

Vergleich zweier Verfahren zur Ermittlung der Grundwasserneubildung am Beispiel eines Gebietes im südwestlichen Schleswig-Holstein

STEFAN HAAS

Diplomarbeit

Vorgelegt zur Diplom-Hauptprüfung im Studiengang Geologie-Paläontologie dem
Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

Hamburg im September 2004

Danksagung

Herrn Prof. Dr. Christian Betzler danke ich sehr für die Übernahme des Erstgutachtens.

Herrn Prof. Dr. Ing. Wilfried Schneider von der Technischen Universität Hamburg-Harburg danke ich für die Übernahme des Zweitgutachtens.

Ich danke meiner Freundin Stefanie und meinem Sohn Janis für ihre Liebe und das Vertrauen, das sie mir jeden Tag entgegenbringen.

Besonders möchte ich mich bei Christina Kannapinn und Claudia Schlinke von der Technischen Universität Hamburg-Harburg für ihre unermütlche Unterstützung bedanken. Eure ständige Diskussions- und Beratungsbereitschaft waren sehr hilfreich. Dir, Christina, vor allem für deine kritischen Anmerkungen und deine aufmunternden Worte.

Weiterhin danke ich meiner Mutter, die mich während des gesamten Studiums unterstützte und mir immer wieder mit Rat und Tat zur Seite stand.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	1
1.1 Geographischer Überblick	1
1.2 Hydrogeologischer Überblick	3
1.3 Klima	4
2 Geologie des Arbeitsgebietes	5
2.1 Strukturelemente des tieferen Untergrundes	5
2.2 Tertiär	6
2.2.1 Paläozän bis Oligozän	6
2.2.2 Miozän	7
2.2.2.1 Unterer Glimmerton	7
2.2.2.2 Braunkohlesande (BKS)	7
2.2.2.3 Marine Feinsande	7
2.2.2.4 Oberer Glimmerton	8
2.2.3 Pliozän	8
2.2.3.1 Kaolinsande	8
2.3 Quartär	8
2.3.1 Pleistozän	9
2.3.1.1 Elster-Kaltzeit	9
2.3.1.2 Holstein-Warmzeit	10
2.3.1.4 Saale-Komplex	10
2.3.1.5 Eem-Warmzeit	11
2.3.1.6 Weichsel-Komplex	12
2.3.2 Holozän	13
3 Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung	14
3.1 Niederschlag	15
3.2 Verdunstung	17
3.2.1 Begriffserläuterung	17
3.2.2 Verfahren zur Messung der Verdunstung	17
3.2.2.1 Atmometer	17
3.2.2.2 Verdunstungsgefäße	18
3.2.2.3 Lysimeter	18
3.2.3 Verfahren zur Berechnung der Verdunstung	19
3.2.3.1 Das Verfahren nach HAUDE	19
3.2.3.2 Das Verfahren nach PENMAN-MONTEITH	20
3.2.3.3 Gras-Referenzverdunstung	22
3.3 Abfluss	23
3.3.1 Der Oberflächenabfluss	24
3.3.2 Der Zwischenabfluss (Interflow)	25
3.3.3 Der Basisabfluss	25
3.4 Grundwasserneubildung	26

4 Datengrundlage	28
4.1 Klima	28
4.2 Geologie und Boden	29
4.2.1 Allgemein	29
4.2.2 Bodenübersichtskarte 1 : 200.000 (BÜK 200)	30
4.3 Nutzung	32
4.3.1 Topographische Karten	32
4.3.2 CORINE-Landcover-Daten	32
4.4 Direktabfluss	34
4.4.1 Ansatz nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980)	34
4.4.2 Ansatz nach SCHROEDER & WYRWICH (1990)	35
4.4.3 Ansatz nach MEß ER (1997)	36
4.5 Digitale Geländemodelle	37
4.5.1 Bestimmung der Reliefenergie	38
5 Angewandte Berechnungsverfahren	40
5.1 Das Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990)	40
5.2 Das TUB-BGR-Verfahren (WESSOLEK et al., 2003)	40
6 Umsetzung der Berechnungsverfahren in einem GIS	43
6.1 Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990)	44
6.2 TUB-BGR Verfahren (WESSOLEK et al., 2003)	45
7 Ergebnisse und Diskussion	49
8 Literaturverzeichnis	55
9 Anhang	63
9.1 Gleichungen des TUB-BGR-Verfahrens	64
9.2 Tabellen und Abbildungen	67

