 bis 12,9 % des Niederschlags. Die versiegelten Flächen des Einzugsgebietes entsprechen am ehesten den von BERLEKAMP & PRANZAS bewerteten Bebauungsarten „Stadttrand“ und „Grünanlagen“, die einen Sickerwasserabfluss von 7,5 bis 8,0 bzw. 9,2 % des Niederschlags aufweisen. Durch Mittelung ergibt sich eine Grundwasserneubildungsrate von 8 % im Bereich der versiegelten Flächen im Untersuchungsgebiet. Bei dem Verfahren nach GROSSMANN wird die Infiltration nach BERLEKAMP & PRANZAS berücksichtigt, für DÖRHÖFER & JOSOPAIT, RENGER & WESSOLEK und WENDLING lagen keine eindeutigen Literaturhinweise zur Behandlung versiegelter Flächen vor. Somit wurde auch bei diesen Verfahren eine Grundwasserneubildung von 8 % im Bereich versiegelter Flächen angenommen. Die Methode nach BAGROV-GLUGLA geht von einer wesentlich höheren Infiltration aus. Versiegelte Flächen werden mit einem Effektivitätsparameter von $n = 0,1$ (Kap. 5.3.1.1) berücksichtigt, was zu Grundwasserneubildungsraten von 80 % führt. Würde man auch bei BAGROV-GLUGLA mit 8 % Infiltration rechnen, so belief sich die Grundwasserneubildung des Einzugsgebietes nach diesem Verfahren nicht mehr auf 39, sondern auf 33 %. Die Werte würden also ebenfalls in der 3 %-Spanne der Verfahren nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT, RENGER & WESSOLEK und WENDLING liegen.

Die Berücksichtigung des kapillaren Aufstiegs wirkt sich bei den verschiedenen Methoden unterschiedlich aus. Am sensibelsten reagiert das Verfahren nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT. Der Unterschied zwischen der Grundwasserneubildungsrate mit kapillarem Aufstieg und ohne beträgt im 13-jährigen Mittel 87 mm bzw. 12 %. Bei RENGER & WESSOLEK sind es 58 mm bzw. 8 % und bei WENDLING 44 mm bzw. 6 %. Bei dem Verfahren nach BAGROV-GLUGLA resultiert lediglich eine Differenz von 22 mm oder 3 %. Die Methode nach GROSSMANN reagiert nur minimal, die Differenz von 4 mm Grundwasserneubildung lässt sich in ganzen Prozentzahlen nicht mehr ausdrücken.

Abschließend werden im Folgenden die Fördermengen des Wasserwerkes Ost den berechneten Grundwasserneubildungsraten, der ETA und den Niederschlägen in Volumeneinheiten gegenübergestellt.

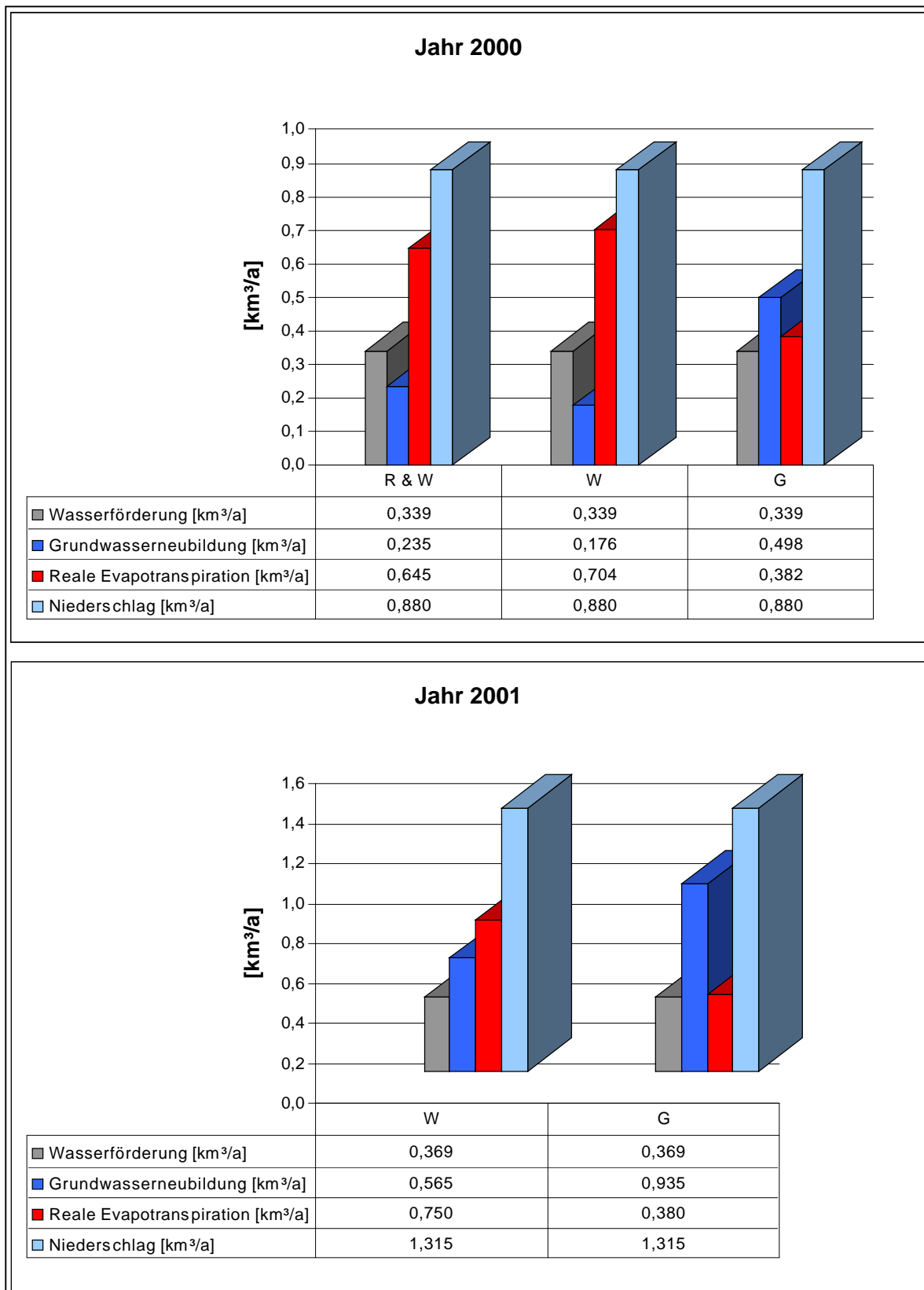


Abb. 5.18: Vergleich von Wasserförderung, Grundwasserneubildungsraten, realer Evapotranspiration und Niederschlag für die Jahre 2000 und 2001; R & W: RENGER & WESSOLEK, W: WENDLING, G: GROSSMANN

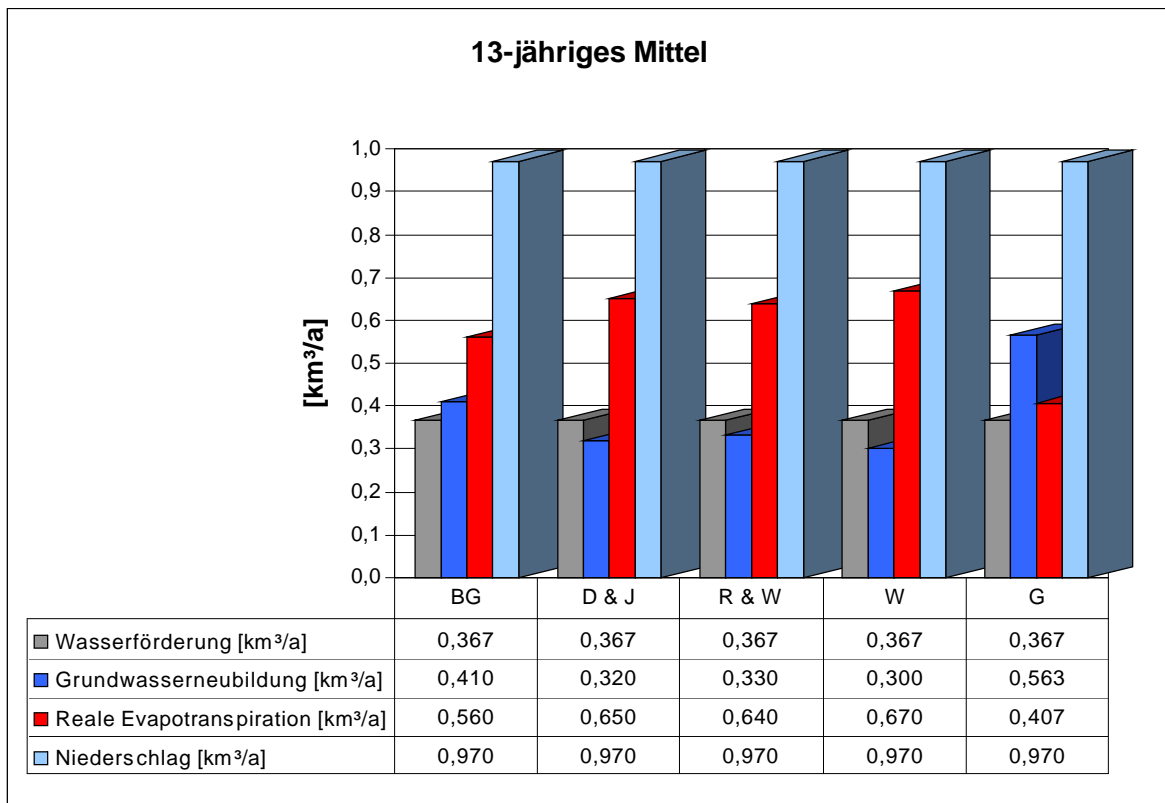


Abb. 5.19: Vergleich von Wasserförderung, Grundwasserneubildungsrate, realer Evapotranspiration und Niederschlag für das 13-jährige Mittel; BG: BAGROV-GLUGLA, D & J: DÖRHÖFER & JOSOPAIT, R & W: RENGER & WESSOLEK, W: WENDLING, G: GROSSMANN

In dem relativ trockenen Jahr 2000 ist wesentlich mehr Wasser gefördert worden, als sich durch Infiltration von Niederschlag nach RENGER & WESSOLEK und WENDLING neu bilden konnte. Nach GROSSMANN übersteigt dagegen die Grundwasserneubildung die Wasserförderung. Im feuchten Jahr 2001 ist die neu gebildete Wassermenge nach WENDLING und GROSSMANN deutlich größer als die geförderte. Im 13-jährigen Mittel liegt nach BAGROV-GLUGLA die Grundwasserneubildung nur knapp über der Fördermenge und nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT, RENGER & WESSOLEK und WENDLING knapp darunter. Nach GROSSMANN liegt die gewonnene Wassermenge deutlich unter der neu gebildeten, sodass nach diesem Verfahren im Mittel eine ausreichende Rücklage für das Grundwasserreservoir der Süßwasserlinse gebildet wird. Es lagen Angaben zu den Fördermengen der Jahre 1993 bis 2001 vor. Bei der Gegenüberstellung wurde das Mittel dieser Werte auf den 13-jährigen Zeitraum bezogen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die berechneten Grundwasserneubildungsraten nach BAGROV-GLUGLA, DÖRHÖFER & JOSOPAIT, RENGER & WESSOLEK und WENDLING in einer relativ engen Spanne liegen, während das Verfahren nach GROSSMANN mit wesentlich höheren Werten stark abweicht.

5.3.2 Messung der Grundwasserneubildung

Die mit meteorologischen Daten berechneten Grundwasserneubildungsraten sollten mit den gemessenen Werten der Lysimeteranlage verglichen werden, um das für die Insel Langeoog am besten abgestimmte Berechnungsverfahren ermitteln zu können.