Abbildungsverzeichnis

- Abbildung 1.1:** Übersichtskarte von Schleswig-Holstein. Das rote Quadrat kennzeichnet das Untersuchungsgebiet.
- Abbildung 1.2:** Lage des Untersuchungsgebietes. Eingetragen sind die Salzstöcke, die elsterkaltzeitliche Rinne sowie das Vorflutsystem (aus WICHMANN & SCHNEIDER, 2003)
- Abbildung 1.3:** Shaded-Relief des bearbeiteten Gebietes (Koordinaten im Gauss-Krüger-System). Abbildung ist 20fach überhöht.
- Abbildung 2.1:** Tektonische Übersicht des tieferen Untergrundes (nach JARITZ, 1973).
- Abbildung 2.2:** Stratigraphie des Tertiärs in Schleswig-Holstein (nach HINSCH, 1974).
- Abbildung 2.3:** Klimastratigraphische Gliederung des Quartärs (nach STEPHAN, 2003).
- Abbildung 2.4:** Maximale Ausdehnung der Inlandsgletscher während der Quartärs (nach EHLERS, 1990b).
- Abbildung 2.5:** Elsterkaltzeitliche Rinnen in Norddeutschland (nach EHLERS, 1990a).
- Abbildung 3.1:** Schematische Darstellung des Wasserhaushaltes sowie die Einflussgrößen auf die Höhe der Grundwasserneubildung (nach MEYER & TESMER, 2000).
- Abbildung 3.2:** Schematischer Aufbau eines Niederschlagsmessers nach HELLMANN.
- Abbildung 3.3:** Atmometer. Foto: Gloria Blumanhourst.
- Abbildung 3.4:** Verdunstungspfanne (Class-A-Evaporation-Pan). Foto: Humboldt-Universität Berlin.
- Abbildung 3.5:** Schematischer Aufbau eines wägbaren Lysimeters.
- Abbildung 3.6:** Der Abfluss in Bezug zu wichtigen Einflussgrößen (nach MEYER & TESMER, 2000).
- Abbildung 3.7:** Darstellung der Abflusskomponenten (nach RICHTER & LILLICH, 1975).
- Abbildung 3.8:** Darstellung eines Grundwasserabschnittes (nach DIN 4049-3).
- Abbildung 3.9:** Schematische Darstellung möglicher Grundwasserneubildungsvorgänge in humiden Bereichen: a) im Flachland, b) in Gebieten mit Reliefenergie, c) in Gebieten mit Reliefenergie und Influenz (nach MEYER & TESMER, 2000).
- Abbildung 4.1:** Ermittlung der Gebietsniederschlagshöhe mit Hilfe von Thiessen-Polygonen (aus RICHTER & LILLICH, 1975).
- Abbildung 4.2:** Verteilung der unkorrigierten Niederschlagshöhen im Untersuchungsgebiet. Ermittelt wurden diese aus 6 Niederschlagsstationen mit Hilfe der Polygonmethode (Thiessen-Polygone). Die einzelnen Polygone wurden nachträglich an das Relief angepasst.
- Abbildung 4.3:** Verteilung der unkorrigierten Niederschlagshöhen nach der Rastermethode des DWD.
- Abbildung 4.4:** Verbreitung der Bodenklassen nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) im Untersuchungsgebiet. Grundlage hierfür bildet die BÜK 200 (BGR, 1999). tS = terrestrische Sandböden, tL = Terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden.
- Abbildung 4.5:** Darstellung der verschiedenen Nutzungsarten auf Grundlage der TK 25 im Untersuchungsgebiet.
- Abbildung 4.6:** Darstellung der verschiedenen Nutzungsarten auf Grundlage der CORINE-Landcover-Daten (CEC, 1989) im Untersuchungsgebiet.
- Abbildung 4.7:** Ermittlung der Grundwasserneubildung mit Hilfe eines Nomogramms nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980).
- Abbildung 4.8:** Beziehungen in einem rechtwinkligen Dreieck.
- Abbildung 4.9:** Surface des Untersuchungsgebietes. Die Blickrichtung ist nach NW. Das Höhenmodell ist 15fach überhöht dargestellt.
- Abbildung 4.10:** Darstellung der Reliefenergie des Untersuchungsgebietes.
- Abbildung 6.1:** Flussdiagramm des SCHROEDER & WYRWICH-Verfahrens. Die grau unterlegten Felder sind die benötigten Eingangspatrameter.