Ein Problem war der sehr kurze Zeitraum, über den die Lysimeteranlage in Betrieb war. Die Messwerte decken kein ganzes Jahr ab. Weiterhin stellte sich heraus, dass die in größeren Zeitabständen vorgenommenen Entnahmen von Sickerwasser zu den Problemen führten, die in Kapitel 3.2.1 beschrieben wurden. Die entnommenen Wassermengen liegen weit unter den berechneten, was den Schluss zulässt, dass durch die Bildung eines Sickerwasserstaus und eines nachfolgenden kapillaren Aufstiegs, große Teile des infiltrierten Wassers wieder verloren gegangen sind. Aus diesen Gründen kann keines der vorgestellten Verfahren zur Berechnung der realen Evapotranspiration als Standardverfahren für die Insel Langeoog bestimmt werden. Dies wird erst in Zukunft, bei einem reibungsloseren Betrieb der Lysimeteranlage, möglich sein.

5.4 Saugspannung, Bodenfeuchte, Bodentemperatur

Die beiden Unterdrucklysimeter der Lysimeteranlage Langeoog verfügen, wie bereits in Kapitel 3.2.1 beschrieben, über verschiedene Messsonden in unterschiedlichen Messtiefen. Diese dienen der Untersuchung von Wasserbewegungen und Zustandsänderungen im Bodenkörper.

Ein Problem bei der Verarbeitung der Messdaten waren häufige und lange Ausfälle der Lysimeteranlage infolge einer fehlerhaften Auslesesoftware. Außerdem waren mehrere Sondenausfälle zu verzeichnen. Da folglich keine durchgängige Messreihe vorliegt, werden lediglich kürzere Datenreihen betrachtet. Die Darstellungen liegen im Zeitraum vom 8. Juli 2001 bis 22. Februar 2002.

Abbildung 5.20 zeigt eine Übersicht der im Lysimeter 1 gemessenen Saugspannungen und die zugehörigen Niederschlagshöhen. Da es sich bei der Saugspannung um einen Unterdruck handelt, werden die Messwerte mit negativem Vorzeichen dargestellt. Stundenwerte wurden in Tageswerte umgerechnet, um einen glatteren Verlauf zu erzielen.

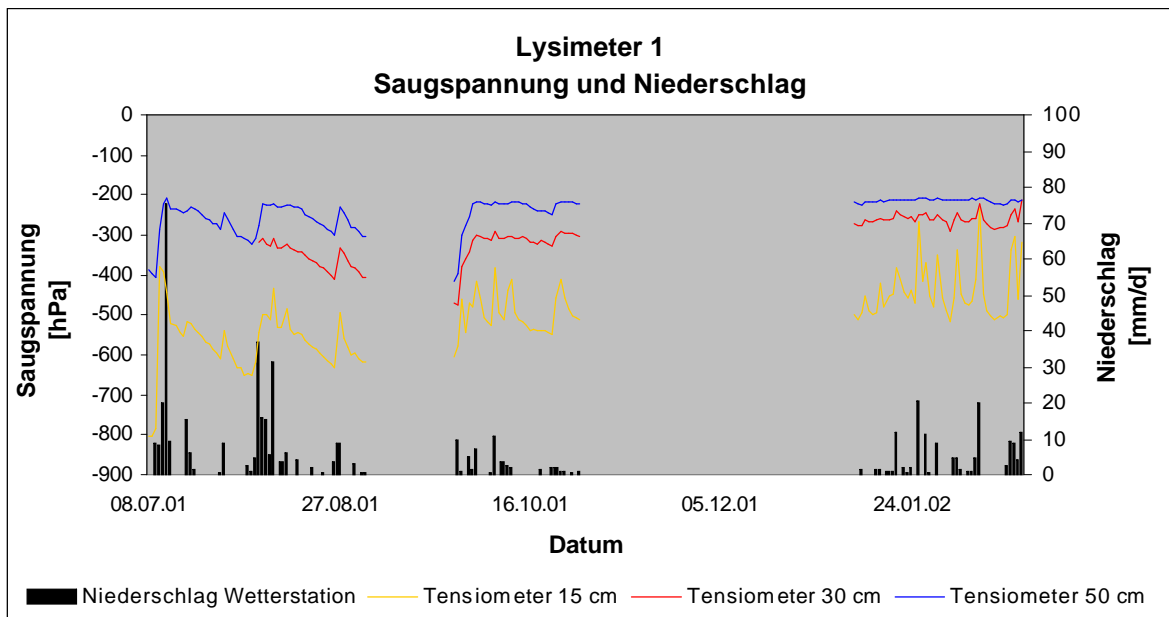


Abb. 5.20: Verlauf der Saugspannungen in den verschiedenen Messtiefen im Lysimeter 1 und Darstellung der Niederschlagshöhen

Eine Dämpfung der Saugspannung mit der Tiefe sowie ein jahreszeitlicher Intensitätsunterschied sind deutlich erkennbar. In der Regel sind die Saugspannungen in der Sommerperiode höher als in der Winterperiode. Die Niederschlagsereignisse bilden sich in den Verläufen der Saugspannungen mit zunehmender Tiefe immer undeutlicher ab.

Abbildung 5.21 zeigt den Tagesgang der Saugspannung im Lysimeter 1 in einer niederschlagsfreien Periode im Herbst 2001 zusammen mit der von der Wetterstation erfassten Lufttemperatur.

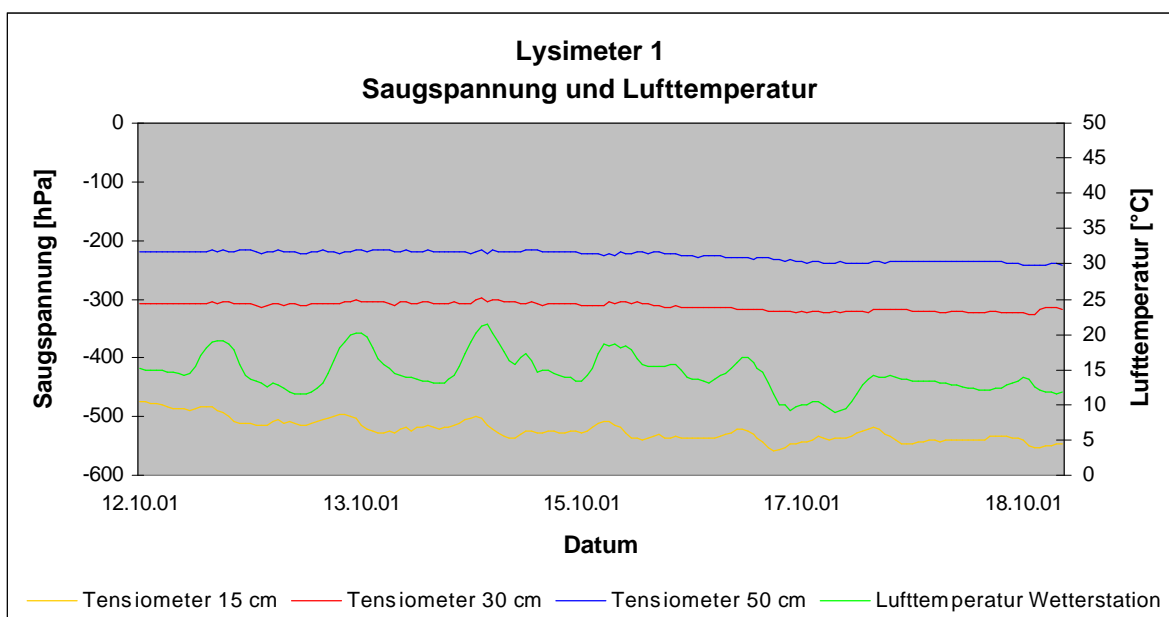


Abb. 5.21: Verlauf der Saugspannungen in den verschiedenen Messtiefen und Verlauf der Lufttemperatur

Während in einer Tiefe von 15 cm noch ein deutlicher Tagesgang der Saugspannungsdynamik zu beobachten ist, verlaufen die Kurven der Tensiometermessungen in 30 und 50 cm nahezu glatt. Alle drei Saugspannungskurven haben erwartungsgemäß einen abfallenden Verlauf, da in einer Trockenperiode die Bodenwasserspannung zunimmt. Überraschend ist, dass jeweils das Tagesmaximum der Lufttemperatur und das Tagesminimum der Saugspannung zusammenfallen und umgekehrt. Theoretisch wäre das Gegenteil zu erwarten. Zur Mittagszeit, während es am wärmsten ist und das Sättigungsdefizit der Luft seinen höchsten Wert erreicht, müsste auch die Saugspannung seinem Maximum entgegenstreben. Eine gewisse Verzögerung der Saugspannungweiterleitung innerhalb des Bodens infolge einer geringen Diffusivität oder durch eine verzögerte Wassernachlieferung aus der weiteren Umgebung der Pflanzenwurzeln in den direkten Bereich der Wurzeloberflächen wäre denkbar. Diese Verzögerung dürfte allerdings max. wenige Stunden betragen und nicht wie im vorliegenden Fall einen halben Tag.

Abbildung 5.22 zeigt ein Starkregenereignis sowie ein mäßiges Regenereignis mit den gemessenen Saugspannungen im Boden.

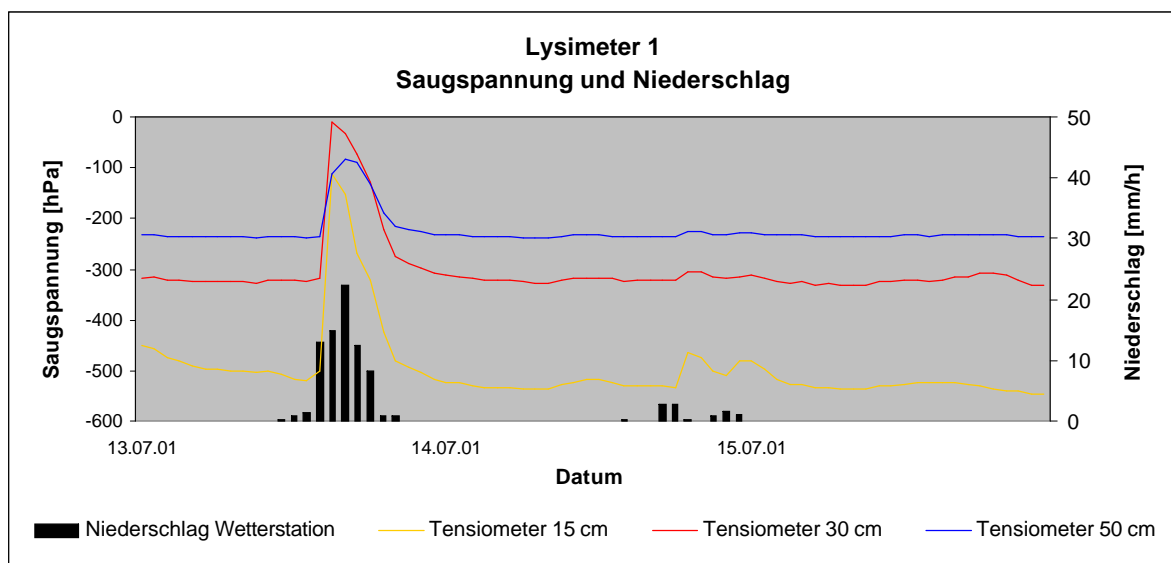


Abb. 5.22: Verlauf der Saugspannungen in den verschiedenen Messtiefen im Lysimeter 1 und Darstellung der Niederschlagshöhen.