- Abbildung 6.2:** Flussdiagramm des TUB-BGR-Verfahrens. Die grau unterlegten Felder sind die benötigten Eingangspatrameter. Direktabfluss (Q_d) bestimmt nach (1) DÖRHÖFER & JOSOPAIT, (2) SCHROEDER & WYRWICH, (3) MEß ER.
- Abbildung 7.1:** Mittlere jährliche Grundwasserneubildung für das Untersuchungsgebiet – Ergebnisse der verwendeten Datengrundlagen und Direktabfluss-Ansätze. Blaue Kästen = TUB-BGR-Verfahren (Q_d nach: D&J = DÖRHÖFER & JOSOPAIT, S&W = SCHROEDER & WYRWICH, S&W+CORINE = SCHROEDER & WYRWICH + CORINE-Klassifizierung, M = MEß ER), Grüne Kästen = Schroeder-Wyrwich-Verfahren (verschiedene Datengrundlagen).
- Abbildung 7.2:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990). Datengrundlage: Niederschlagsrasterdaten und CORINE-Nutzungsdaten.
- Abbildung 7.3:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Niederschlagsdatengrundlage: Thiessen-Polygone (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990).
- Abbildung 7.4:** Vergleich der mittleren Grundwasserneubildungsrate in Abhängigkeit der Nutzung (CORINE) zwischen Schroeder-Wyrwich- und TUB-BGR-Verfahren. S&W = Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, Q_d (D&J) = DÖRHÖFER & JOSOPAIT, (S&W-COR) = SCHROEDER & WYRWICH, (S&W+COR) = SCHROEDER & WYRWICH + CORINE-Klassifizierung, (M) = MEß ER.
- Abbildung 9.6.b:** Direktabfluss für das Untersuchungsgebiet – Ergebnisse der verwendeten Datengrundlagen und Direktabfluss-Ansätze. Blaue Kästen = TUB-BGR-Verfahren (Q_d nach: D&J = DÖRHÖFER & JOSOPAIT, S&W = SCHROEDER & WYRWICH, S&W+CORINE = SCHROEDER & WYRWICH + CORINE-Klassifizierung, M = MEß ER), Grüne Kästen = Schroeder-Wyrwich-Verfahren (verschiedene Datengrundlagen).
- Abbildung 9.7b:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990). Datengrundlage: Niederschlag (Thiessen-Polygone) und CORINE-Nutzungsdaten.
- Abbildung 9.8b:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990). Datengrundlage: Niederschlagsrasterdaten und TK 25-Nutzungsdaten.
- Abbildung 9.9b:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990). Datengrundlage: Niederschlag (Thiessen-Polygone) und TK 25-Nutzungsdaten.
- Abbildung 9.10b:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Niederschlagsdatengrundlage: Rasterdaten (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990).
- Abbildung 9.11b:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Nutzungsgrundlage: CORINE (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990).
- Abbildung 9.12b:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Nutzungsgrundlage: TK 25 (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990).
- Abbildung 9.13b:** Darstellung der Sickerwasserrate (= ohne Q_d) und Grundwasserneubildung nach dem TUB-BGR-Verfahren in Abhängigkeit verschiedener Nutzungen. Q_d (D&J) = Direktabfluss nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT, Q_d (S&W-COR) = Direktabfluss nach SCHROEDER & WYRWICH ohne CORINE-Klassifizierung, Q_d (S&W+COR) = Direktabfluss nach SCHROEDER & WYRWICH mit CORINE-Klassifizierung, Q_d (M) = Direktabfluss nach MEß ER.
- Abbildung 9.14:** Karte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes im Zeitraum 1961-1990. Berechnungsansatz nach SCHROEDER & WYRWICH. Datengrundlage Niederschlagsraterdaten und CORINE-Nutzungsdaten.
- Abbildung 9.15:** Karte der mittleren jährlichen Sickerwasserrate des Untersuchungsgebietes im Zeitraum 1961-1990. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren.

- Abbildung 9.16:** Karte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes im Zeitraum 1961-1990. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT.
- Abbildung 9.17:** Karte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes im Zeitraum 1961-1990. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach SCHROEDER & WYRWICH ohne CORINE-Klassifizierung.
- Abbildung 9.18:** Karte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes im Zeitraum 1961-1990. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach SCHROEDER & WYRWICH mit CORINE-Klassifizierung.
- Abbildung 9.19:** Karte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes im Zeitraum 1961-1990. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach MEßER.
- Abbildung 9.20:** Karte des mittleren Direktabflusses im Untersuchungsgebiet. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT.
- Abbildung 9.21:** Karte des mittleren Direktabflusses im Untersuchungsgebiet. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach SCHROEDER & WYRWICH ohne CORINE-Klassifizierung.
- Abbildung 9.22:** Karte des mittleren Direktabflusses im Untersuchungsgebiet. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach SCHROEDER & WYRWICH mit CORINE-Klassifizierung.
- Abbildung 9.23:** Karte des mittleren Direktabflusses im Untersuchungsgebiet. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach MEßER.