Bei dem Starkregenereignis am 13. Juli 2001 reagieren alle drei Sonden deutlich. Das Einsetzen des Saugspannungsabfalls erfolgt anscheinend absolut zeitgleich. Mit dem eingestellten Messintervall von einer Stunde lässt sich demnach die Verzögerung, mit der die tieferen Sonden reagieren, nicht auflösen. Lediglich das Saugspannungsminimum des tiefsten Tensiometers ist um eine Stunde gegenüber den 15 cm- und 30 cm-Sonden versetzt. Bei dem schwächeren Regenereignis am 14. Juli 2001 ist eine deutliche

Dämpfung mit der Tiefe zu erkennen. Während das Tensiometer in 15 cm Tiefe mit einem Abfall von ca. 70 hPa noch deutlich reagiert, kommt es in 30 cm Tiefe lediglich zu einer Senkung von ca. 12 und in 50 cm Tiefe von etwa 7 hPa. Weiterhin ist hier nicht wie im obigen Beispiel nur das Saugspannungsminimum der 50 cm-Sonde, sondern auch das Minimum der 30 cm-Sonde gegenüber dem Minimalwert der 15 cm-Sonde um eine Stunde versetzt.

Abbildung 5.23 verdeutlicht den Verlauf der Bodenfeuchte in den drei Messebenen vom 13. bis 15. Juli 2001.

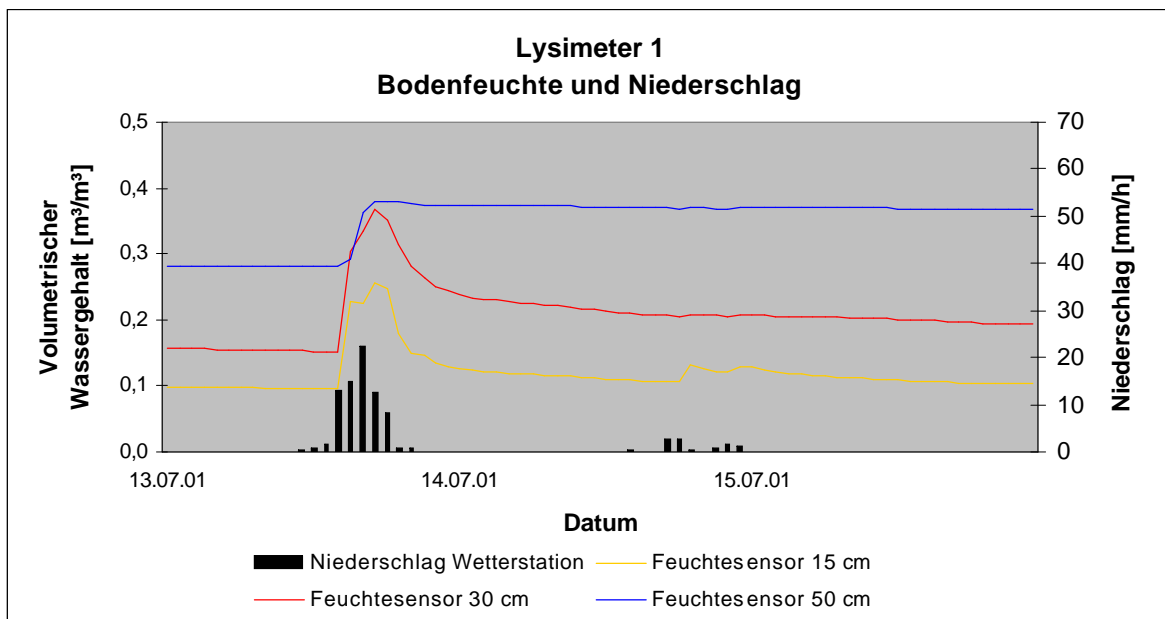


Abb. 5.23: Verlauf der Bodenfeuchte in den verschiedenen Messtiefen im Lysimeter 1 und Darstellung der Niederschlagshöhen

Alle drei Bodenfeuchtesensoren reagieren wiederum scheinbar zeitgleich; die Sonde in 50 cm Tiefe zeigt allerdings erst mit einer Verzögerung von einer Stunde einen prägnanten Anstieg. Im Vergleich zu den beiden tieferen Messebenen zeichnet sich in 15 cm Tiefe der Verlauf des Niederschlagsereignisses recht deutlich ab; nach einem kurzzeitigen Rückgang der Bodenfeuchte, steigt sie mit Erhöhung der Niederschlagsintensität erneut an. Auffällig ist der Verlauf der Saugspannung im Vergleich zum Verlauf der Bodenfeuchte in 50 cm Tiefe; während das Tensiometer nach Ausklingen der Niederschläge wieder relativ rasch höhere Werte registriert, bleibt die Bodenfeuchte auf ihrem hohen Niveau.

In Abbildung 5.24 ist der Verlauf der Bodentemperatur in den drei Messebenen dargestellt.

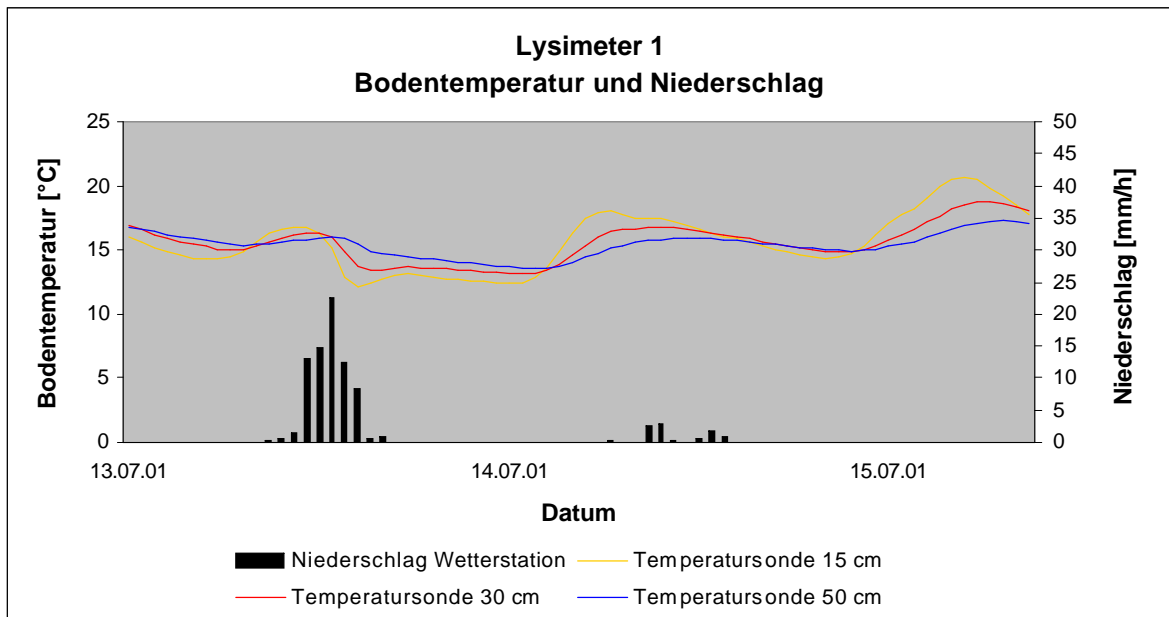


Abb. 5.24: Verlauf der Bodentemperatur in den verschiedenen Messtiefen im Lysimeter 1 und Darstellung der Niederschlagshöhen

Der Kurvenverlauf der Messebene 1 (15 cm) zeigt erwartungsgemäß die größte Amplitude, die der Messebene 3 (50 cm) die geringste. Das Starkregenereignis vom 13. Juli wirkt sich insbesondere auf die Bodentemperatur in 15 cm und 30 cm Tiefe aus; hier ist ein merklicher Temperatureinbruch zu beobachten. Dagegen werden die mäßigen Regenfälle vom 14. Juli nicht eindeutig in den Temperaturverläufen abgebildet.

6 Diskussion der Ergebnisse

Die Höhe der Grundwasserneubildung hängt von vielen Faktoren ab, die unterschiedlich stark auf die Berechnungsergebnisse der verschiedenen zur Anwendung gekommenen Verfahren Einfluss nehmen. Ein maßgebender Bestandteil fast aller eingesetzten Methoden ist die potentielle Evapotranspiration, die ebenfalls nach unterschiedlichen Formeln berechnet werden kann. Vier der fünf ausgesuchten Verfahren zur Ermittlung der ETp zeigen sehr ähnliche Resultate, während das Verfahren nach HAUDE im Mittel um ca. 50 % kleinere Werte liefert. Aus der Literatur (DVWK, 1996) ist allerdings zu entnehmen, dass gerade dieses Verfahren in vielen Gebieten Deutschlands häufig und mit Erfolg angewendet wird und ähnliche Berechnungsergebnisse liefert, wie die übrigen vorgestellten Methoden.

Die Ostfriesischen Inseln zeichnen sich, im Vergleich zum Binnenland, durch eine hohe relative Luftfeuchte und höhere Windgeschwindigkeiten aus. Die relative Luftfeuchte um 14:30 Uhr ist neben der Lufttemperatur um 14:30 Uhr der einzige Parameter, der in die HAUDE-Formel eingeht. Die Formel nach PENMAN benötigt dagegen neben den Tagesmitteln der Lufttemperatur und Luftfeuchte die Tagesmittel der Globalstrahlung und der Windgeschwindigkeit. Die HAUDE-Ergebnisse hängen also maßgebend von der Höhe der relativen Luftfeuchte ab. In Abbildung 6.1 wurden die 14:30 Uhr-Messwerte und die Tagesmittel der relativen Luftfeuchte des Jahres 2000 bei sonst unveränderten Parametern variiert und die ETp-Werte nach HAUDE und PENMAN gegenübergestellt. Es zeigt sich, dass diese Variation auf die ETp nach HAUDE einen größeren Einfluss hat als auf die ETp nach PENMAN.

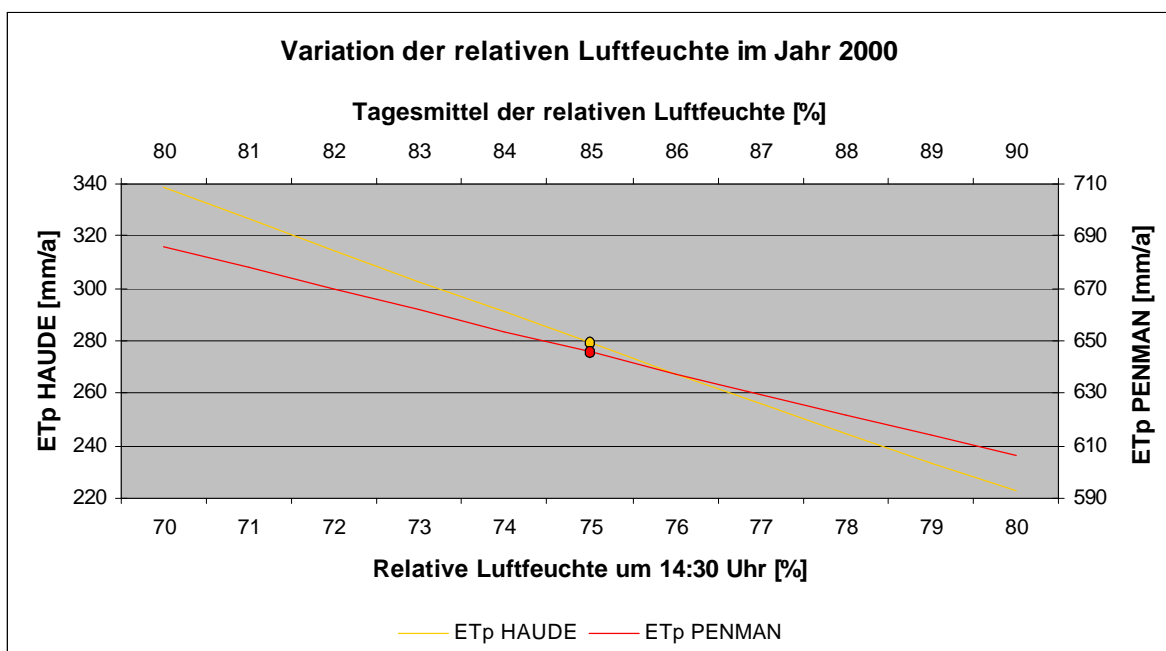


Abb. 6.1: Variation der relativen Luftfeuchte bei den Verfahren nach HAUDE und PENMAN im Jahr 2000; roter und gelber Punkt: Originalwerte

Auch die Variation der Lufttemperatur wirkt sich auf die ETp nach HAUDE stärker aus als auf die ETp nach PENMAN.

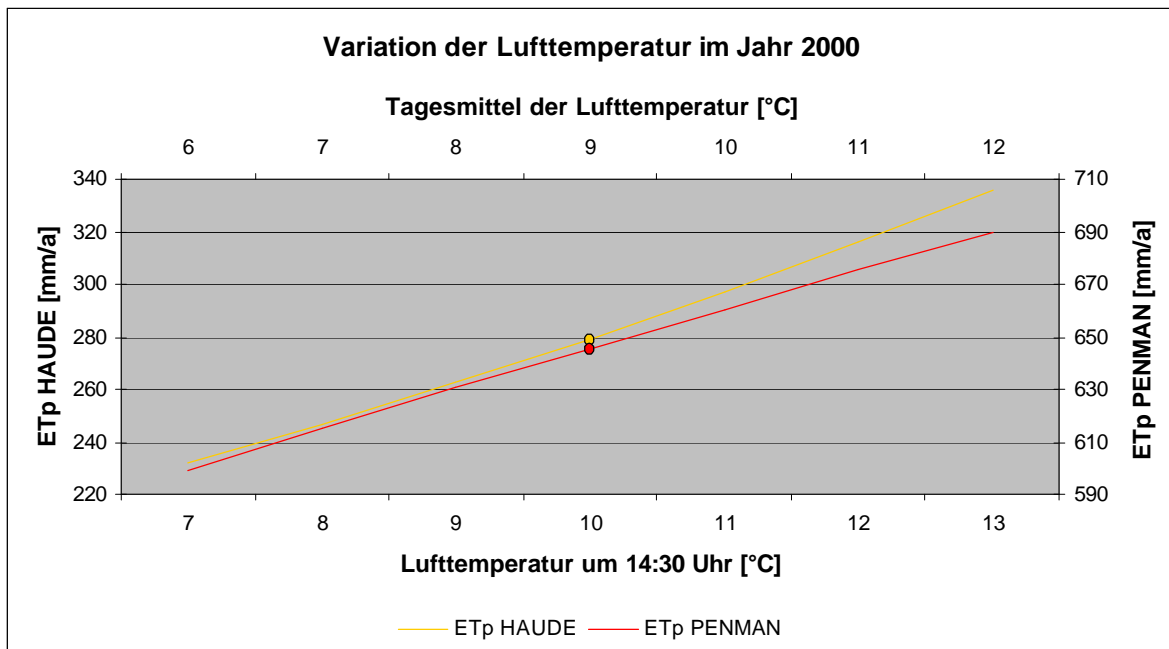


Abb. 6.2: Variation der Lufttemperatur bei den Verfahren nach HAUDE und PENMAN im Jahr 2000; roter und gelber Punkt: Originalwerte

Die Windgeschwindigkeit geht nicht in die HAUDE-Formel ein, hat aber auf die Verdunstung einen großen Einfluss. Feuchte Luft kann bei höheren Windgeschwindigkeiten rascher durch trockenere ersetzt werden, die wieder Feuchtigkeit aufnehmen kann. Abbildung 6.3 zeigt das Verhalten der ETp nach PENMAN bei Variation der Windgeschwindigkeit im Jahr 2000, bei sonst unveränderten Parametern.

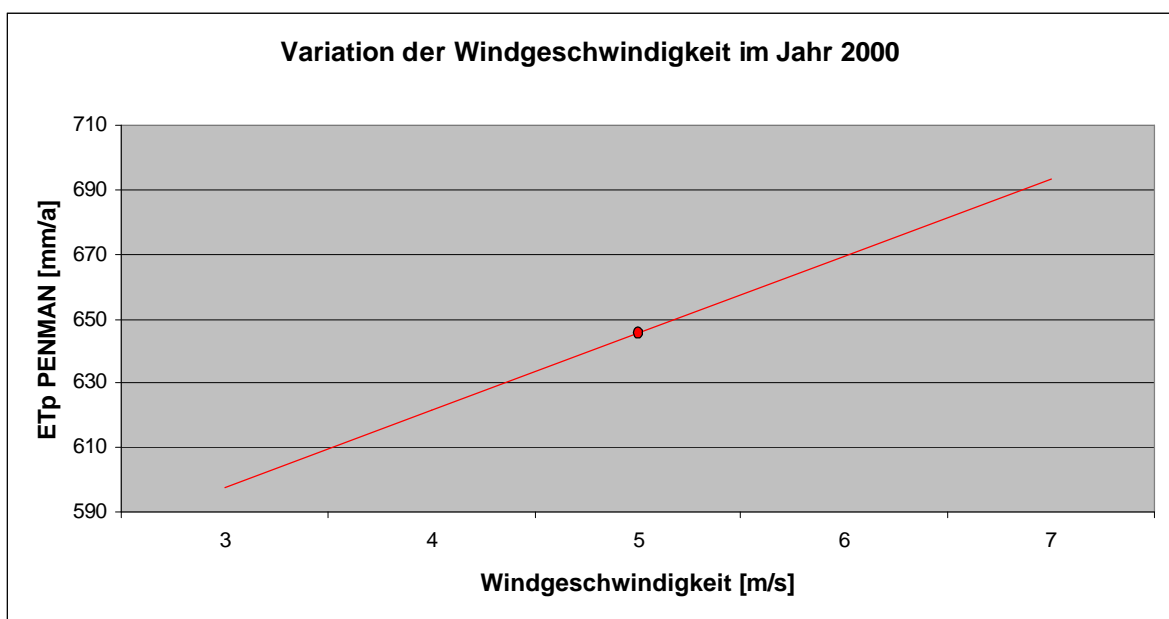


Abb. 6.3: Variation der Windgeschwindigkeit bei dem Verfahren nach PENMAN im Jahr 2000; roter Punkt: Originalwert

Alle aufgeführten Variationsbeispiele zeigen, dass an einem Küstenstandort, wo im Mittel die relative Luftfeuchte sowie die Windgeschwindigkeit hoch und die Temperaturen niedrig sind, es bei der Anwendung der HAUDE-Formel möglicherweise zu einer Unterschätzung der Verdunstung kommen kann. BERGER (1998) ermittelte für die relativ feuchten Standorte Hamburg und Lüdenscheid ebenfalls deutliche Unterschiede in den ETP-Werten nach HAUDE und PENMAN. MEYER & TESMER (2000) stellten bei Untersuchungen in Schleswig-Holstein fest, dass im Küstenbereich, hier am Standort Travemünde, deutlich geringere HAUDE-Werte errechnet werden, als im Binnenland. Dieser „Küsteneffekt“ kann nach MEYER & TESMER bei einem weiterführenden Gebrauch der HAUDE-Formel auch zu einer Unterschätzung der realen Evapotranspiration führen. BEINHAEUER (1998) gibt für die Vegetationsperiode ETP-Werte von mindestens 1 mm pro Tag an, nach HAUDE liegen sie aber häufig deutlich unter 1 mm pro Tag.

Die Berechnungsergebnisse der realen Evapotranspiration für Langeoog liegen bei vier der fünf angewendeten Verfahren auf etwa einem Niveau; lediglich das Verfahren nach GROSSMANN erbringt deutlich geringere ETa-Werte und damit höhere Grundwasserneubildungsraten. Bei der Ermittlung der Grundwasserneubildung im Harlinger Land (KISTNER, 2001) ergab das Verfahren nach GROSSMANN dagegen ähnliche Ergebnisse, wie das Verfahren nach RENGER & WESSOLEK.

Die Methoden nach GROSSMANN und RENGER & WESSOLEK basieren beide auf der potentiellen Evapotranspiration nach HAUDE, trotzdem liefern sie auf der Insel Langeoog stark differierende Ergebnisse. Nach GROSSMANN liegt die Grundwasserneubildungsrate im 13-jährigen Mittel um 70 % über den errechneten Werten nach RENGER & WESSOLEK. In Abbildung 6.4 wurde die ETP HAUDE variiert und die ETa-Ergebnisse nach GROSSMANN und RENGER & WESSOLEK gegenüber gestellt.

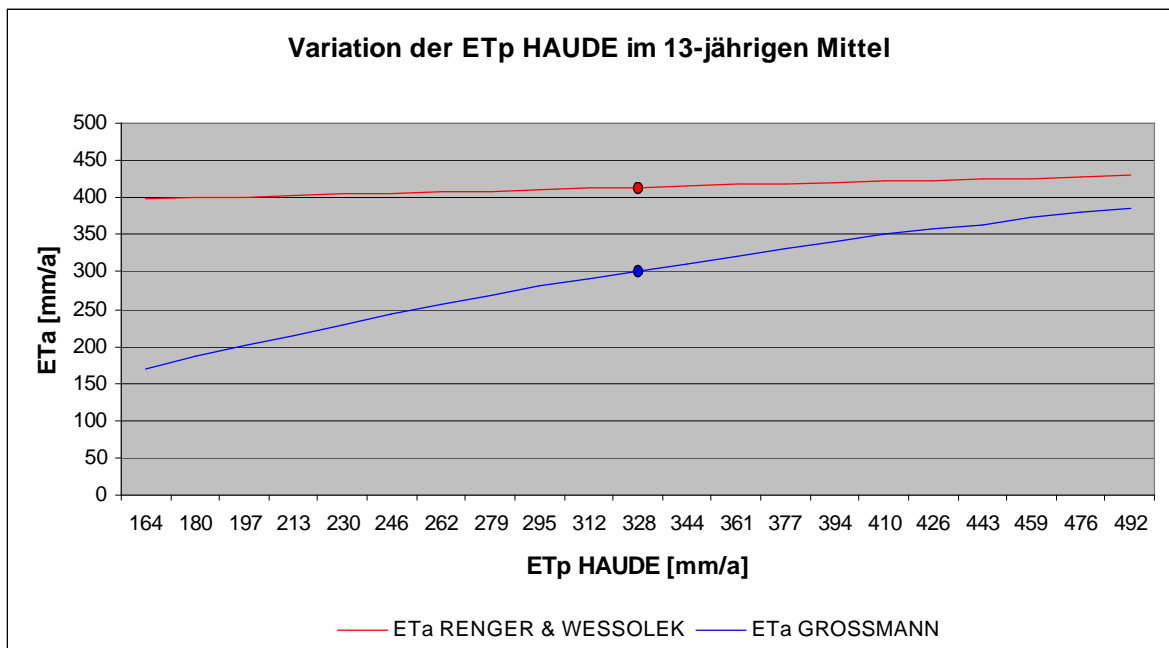


Abb. 6.4: Variation der ETp HAUDE bei den Verfahren nach GROSSMANN und RENGER & WESSOLEK im 13-jährigen Mittel; roter und blauer Punkt: Originalwerte

Es zeigt sich, dass das Verfahren nach GROSSMANN maßgeblich von der Eingangsgröße ETp HAUDE beeinflusst wird, während die Methode nach RENGER & WESSOLEK wesentlich schwächer auf die Veränderung der ETp HAUDE reagiert. Bei GROSSMANN liegen die Resultate der ETa-Berechnungen fast immer unter der potentiellen Evapotranspirationshöhe nach HAUDE. Lediglich bei sehr geringen HAUDE-Werten kommt es vor, dass die ETa größer ist als die ETp (Beispiel 5).