Tabellenverzeichnis

- Tabelle 3.1:** Jahresgang des mittleren Niederschlagsfehlers für Schleswig-Holstein in Prozent (nach RICHTER, 1995).
- Tabelle 3.2:** Monatskoeffizienten nach HAUDE (1954).
- Tabelle 4.1:** Zuordnung der Reliefenergie in die jeweilige A/A_u -Stufen und Beschreibung der A/A_u -Geraden nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980)
- Tabelle 4.2:** Ableitung des prozentualen Anteils des Direktabflusses am Wasserüberschuss in Abhängigkeit von Bodengruppe, Reliefenergie (RE) und Bewuchs - verändert nach SCHROEDER & WYRWICH (1990); tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden.
- Tabelle 4.3:** Ableitung des prozentualen Anteils des Direktabflusses am Wasserüberschuss in Abhängigkeit von Bodengruppe und Bewuchs für Reliefenergien bis 20 m/km² nach MEßER (1997).
- Tabelle 5.1:** Mittlere Verdunstungshöhen für verschiedene Bodengruppen und Nutzungen in mm.
- Tabelle 6.1:** Gegenüberstellung der Parameter der angewandten Verfahren. k = korrigiert, u = unkorrigiert, FAO = Grasreferenzverdunstung.
- Tabelle 7.1:** Mittlere Grundwasserneubildung für das Untersuchungsgebiet – Ergebnisse der verwendeten Datengrundlagen und Direktabfluss-Ansätze.
- Tabelle 7.2:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990). Datengrundlage: Niederschlagsrasterdaten und CORINE-Nutzungsdaten.
- Tabelle 7.3:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Niederschlagsdatengrundlage: Thiessen-Polygone (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990).
- Tabelle 9.1:** Einteilung der Böden aus der BÜK 200 (BGR, 1999) in die Bodenklassen nach SCHROEDER & WYRWICH (1990); tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden.
- Tabelle 9.2:** Im Untersuchungsgebiet vorhandene Flächen nach CORINE-Landcover-Daten (CEC, 1989). Die Zuweisung der prozentualen Nutzungsanteile erfolgte durch die BGR.
¹Der im Untersuchungsgebiet liegende Flughafen weist keine großen versiegelten Flächen auf, so dass er wie „nicht durchgängig städtische Prägung“ behandelt wird.
- Tabelle 9.3:** Ableitung des prozentualen Anteils des Direktabflusses am Wasserüberschuss in Abhängigkeit von Bodengruppe und Bewuchs für Reliefenergien von 20 m/km² bis 40 m/km² nach MEßER (1997).
- Tabelle 9.4:** Ableitung des prozentualen Anteils des Direktabflusses am Wasserüberschuss in Abhängigkeit von Bodengruppe und Bewuchs für Reliefenergien von 40 m/km² bis 100 m/km² nach MEßER (1997).
- Tabelle 9.5:** Ableitung des prozentualen Anteils des Direktabflusses am Wasserüberschuss in Abhängigkeit von Bodengruppe und Bewuchs für Reliefenergien > 100 m/km² nach MEßER (1997).
- Tabelle 9.6a:** Höhe des Direktabflusses für das Untersuchungsgebiet – Ergebnisse der verwendeten Datengrundlagen und Direktabfluss-Ansätze.
- Tabelle 9.7a:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990). Datengrundlage: Niederschlag (Thiessen-Polygone) und CORINE-Nutzungsdaten.
- Tabelle 9.8a:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990). Datengrundlage: Niederschlagsrasterdaten und TK 25-Nutzungsdaten.

- Tabelle 9.9a:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Leimböden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990). Datengrundlage: Niederschlag (Thiessen-Polygone) und TK 25-Nutzungsdaten.
- Tabelle 9.10a:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Leimböden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Niederschlagsdatengrundlage: Rasterdaten (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990).
- Tabelle 9.11a:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Leimböden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Nutzungsgrundlage: CORINE (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990).
- Tabelle 9.12a:** Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Leimböden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Nutzungsgrundlage: TK 25 (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990).
- Tabelle 9.13a:** Darstellung der Sickerwasserrate (= ohne A_d) und Grundwasserneubildung nach dem TUB-BGR-Verfahren in Abhängigkeit verschiedener Nutzungen und unterschiedlicher Ansätze für den Direktabfluss.

Formelzeichen und Abkürzungen

A/A_u	Verhältnis zwischen Gesamtabfluss und grundwasserbürtigem Abfluss	
c_p	Spezifische Wärme der Luft bei konst. Druck	[J/(kg K)]
e	Dampfdruck der Luft bei aktueller Feuchte	[hPa]
E_{14}	Sättigungsdampfdruck um 14:00 Uhr	[hPa]
$e_s(T)$	Dampfdruck der wassergesättigten Luft	[hPa]
$(e_s(T)-e)$	Sättigungsdefizit der Luft	[hPa]
ET	Evapotranspiration	[mm]
$ET0$	Gras-Referenzverdunstung nach FAO-Standard	[mm]
$ET0_{Som}$	Gras-Referenzverdunstung im Sommerhalbjahr nach FAO-Standard	[mm]
ET_a	reale Evapotranspiration	[mm]
ET_{pot}	potentielle Evapotranspiration nach Haude	[mm]
F	Querschnitt des Grundwasserkörpers	[m ²]
F_x	Flächenanteil	[m ²]
G	Bodenwärmestromdichte	[W/m ²]
GWN	Grundwasserneubildungsrate	[mm/a]
J	hydraulischer Gradient	
KA	Maximalbetrag des kapillaren Aufstieges	[mm]
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert	[m/s]
KR	mittlere kapillare Aufstiegsrate	[mm/d]
KWB_{Som}	klimatestische Wasserbilanz im Sommerhalbjahr	[mm]
L	spezielle Verdampfungswärme des Wassers, Strahlungsäquivalent (für die Verdunstung von 1 mm/d (bei 15°C) = 28,5 W/m ² pro mm/d)	[W/m ²]
L^*	Spezifische Verdampfungswärme	[J/kg]
$MNGW$	mittlerer Grundwassertiefstand	[dm]
M_x	Niederschlagsmessstation X	
N	Niederschlag (allg.)	[mm]
nFK	nutzbare Feldkapazität	[mm]
nFK_{We}	nutzbare Feldkapazität im Wurzelraum	[mm]
N_G	Gebietsniederschlag	[mm]
N_{Jahr}	mittlerer korrigierter jährlicher Niederschlag	[mm]
N_{Som}	mittlerer korrigierter jährlicher Niederschlag im Sommerhalbjahr	[mm]
N_u	mittlerer unkorrigierter jährlicher Niederschlag	[mm]
N_x	Niederschlagshöhe Station X	[mm]
$Perk$	Perkolation / Versickerung	[mm]
$proz$	Anteil des Direktabflusses	[%]
Q	Gesamtabfluss	[mm]
Q_b	Basisabfluss	[mm]
Q_{bm}	Basisabfluss im Vorfluter messbar	[mm]

Q_{bu}	Basisabfluss im Vorfluter nicht messbar	[mm]
Q_d	Direktabfluss	[mm]
Q_i	Zwischenabfluss (interflow)	[mm]
Q_o	Oberflächenabfluss	[mm]
r_a	aerodynamischer Widerstand	[s/m]
r_c	mittlerer Bestandswiderstand	[s/m]
RE	Reliefenergie	[m/km ²]
RF_{14}	relative Luftfeuchtigkeit um 14:00 Uhr	[%]
R_G	Globalstrahlung	[W/m ²]
R_L	effektive langwellige Ausstrahlung	[W/m ²]
Rn	Strahlungsbilanz	[W/m ²]
Rn^*	Verdunstungsäquivalent	
$(Rn-G)$	effektive Strahlungsbilanz	[W/m ²]
r_s	mittlerer Stomatawiderstand	[s/m]
s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	[hPa/K]
SWR	Sickerwasserrate aus dem Boden	[mm/a]
t	Zeit	[d]
T	Lufttemperatur	[°C]
ta	Dauer des kapillaren Aufstieges	[d]
tLu	Lufttemperatur um 14:00 Uhr	[°C]
U	relative Luftfeuchte (Tagesmittel)	[%]
V	Verdunstung	[mm]
v	Windgeschwindigkeit	[m/s]
v_2	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe	[m/s]
V_{kap}	kapillarer Aufstieg	[mm]
$vkap_{kli}$	nutzungsdifferenzierte maximale Aufstiegsmenge	[mm]
W	Bodenwassergehalt	[mm]
We	effektive Durchwurzelungstiefe	[dm]
WV	pflanzenverfügbare Wassermenge	[mm]
x	Monatskoeffizient nach Haude	
z_0	aerodynamische Rauigkeitslänge der Vegetation im Jahresverlauf	[m/s]
z_a	Abstand zwischen effektiver Durchwurzelungstiefe und Grundwasseroberfläche	[dm]
z_m	Messhöhe der Windgeschwindigkeit	[m/s]
α	Albedo (Reflektionsvermögen der Landbedeckung)	[%]
γ	Psychrometerkonstante	[hPa/K]
ρ	Dichte der Luft	[kg/cm ³]
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe	
BKS	Braunkohlesande	