- Beispiel:
1. ETp HAUDE 492 mm/a → ETa GROSSMANN 386 mm/a
 2. ETp HAUDE 426 mm/a → ETa GROSSMANN 357 mm/a
 3. ETp HAUDE 328 mm/a → ETa GROSSMANN 302 mm/a
 4. ETp HAUDE 230 mm/a → ETa GROSSMANN 230 mm/a
 5. ETp HAUDE 164 mm/a → ETa GROSSMANN 170 mm/a

Bei der Methode nach RENGER & WESSOLEK liegt im Falle Langeoogs die ETa immer über der ETp HAUDE. Gemäß Definition, kann die ETa die ETp aber nicht übersteigen, ETa und ETp können allenfalls bei einer ausreichenden Wasserversorgung gleich groß sein. Trotz dieses Widerspruchs liegen die berechneten Summen der realen Evapotranspiration nach RENGER & WESSOLEK im Bereich der Ergebnisse nach BAGROV-GLUGLA, DÖRHÖFER & JOSOPAIT und WENDLING. Da die ETa nach GROSSMANN von der Eingangsgröße ETp HAUDE maßgeblich beeinflusst wird und sie sich außerdem bei relativ geringen HAUDE-Werten größtmäßig deutlich an dieser orientiert, kann es bei Anwendung dieses

Verfahrens in Gebieten mit kleiner ETp HAUDE, wie den Ostfriesischen Inseln, möglicherweise zu einer Unterschätzung der realen Evapotranspiration kommen.

Bei einem Vergleich der Grundwasserneubildungsraten und Fördermengen kommt es im Jahr 2000 nach WENDLING und RENGER & WESSOLEK zu einem deutlichen Wasserdefizit und im Jahr 2001 nach WENDLING zu Wasserüberschüssen. Nach GROSSMANN liegen in beiden Jahren Wasserüberschüsse vor.

Im 13-jährigen Mittel wird nach GROSSMANN genügend Grundwasser neu gebildet, um eine ausreichende Rücklage für das Trinkwasserreservoir zu erzeugen. Nach BAGROV-GLUGLA ist die Menge des neu gebildeten Grundwassers im Mittel etwas größer als das Fördervolumen, es resultiert also ein geringer Wasserüberschuss. Nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT, RENGER & WESSOLEK und WENDLING übersteigt im 13-jährigen Mittel die geförderte Wassermenge die neu gebildete. Durch eine Vergrößerung des Einzugsgebietes des Wasserwerkes Ost wäre es möglich, die Bilanzen nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT, RENGER & WESSOLEK und WENDLING auszugleichen. Geeignet hierfür wäre das Gebiet der Kaapdünen (Abb. 6.5), welches bis 1989 vom Wasserwerk West zur Grundwasserförderung genutzt wurde.

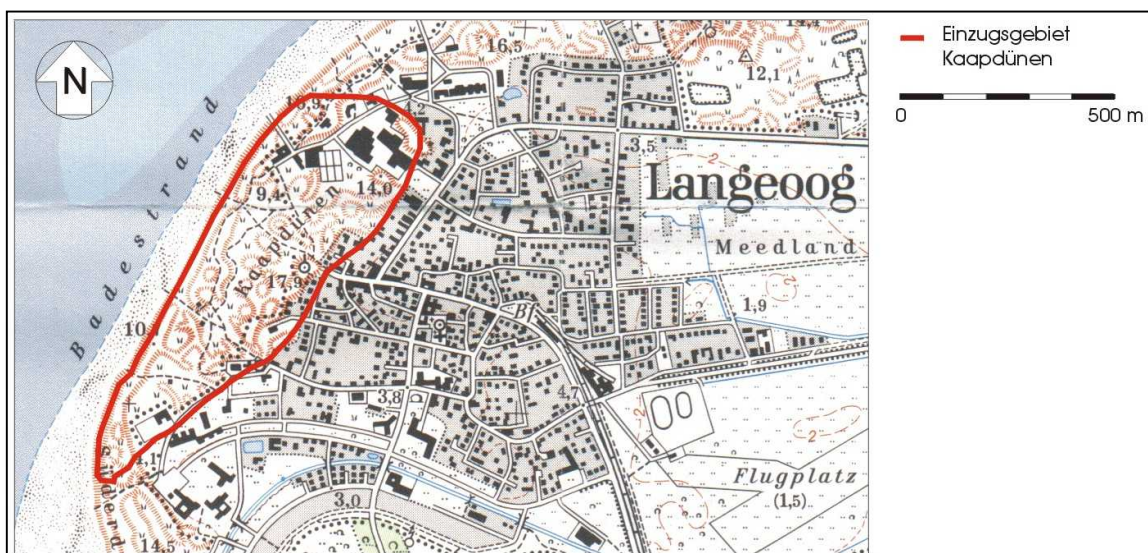


Abb. 6.5: Kaapdünengebiet, eine potentielle Erweiterungsfläche des Einzugsgebietes des Wasserwerkes Ost (Ausschnitt aus TK 2210 Langeoog West)

Wird davon ausgegangen, dass der kapillare Aufstieg in diesem 0,5 km² großen und zu ca. 10 % bebauten Dünenbereich aufgrund größerer Grundwasserflurabstände vernachlässigt werden kann und die Grundwasserentnahmen insgesamt nicht erhöht werden, so

könnten alle negativen Bilanzen nach einer Wiedererschließung dieses Gebietes ausgeglichen werden. Um das Grundwasserdefizit bei dem Verfahren nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT zu beheben, müsste das Erweiterungsgebiet eine Größe von 0,16 km² besitzen, bei RENGER & WESSOLEK wären das 0,14 km² und bei WENDLING 0,28 km². Soll jetzt noch eine Rücklage von beispielsweise 10 % des Fördervolumens im Mittel erzeugt werden, müsste nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT das Erweiterungsgebiet eine Größe von 0,29 km², nach RENGER & WESSOLEK von 0,27 km² und nach WENDLING von 0,43 km² aufweisen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass durch die Wiedererschließung des Kaapdünengebietes, bei gleichbleibenden Grundwasserentnahmen, eine nachhaltige Grundwasserbewirtschaftung erreicht werden kann. Niederschlagsarme Jahre bergen jedoch auch nach einer Einzugsgebietserweiterung ein Gefahrenpotential bezüglich der hydrogeologischen Sensibilität der Süßwasservorkommen. Grundwasserabhängige Vegetation ist insbesondere in Trockenjahren gefährdet.

Welches der Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung auf der Insel Langeoog am tauglichsten ist, kann im Rahmen dieser Arbeit nicht abschließend geklärt werden, da die gemessenen Sickerwasserraten der Lysimeteranlage Langeoog bisher unzureichend sind. In Zukunft wird aber bei einem reibungsloseren Betrieb der Lysimeteranlage eine genauere Bewertung der vorgestellten Methoden möglich sein.

7 Zusammenfassung

Die Insel Langeoog ist Teil der Ostfriesischen Inselkette und stellt bezüglich des Wettergeschehens den Übergang zwischen dem Festland und der offenen See dar. Es dominieren südwestliche Windrichtungen, die Höhe der Windgeschwindigkeit variiert mit der Jahreszeit. Die größten Windstärken werden im Herbst und Winter, die kleinsten im Frühling und Sommer registriert. Die größten monatlichen Niederschlagshöhen werden in den Herbstmonaten erreicht. Starkregen treten vornehmlich im Sommer bis Frühherbst auf, in den übrigen Monaten dominieren Niederschläge mit geringeren Intensitäten. Der durchschnittliche Jahresverlauf der Sonnenscheindauer geht mit dem jahreszeitlichen Wechsel des Niederschlagstyps einher. Die Lufttemperatur zeigt übers Jahr gesehen im Vergleich zum Festland einen verzögerten Anstieg im Frühling und einen verzögerten Rückgang im Herbst und Winter sowie eine kleinere Differenz zwischen Temperaturmaximum und Temperaturminimum. Diese Vorgänge resultieren aus der Wärmespeicherkapazität des Meeres. Die relative Luftfeuchtigkeit ist im Vergleich zum Festland hoch, ihre Jahresamplitude klein. Im Mittel sind der April, Mai und Juni als semihumid, die übrigen Monate als vollhumid einzustufen.

Das Wasserwerk Ost der Insel Langeoog fördert im Mittel ca. 367 000 m³ Grundwasser pro Jahr, die genehmigte Fördermenge liegt bei 400 000 m³. Diese Entnahmen müssen durch die Bildung neuen Grundwassers aus Niederschlag ausgeglichen werden, um die Trinkwasservorkommen auf Dauer nicht zu schädigen. Die Höhe der Grundwasserneubildung wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit für das 1,34 km² große Einzugsgebiet des Wasserwerkes Ost mit fünf verschiedenen Berechnungsverfahren aus meteorologischen Daten flächendifferenziert ermittelt. Ein Vergleich mit gemessenen Sickerwasserraten konnte aufgrund unzureichender Messergebnisse nicht vorgenommen werden. Nach zwei der fünf Verfahren reichen die durch Niederschlag neu gebildeten Wassermengen aus, um die Förderraten zu decken, bei den drei übrigen Methoden liegen dagegen Wasserdefizite vor. Um diese Wasserdefizite auszugleichen, müsste das Einzugsgebiet des Wasserwerkes Ost vergrößert werden. Eine potentielle Erweiterungsfläche stellt das 0,5 km² große Gebiet der Kaapdünen dar, das bis 1989 zur Trinkwasserförderung genutzt wurde. Wird dieses Gebiet bei der Grundwasserneubildungsberechnung berücksichtigt, so zeigen alle zur Anwendung gekommenen Verfahren bei gleichbleibenden Förderraten positive Bilanzen. Nach Maßgabe der Berechnungsergebnisse ist somit die Erweiterung des Einzugsgebietes des Wasserwerkes Ost mit dem Ziel einer nachhaltigen Grundwasserbewirtschaftung sinnvoll, wobei diese nicht mit einer weiteren Zunahme der Grundwasserförderung einhergehen sollte.

8 Literaturverzeichnis

- ALLEN, R. G., SMITH, M., PERRIER, A. & PEREIRA, L. S. (1994): An update for definition of reference evapotranspiration . – ICID Bulletin 43, No. 2: 1–34.
- BÄKER, M. (2001): Grundwasseranreicherung durch Regeninfiltration auf den Ostfriesischen Inseln am Beispiel Norderney und Langeoog. – Dipl.-Arb., Inst. für Geowissenschaften, TU Braunschweig: 115 S. [unveröff.].
- BARCKHAUSEN, J. (1969): Entstehung und Entwicklung der Insel Langeoog - Beitrag zur Quartär-Geologie und Quartär-Paläogeographie eines ostfriesischen Küstenabschnittes. - Oldenburger Jb., **68**: 239–281; Oldenburg.
- (1970): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erl. Bl. Baltrum Nr. 2210 Bl. Ostende-Langeoog Nr. 2211: 44 S.; Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- BARTSCH, A. (2001): Hydrochemische Untersuchung der Grundwasserbeschaffenheit auf den ostfriesischen Inseln Langeoog und Norderney. – Dipl.-Arb., Inst. für Geowissenschaften, TU Braunschweig: 99 S. [unveröff.]
- BAUER, M. (1999a): Windverhältnisse an der niedersächsischen Nordseeküste. - In: Umweltatlas Wattenmeer/Nationalparkverwaltung Niedersächsisches Wattenmeer: Wattenmeer zwischen Elb- und Emsmündung, Bd. 2: 20-21; Ulmer Verlag, Stuttgart.
- (1999b): Das Klima: Temperatur, Niederschlag und Sonnenscheindauer. – In: Umweltatlas Wattenmeer/Nationalparkverwaltung Niedersächsisches Wattenmeer: Wattenmeer zwischen Elb- und Emsmündung, Bd. 2: 22-23; Ulmer Verlag, Stuttgart.
- BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (1996): Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie, Bd. 1, 2. Aufl.: 694 S.; Gebrüder Borntraeger, Berlin – Stuttgart.
- BEINHAUER, R. (1998): Flächenhafte potentielle Verdunstung nach HAUDE für Norddeutschland. – Meteorologische Rundschau, **41**(1): 24–31.
- BERLEKAMP, L.-R. & PRANZAS, N. (1992): Erfassung und Bewertung von Bodenversiegelungen unter hydrologisch-stadtplanerischen Aspekten am Beispiel eines Teilraums von Hamburg. – Diss. TU Hamburg-Harburg: 270 S.; Eigenverlag, Hamburg.
- BERGER, K. (1998): Validierung und Anpassung des Simulationsmodells HELP zur Berechnung des Wasserhaushalts von Deponien für deutsche Verhältnisse. – 557 S.; Umweltbundesamt, Berlin.
- BEUKEBOOM, T. J. (1976): The hydrology of the frisian islands. – Dissertation, Free Univ. of Amsterdam: 121 S.; Amsterdam.