<i>BÜK 200</i>	Bodenübersichtskarte im Maßstab 1 : 200.000
<i>CORINE</i>	Coordination of Information on the Environment
<i>DHM</i>	Digitales Höhenmodell
<i>DWD</i>	Deutscher Wetterdienst
<i>ESRI</i>	Environmental Systems Research Institut, Inc.
<i>ET-Stufe</i>	Evapotranspirationsstufe (nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT)
<i>EU</i>	Europäische Union
<i>FAO</i>	Food and Agriculture Organization of United Nations
<i>GIS</i>	Geographisches Informationssystem
<i>GOK</i>	Geländeoberkante
<i>G-Stufe</i>	Grundwasserneubildungsstufe (nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT)
<i>GW</i>	Grundwasser
<i>HAD</i>	Hydrologischer Atlas von Deutschland
<i>Mio</i>	Million
<i>NOK</i>	Nord-Ostsee-Kanal
<i>sB</i>	semiterrestrische Böden (nach SCHROEDER & WYRWICH)
<i>TK 25</i>	Topographische Karten im Maßstab 1 : 25.000
<i>TK 100</i>	Topographische Karten im Maßstab 1 : 100.000
<i>tL</i>	terrestrische Lehmböden (nach SCHROEDER & WYRWICH)
<i>tS</i>	terrestrische Sandböden (nach SCHROEDER & WYRWICH)
<i>TUB</i>	Technische Universität Berlin
<i>VKR</i>	Verknüpfungsregel

1 Einleitung

Im Rahmen eines Wasserrechtsverfahrens dienen hydrogeologische und bodenkundliche Gutachten der Beurteilung der Wasserhaushaltsänderungen durch Grundwasserentnahme. Wesentliche Grundlage ist dabei die Bestimmung der Regeneration der natürlichen Grundwasserressourcen. Diese erfolgt hauptsächlich durch die Grundwasserneubildung aus Niederschlägen.

Die Ermittlung der Grundwasserneubildung kann nur durch die vergleichende Verwendung mehrerer Methoden verlässlich bestimmt werden (BREDEKAMP et al., 1995). Im Rahmen dieser Arbeit werden zwei Verfahren, die die Ermittlung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsrate im langjährigen Mittel erlauben, in einem GIS umgesetzt und miteinander verglichen. Beide Verfahren weisen unterschiedliche Betrachtungsschwerpunkte und Eingangsdaten auf.

Das Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) basiert auf der Hydrologischen Grundgleichung. In das Berechnungsverfahren gehen als Eingangsgrößen neben Niederschlag auch Boden, Nutzung und Relief ein. Diese Parameter können ohne weiteres den jeweiligen analogen oder digitalen Karten entnommen werden.

Das TUB-BGR-Verfahren (WESSOLEK et al., 2003) basiert auf nutzungsspezifischen, multiplen Regressionsgleichungen und bestimmt die Sickerwasserrate aus dem Boden. Hierfür sind neben klimatologischen Parametern (Niederschlag, Verdunstung) auch bodenkundliche Parameter (nutzbare Feldkapazität, Durchwurzelungstiefe, Grundwasserstand und kapillarer Aufstieg) notwendig. Bei der Entwicklung des Verfahrens ist darauf geachtet worden, dass alle (klimatologischen und bodenkundlichen) Eingangsdaten auf einfache Weise zu bestimmen sind bzw. routinemäßig vorgehalten werden (WESSOLEK et al., 2003).

1.1 Geographischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt im südwestlichen Teil Schleswig-Holsteins (Abb. 1.1). Begrenzt wird es durch folgende Koordinaten:

Gauss-Krüger-Koordinatensystem

Rechts: 3.503.000 – 3.521.000

Hoch: 5.979.700 – 5.994.300

Dieser Bereich befindet sich auf den nachfolgend aufgeführten Kartenblättern der TK 25 (Topographische Karte im Maßstab 1 : 25.000):

1920 Meldorf

2020 Marne

1921 Süderhastedt

2021 Burg/Dithmarschen

Die größten Ortschaften sind St. Michaelisdonn im Westen, Kuden im Süden sowie Burg im Osten. Der Nord-Ostsee-Kanal und der Kudensee sind die größten Gewässer des bearbeiteten Gebietes (siehe Abb. 1.2).