- BUNJE, J. & GALL, U. (1999): Grundwassergewinnung aus den Süßwasserlinsen der ostfriesischen Inseln. – In: Umweltatlas Wattenmeer/Nationalparkverwaltung Niedersächsisches Wattenmeer: Wattenmeer zwischen Elb- und Emsmündung, Bd. 2: 134–135; Ulmer Verlag, Stuttgart.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (1995–2002): Deutsche Meteorologische Jahrbücher 1992–1999. – Offenbach.
- DIN 4049 TI. 1 (1992): Hydrologie – Grundbegriffe
- TI. 2 (1990): Hydrologie – Begriffe der Grundwasserbeschaffenheit
 - TI. 3 (1994): Hydrologie – Begriffe zur quantitativen Hydrologie
- DISSE, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. – Diss. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, TH Karlsruhe, **53**: 180 S.; Karlsruhe.
- DÖRHÖFER, G. & JOSOPAIT, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb., **C 27**: 45–65; Hannover.
- DVWK (1980): Empfehlungen zum Bau und Betrieb von Lysimetern. – Merkblatt **114**: 52 S.; Kommissionsverlag Verlag Paul Parey, Hamburg – Berlin.
- (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. – Merkblatt **238**: 135 S.; Kommissionsvertrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft mbH, Bonn.
- DYCK, S. & PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. - 3. Aufl.: 536 S.; Verlag für Bauwesen, Berlin.
- ENCARTA ENZYKLOPÄDIE 99 (1998)
- ERNSTBERGER, H. (1987): Einfluss der Landnutzung auf Verdunstung und Wasserbilanz. – Diss. Gießen: 139 S.; Verlag Beiträge zur Hydrogeologie, Kirchzarten.
- GERHARDY, H. & JOHANNSEN, A. (1979): Die Küstenregionen. – In: Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland, Textband: 165–169; Harald Boldt Verlag, Boppard.
- GLUGLA, G. & TIEMER, K. (1971): Ein verbessertes Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung. – Wasserwirtschaft – Wassertechnik 21, H. **10**: 349–351.
- GLUGLA, G. & KÖNIG, B. (1989): Der mikrorechnergestützte Arbeitsplatz Grundwasserdargebot. – Wasserwirtschaft – Wassertechnik 39, H. **8**: 178–181.
- GROSSMANN, J. (1996): Eingangsdaten und Parameter zur Berechnung der Grundwasserneubildung mit einem Einschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell. – Deutsch. Gewässerkundl. Mitt., **40**: 204–211; Koblenz.
- (1997): Modell zur Berechnung der Grundwasserneubildung im Großraum Hamburg. – Fachl. Ber. HWW, **1**: 38–45; Hamburger Wasserwerke GmbH, Eigenverlag, Hamburg.
 - (1998a): Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung aus Niederschlag für große Einzugsgebiete. – gwf-Wasser/Abwasser, **139**: 14–23; München.

- (1998b): Berechnung der Grundwasserneubildung aus Niederschlag – Beschreibung eines Verfahrens, Dokumentation der Basisdaten und Parameter. – 45 S.; Hamburg [unveröff.].
- GROSSMANN, J. & LANGE, F. (1999): Sensitivitätsanalyse eines Einschicht-Bodenwasserhaushaltsmodells zur Berechnung der Grundwasserneubildung. – *Grundwasser*, **1** (4): 11–17; Springer Verlag, Berlin – Heidelberg.
- HAUDE, W. (1954): Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. – *Mitt. Deutsch. Wetterdienst*, Nr. **8**: 21 S.; Bad Kissingen.
- (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. – *Mitt. Deutsch. Wetterdienst*, Nr. **11**, Bd. 2.: 23 S.; Bad Kissingen.
- HÖLTING, B. (1996): *Hydrogeologie*. - 5. Aufl.: 141 S.; Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- JORDAN, E. (1978): *Wasserhaushaltsuntersuchungen in der Gleidinger Senke*. – *Mitt. Dt. Bodenk.*, **26**: 143–152; Göttingen.
- KISTNER, I. (2001): *Die hydrogeologische Situation im Einzugsgebiet des Wasserwerkes Harlinger Land*. – *Dipl.-Arb., Inst. für Geowissenschaften, TU Braunschweig*: : 68 S. [unveröff.].
- KÖNIG, R. (1993): *Quantifizierung der Bodenwasserbewegungen im Hinblick auf die Grundwasserneubildung mit Hilfe deckschichtenphysikalischer Kenngrößen*. – *Inst. für Geologie, Univ. Würzburg*: 156 S.; Würzburg.
- KUNTZE, H., ROESCHMANN, G., SCHWERDTFEGER, G. (1994): *Bodenkunde*. - 5. Aufl.: 424 S.; Ulmer Verlag, Stuttgart.
- LANDESVERMESSUNG UND GEOBASISINFORMATION NIEDERSACHSEN (Hrsg.) (1997)
Topographische Karte 1 : 25 000, Blatt 2210 Langeoog West. – 8. Aufl.; Hannover.
- (1997) Topographische Karte 1 : 25 000, Blatt 2211 Langeoog Ost. – 8. Aufl.; Hannover.
- (1998) Topographische Karte 1 : 500 000, Land Niedersachsen. - 8. Aufl.; Hannover.-
- LANG, J. & WALLISCH, S. (1991): Ein Beitrag zur Verdunstungsberechnung von undurchlässigen Flächen. – *Wasser und Boden*, **11**: 690–696.
- MATTHESS, G. & UBELL, K. (1983): *Allgemeine Hydrogeologie – Grundwasserhaushalt*. - 438 S.; Gebrüder Borntraeger, Berlin – Stuttgart.
- MEUSER, A. (1989): *Einfluss von Brachlandvegetation auf das Abflussverhalten in Mittelgebirgslagen*. – *Diss. Justus-Liebig-Universität Gießen*: 166 S.; Verlag Beiträge zur Hydrogeologie, Kirchzarten.
- MEYER, H.-H. (1977): *Grundwassernutzung auf den ostfriesischen Inseln*. – *Z. dt. geol. Ges.*, **128**: 305–318; Hannover.
- MEYER, K.-D. (1970): *Zur Geschiebeführung des Ostfriesisch-Oldenburgischen Geestrückens*. – *Abh. naturw. Ver. Bremen*, **37**: 227–246; Bremen.

- MEYER, T. & TESMER, M. (2000): Ermittlung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsrate in Südost-Holstein nach verschiedenen Verfahren unter Verwendung eines Geoinformationssystems. – Geowiss. Diss. Freie Universität Berlin: 171 S. [unveröff.].
- MICHAELIS, B. (2000): Dichteabhängige Strömungssimulation mit einem Num. Grundwassermodell (FEFLOW) als Voraussetzung für ein nachhaltiges Grundwassermanagement auf der Nordseeinsel Langeoog. – Dipl.-Arb., Inst. für Geowissenschaften, TU Braunschweig: 89 S. [unveröff.].
- MÜLLER, H. & WOLFF, J. (1998): Ermittlung einer schonenden Bewirtschaftung der Süßwasserlinsen auf den ostfriesischen Inseln am Beispiel der Insel Norderney – Stadtwerke Norderney. – Inst. für Geowissenschaften, TU Braunschweig: 136 S.; Braunschweig [unveröff.].
- MURAWSKI, H. (1992): Geologisches Wörterbuch. - 9. Aufl.:254 S.; Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- NAUMANN, K & WOLFF, J. (1997): Grundwasser- und Beobachtungsuntersuchungen im Einzugsgebiet des Wasserwerkes Ost auf Langeoog. – .Inst. für Geowissenschaften, TU Braunschweig: 42 S; Braunschweig [unveröff.].
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESVERWALTUNGSAMT – LANDESVERMESSUNG (Hrsg.) (1995): Topographische Karte 1 : 100 000: Ostfriesland. - 3. Aufl.; Hannover.
- PENMAN, H. L. (1956): Estimating evaporation. – Trans. Amer. Geophys. Union 37, No. 1: 43-50.
- PENNING, M. (2000): Die hydrogeologische Situation auf der ostfriesischen Insel Langeoog unter Berücksichtigung küstentypischer Einflussfaktoren. – Dipl.-Arb., Inst. für Geowissenschaften, TU Braunschweig: 81 S. [unveröff.].
- RAPP, J. & SCHÖNWIESE, C.-D. (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891 – 1990. – 2. Aufl.: 253 S.; Frankfurter Geowiss. Arb., Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt.
- REINECK, H.-E. (1994): Landschaftsgeschichte und Geologie Ostfrieslands – Geol. Exkursionen, Bd. 1: 182 S.; Verlag Sven von Loga, Köln.
- RENGER, M. & WESSOLEK, G. (1990): Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderung auf die Grundwasserneubildung. – Mitt. Inst. für Wasserwesen, Univ. der Bundeswehr München, H. **386**: 295–307, München.
- SANTING, G. (1963): Salt-fresh water relationships. – In: The development of groundwater resources with special reference to deltaic areas. – Water resources series, **24**: 52–63; New York.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. - 14. Aufl.: 494 S.;