Abb. 1.1: Übersichtskarte von Schleswig-Holstein. Das rote Quadrat kennzeichnet das Untersuchungsgebiet.

Das bearbeitete Gebiet liegt im westlichen Teil der Süderdithmarscher Geest und gliedert sich naturräumlich in zwei Großeinheiten. Im Nordosten befindet sich die Hohe Geest, im Süden und Westen die Marsch. Beide Teilbereiche unterscheiden sich nicht nur durch ihren geologischen Aufbau, sondern auch in ihrer Oberflächenform. Getrennt sind diese beiden Teilräume in der Regel durch einen Steilhang, das sogenannte Klev. Dieser verläuft in einem weiten Bogen von Burg/Dithmarschen im Osten über Kuden und Friedrichshof nach St. Michaelisdonn. Weiter verläuft er dann, als Barlter Klev, von St. Michaelisdonn nach Meldorf. Die Geländehöhen fallen stellenweise abrupt um 20 bis 40 m. Lokal können dem Klev schmale, morphologisch kaum hervortretende Strandwallbildungen vorgelagert sein. Die Hohe Geest weist ein sehr unregelmäßiges Relief auf (Abb. 1.3). Sie entstand durch Gletschervorstöße der älteren Saale-Kaltzeit (STEPHAN, 1980). Charakteristisch sind die relativ hohen Erhebungen längs des Geesthangs östlich und westlich von Kuden. Die höchste Erhebung des Arbeitsgebietes ist der Hamberg bei Burg/Dithmarschen mit +65 mNN. In der Marsch liegen die Höhen meist unter +1 mNN.

Das Untersuchungsgebiet wird überwiegend land- bzw. forstwirtschaftlich genutzt. Ein markantes Merkmal der norddeutschen Geest ist die sog. Knicklandschaft. Diese Heckenlandschaft, die

ursprünglich zur Abgrenzung von Grundeigentum und zur Holzgewinnung gedacht war, hat einen Einfluss auf das Kleinklima (Wind, Verdunstung). Industriell genutzte Flächen gibt es im bearbeiteten Gebiet keine. Nur im ca. 5 km entfernten Brunsbüttel sind mehrere chemische Industrien sowie das Kernkraftwerk angesiedelt.

1.2 Hydrogeologischer Überblick

Das Vorflutsystem des Untersuchungsgebietes (Abb. 1.2) wird dem Einzugsgebiet der Elbe bzw. der Nordsee zugeordnet. Der Niederschlag wird aufgrund der morphologischen Gegebenheiten dem Geesthang folgend oberflächennah der Marsch zugeführt und in den Vorflutern gesammelt. Innerhalb des Vorflutensystems sind in der Hohen Geest drei Teilgebiete zu unterscheiden. Der nordwestliche Teil des Arbeitsgebietes (Hindorf, Frestedt und Windbergen) wird über die Frestedter Au entwässert. Der Südwesten und Süden wird über die Friedrichshofer Au entwässert, die von St. Michaelisdonn kommend entlang des Geesthangs in Richtung Südosten fließt. Südlich der Ortschaft Kuden durchfließt sie den Kudensee und entwässert über den Büttler Kanal in den Nord-Ostsee-Kanal (NOK). Dieser ist als künstlicher Vorfluter anzusehen. Nördlich der Linie Buchholz – Burg, im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes, erfolgt die natürliche oberirdische Entwässerung vornehmlich über den Helmschen Bach, der in den NOK abfließt. Innerhalb der Marsch muss der hohe Zustrom von Oberflächenwasser aus der Geest infolge der schlechten Versickerungsverhältnisse und des geringen Grundwasserflurabstandes über ein dichtes Netz künstlich angelegter Entwässerungskanäle und Sielzüge sowie angeschlossener unterirdischer