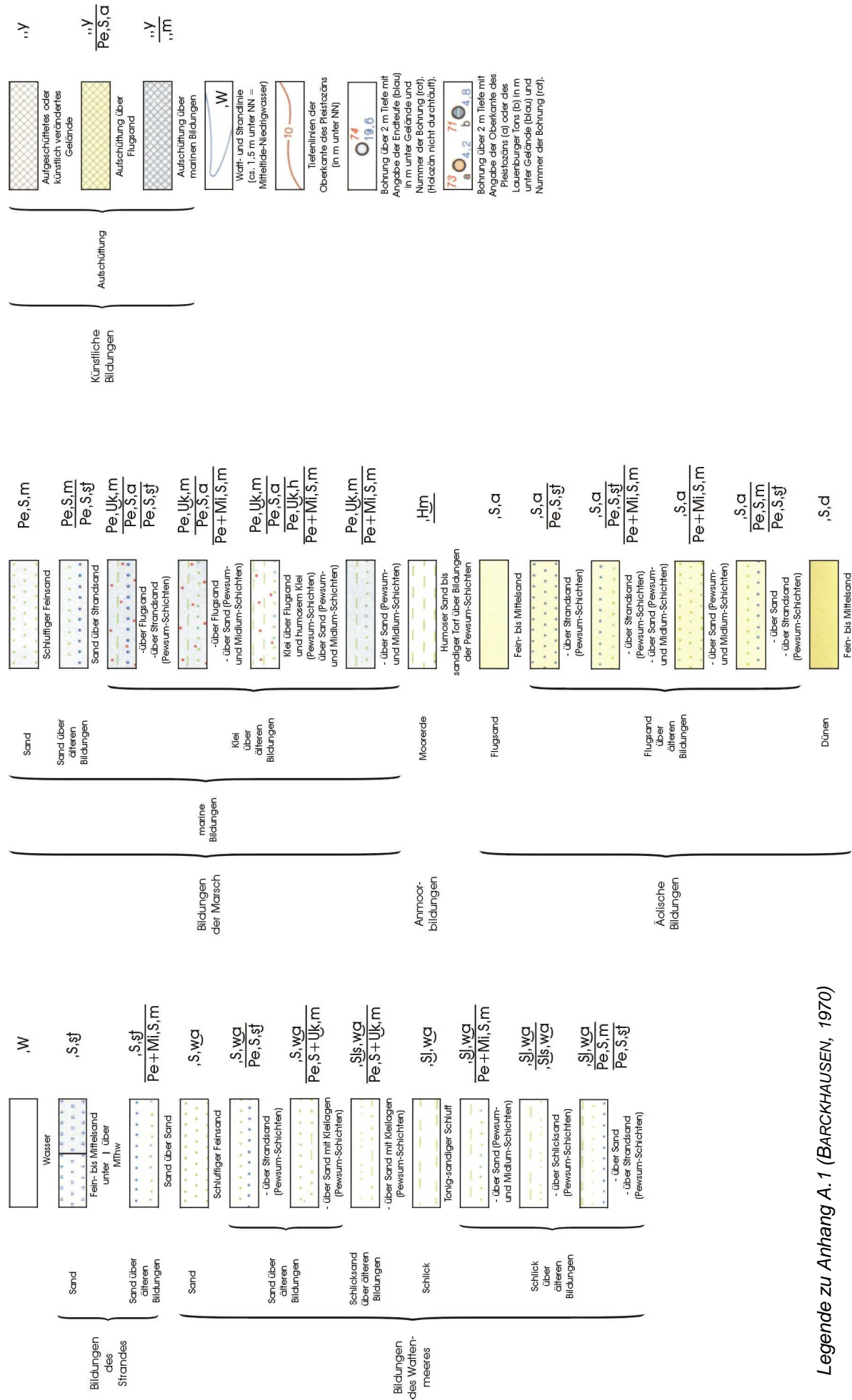
Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

- SCHIRMER, H. (1979): Niederschlag. – In: Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland, Textband: 48–74; Harald Boldt Verlag, Boppard.
- SCULTETUS, H. R. (1969): Klimatologie – Das geographische Seminar – Praktische Arbeitsweisen. – 169 S.; Westermann, Braunschweig.
- STREIF, H. (1985b): Südliche Nordsee im Eiszeitalter – Überflutungen und Eisvorstöße. – Forsch. Mitt. DFG, **1** (85): 9–11; Weinheim.
- (1986): Zur Altersstellung und Entwicklung der Ostfriesischen Inseln. – Offa, **43**: 29–44; Neumünster (Wachholtz).
- (1990): Das ostfriesische Küstengebiet. – Sammlung geologischer Führer, **57**: 367 S.; Gebrüder Borntraeger, Berlin – Stuttgart.
- STREIF, H. & HINZE, C. (1980): Geologisch-bodenkundliche Aspekte zum holozänen Meeresspiegelanstieg im niedersächsischen Küstenraum. – Geol. Jb., **F 8**: 39–53.
- TURC, L. (1961): Évaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. – Ann. Agron. Paris **12**: 13–49.
- WALTER, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa. - 6. Aufl.: 566 S.; E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- WENDLING, U. (1995): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. – Wasserwirtschaft, **85**, H. **12**: 602–604.
- WENDLING, U. (2001): Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. – Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall, **48**, Nr. **1**: 96–101.
- WENDLING, U. & MÜLLER, J. (1984): Entwicklung eines Verfahrens zur rechnerischen Abschätzung der Verdunstung im Winter. – Z. Meteorol., **34**: 82–85.
- WENDLING, U., SCHELLIN, H.-G. & THOMÄ, M. (1991): Bereitstellung von täglichen Informationen zum Wasserhaushalt des Bodens für die Zwecke der agrarmeteorologischen Beratung. – Z. Meteorol. **41**: 468–475.
- WILDEVANG, D. (1936): Der tiefere Untergrund der ostfriesischen Nordseeinseln. – Ver. Naturwiss. Ges. Emden: 1–56; Emden.
- ZMARSLY, E., KUTTLER, W., PETHE, H. (1999): Meteorologisch-klimatologisches Grundwissen. – 168 S.; Ulmer Verlag, Stuttgart.

ANHANG



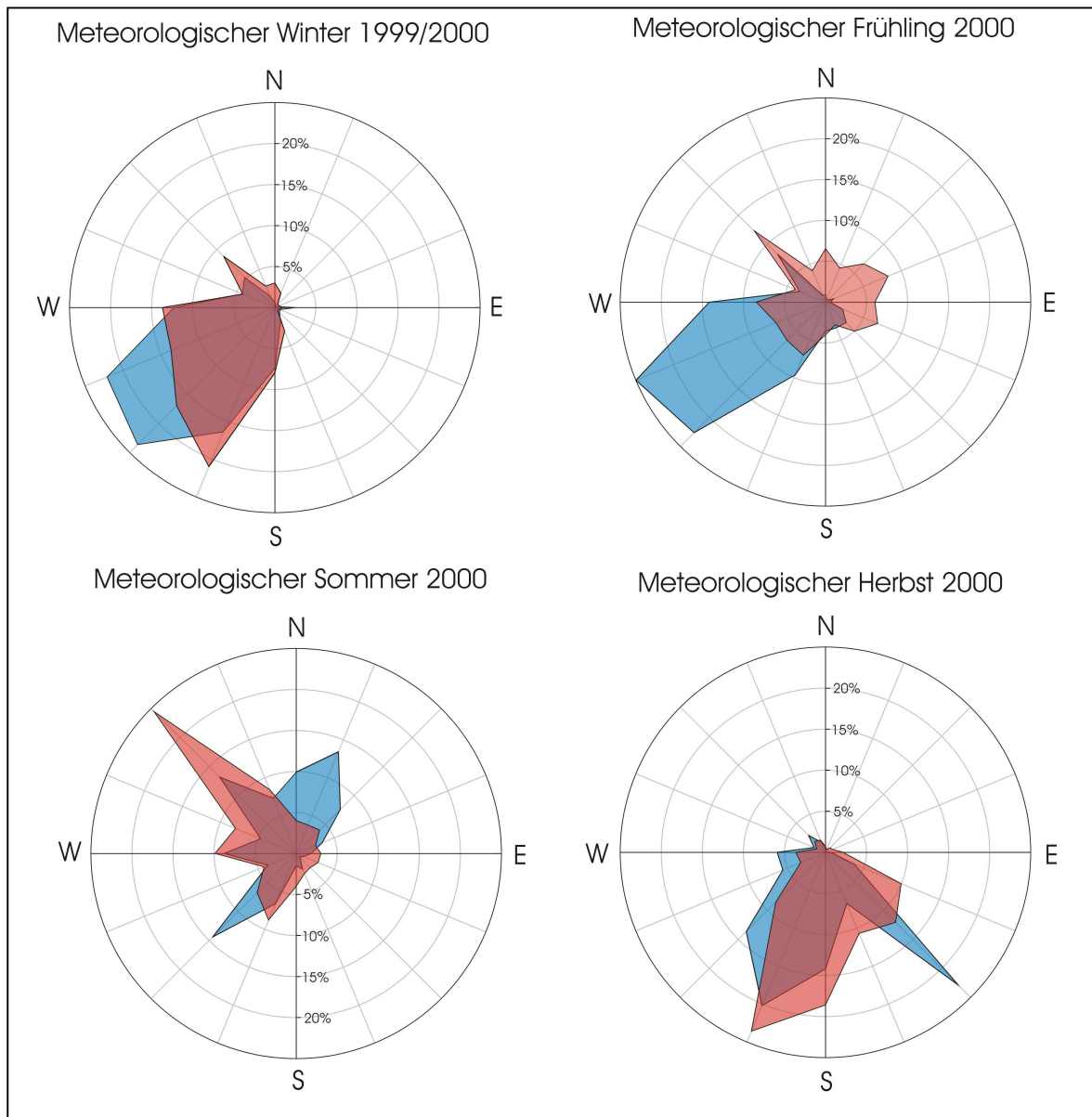
Geologie der Insel Langeoog (BARCKHAUSEN, 1970)



Legende zu Anhang A. 1 (BARCKHAUSEN, 1970)

Biostratigraphische Tabelle			Zeitskala bezogen auf Chr. Geburt	Radiocarbon-Alter vor 1950	Lithostratigraphische Tabelle		Lokale Abfolge			
Pollenzonen nach OVERBECK	vergleichb. Zonen nach FIRBAS	Klimaabschnitte nach BLYTT & SERENANDER			Ingressionsfolgen DECHEND (1957/61)	Ingressionsfolgen nach: BRAND, HAGEMAN, JELGERSMA & SINDOWSKI (1966)	Gebiet von Baltrum u. Langeoog			
					Schichten / Schicht	14 C-Daten	Pollen-Analysen	Lage der Torf-oberflächen zu NN	Ingressions-folgen	
XII	X	Subatlantikum	+ 1000	1000	0 ₄ 0 ₃ 0 ₂	PEWSUM	Wyk	+ 1,6 m		
XI	IX		+/- 0	2000	0 ₁					Tönning
X				- 1000	3000	u ₂	MIDLUM	Schwabstedt	+ 1 - 3 m	Schwabst.
IX	VIII	Sub-boreal	- 2000	4000	u ₁	DORNUM	Meldorf	+ 4 - 6 m	Meldorf	
					m _{3B} m _{3A}		Husum Fiel		Husum	
VIII b	VII	Atlantikum	- 3000	5000	m ₂	BALTRUM	Eesch	+ 8 - 11 m	Fiel	
			- 4000	6000					+ 14 - 16 m	Eesch
VIII a	VI		- 5000	7000	m ₁		Barlt	+ 16 - 17 m	Barlt	
VII VI	V	Boreal	- 6000	8000	Altholozän					
			- 7000	9000						
V	IV	Præ-boreal	- 8000	10000	ca: - 22 m					

Gliederung des Küstenholozäns (aus BARCKHAUSEN, 1970)



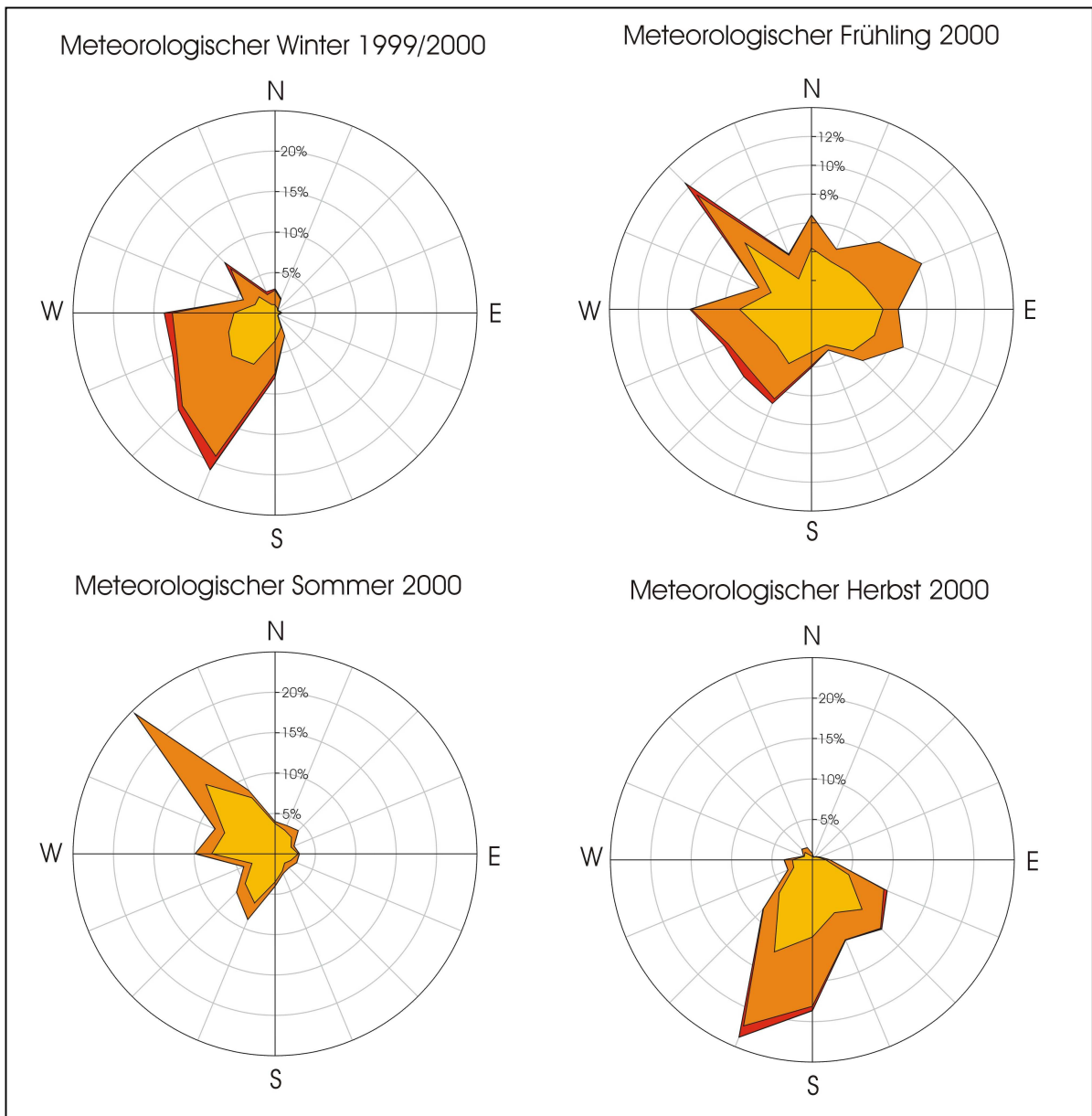
Jahresniederschlagsrose (blau) und Jahreswindrose (rot); meteorologischer Winter 1999/2000 (187 mm Niederschlag), meteorologischer Frühling 2000 (183 mm Niederschlag), meteorologischer Sommer 2000 (166 mm Niederschlag), meteorologischer Herbst 2000 (153 mm Niederschlag)



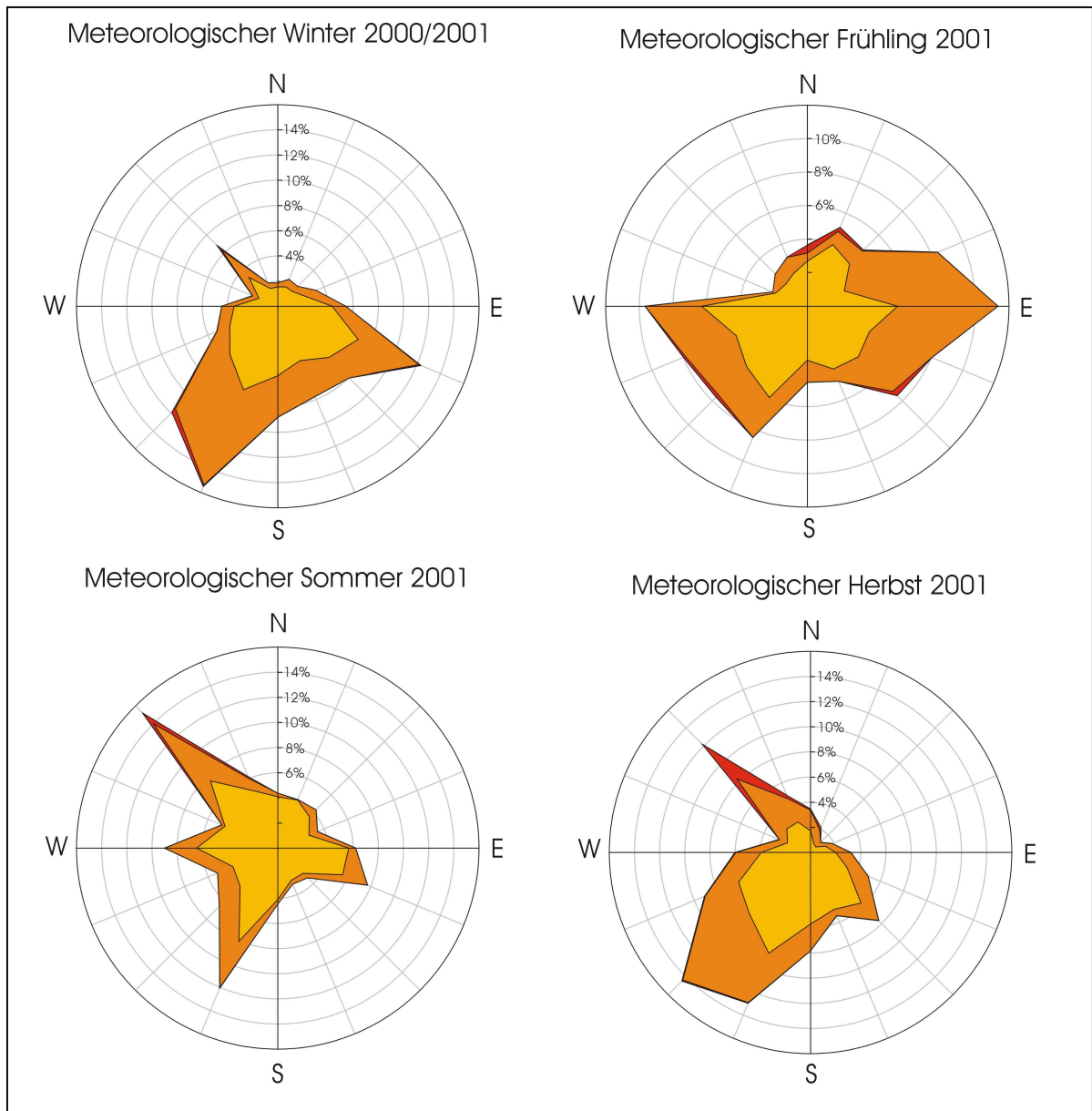
Jahresniederschlagsrose (blau) und Jahreswindrose (rot); meteorologischer Winter 2000/2001 (142 mm Niederschlag), meteorologischer Frühling 2001 (136,1 mm Niederschlag), meteorologischer Sommer 2001 (337 mm Niederschlag), meteorologischer Herbst 2001 (319 mm Niederschlag)

Windstärke [BEAUFORT]	Windgeschwindigkeit [m/s]	Bezeichnung des Windes im Binnenland (auf See)
0	0,0 – 0,2	Stille (Stille)
1	0,3 – 1,5	leichter Zug (fast Stille)
2	1,6 – 3,3	leichter Zug (leichte Brise)
3	3,4 – 5,4	schwacher Wind (schwache Brise)
4	5,5 – 7,9	mäßiger Wind (mäßige Brise)
5	8,0 – 10,7	frischer Wind (frische Brise)
6	10,8 – 13,8	starker Wind (starker Wind)
7	13,9 – 17,1	steifer Wind (steifer Wind)
8	17,2 – 20,7	stürmischer Wind (stürmischer Wind)
9	20,8 – 24,4	Sturm (Sturm)
10	24,5 – 28,4	schwerer Sturm (schwerer Sturm)
11	28,5 – 32,6	orkanartiger Sturm (orkanartiger Sturm)
12	32,7 – 36,9	Orkan (Orkan)
13	37,0 – 41,4	“
14	41,5 – 46,1	“
15	46,2 – 50,2	“
16	50,3 – 56,3	“
17	≥56,4	“

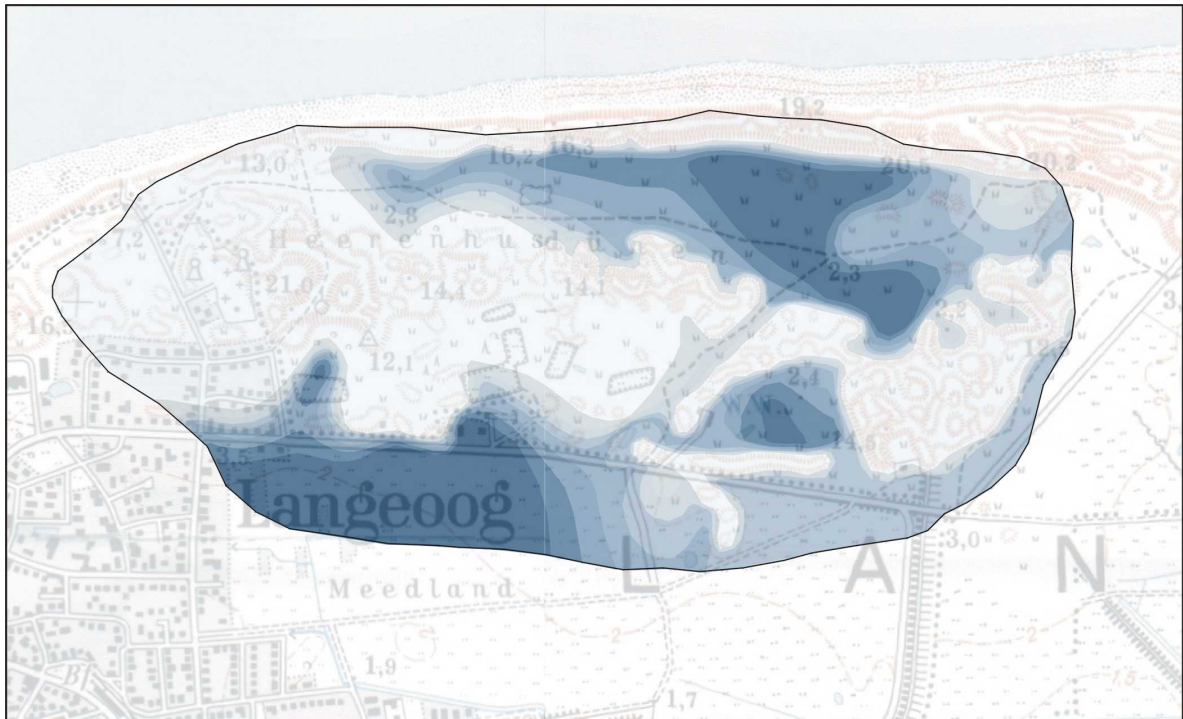
Windstärke, Windgeschwindigkeit und Bezeichnung des Windes (aus ZMARSLY, KUTTLER & PETHE, 1999)



Windrichtungsverteilung der meteorologischen Jahreszeiten des Jahres 2000 mit Angabe der Windstärken nach BEAUFORT; gelb: BEAUFORT-Windstärken 1 bis 3, orange: 4 bis 5, rot: ≥ 6



Windrichtungsverteilung der meteorologischen Jahreszeiten des Jahres 2001 mit Angabe der Windstärken nach BEAUFORT; gelb: BEAUFORT-Windstärken 1 bis 3, orange: 4 bis 5, rot: ≥ 6



Grundwasserflurabstandsplan für das Einzugsgebiet des Wasserwerkes Ost (Ausschnitt aus TK 2210 Langeoog West und TK 2211 Langeoog Ost); dunkelblaue Flächen: kapillarer Aufstieg von 5 mm/d, weiße Flächen: kapillarer Aufstieg von 0 mm/d, die dazwischen liegenden Farbabstufungen entsprechen den kapillaren Aufstiegsraten von 3 mm/d, 1,5 mm/d, 0,7 mm/d, 0,3 mm/d, 0,15 mm/d und 0,1 mm/d