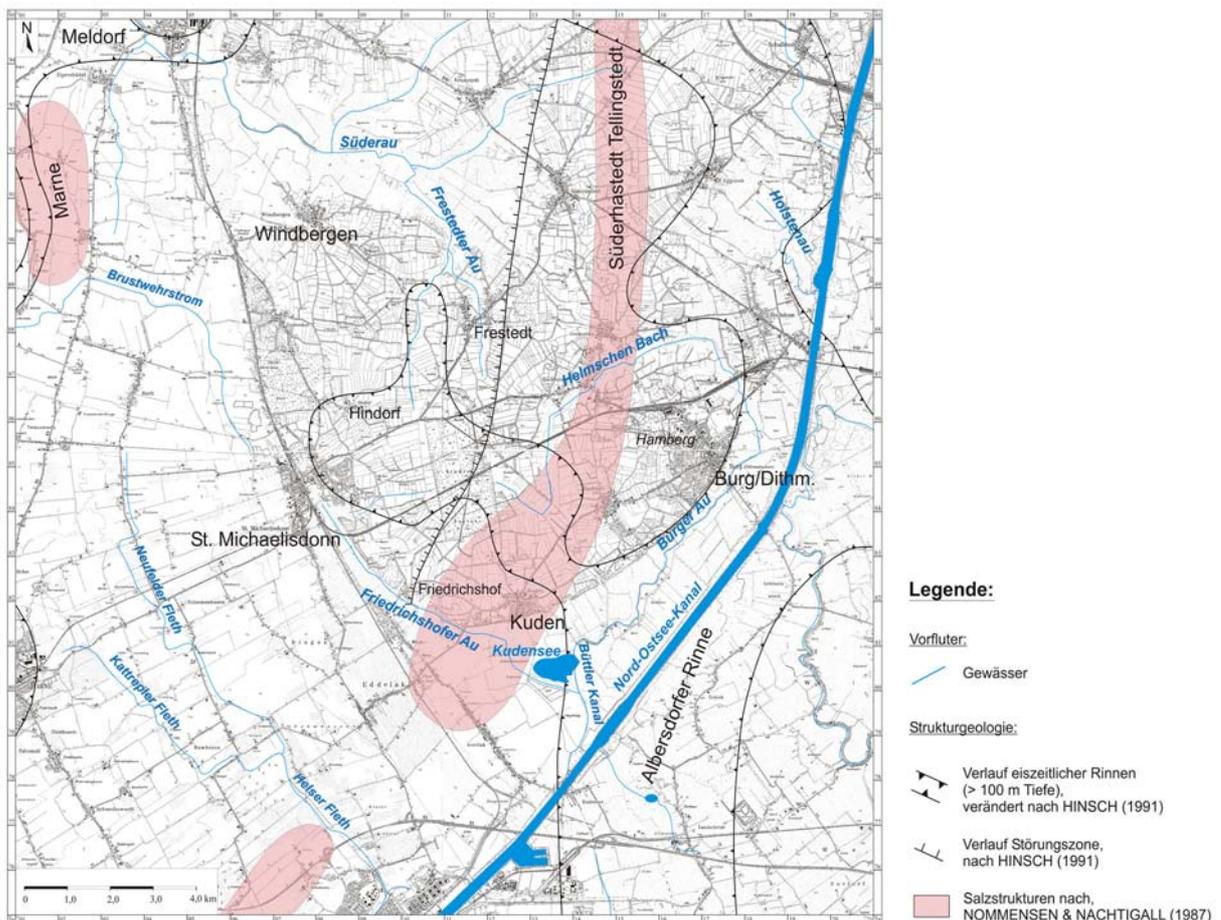


Abb. 1.2: Lage des Untersuchungsgebietes. Eingetragen sind die Salzstöcke, die elsterkaltzeitliche Rinne sowie das Vorflutensystem (aus WICHMANN & SCHNEIDER, 2003)

Dränagen abgeführt werden. Für die Entwässerung in Richtung Nord-Ostsee-Kanal bzw. Elbe oder Nordsee sorgen Schöpfwerke.

1.3 Klima

Das Klima in Schleswig-Holstein wird durch das Azorenhoch und das Islandtief bestimmt. Durch diese relativ stabilen Luftdruckwirbel herrschen Westwinde mit advektiven Wetterlagen vor, die besonders in Westküstennähe zu hohen Niederschlägen führen. Das Klima ist als gemäßigt feucht-ozeanisch zu beschreiben (RIEDEL, 1987). Die Jahresmitteltemperatur liegt bei $8,3^{\circ}\text{C}$, der mittlere unkorrigierte Jahresniederschlag beträgt 763 mm/a (DWD). Die Niederschlagsmenge verteilt sich nicht gleichmäßig über das Land. Die mittlere Jahresniederschlagsmenge auf der Insel Fehmarn liegt bei nur 550 mm/a und auf der Schleswiger Geest bei 825 mm/a . Die mittlere Verdunstung beträgt im Jahr ca. 460 mm (MINISTERIUM FÜR UMWELT, 1998). Die Jahreswerte der klimatischen Wasserbilanz sind außer in extremen Trockenjahren positiv.

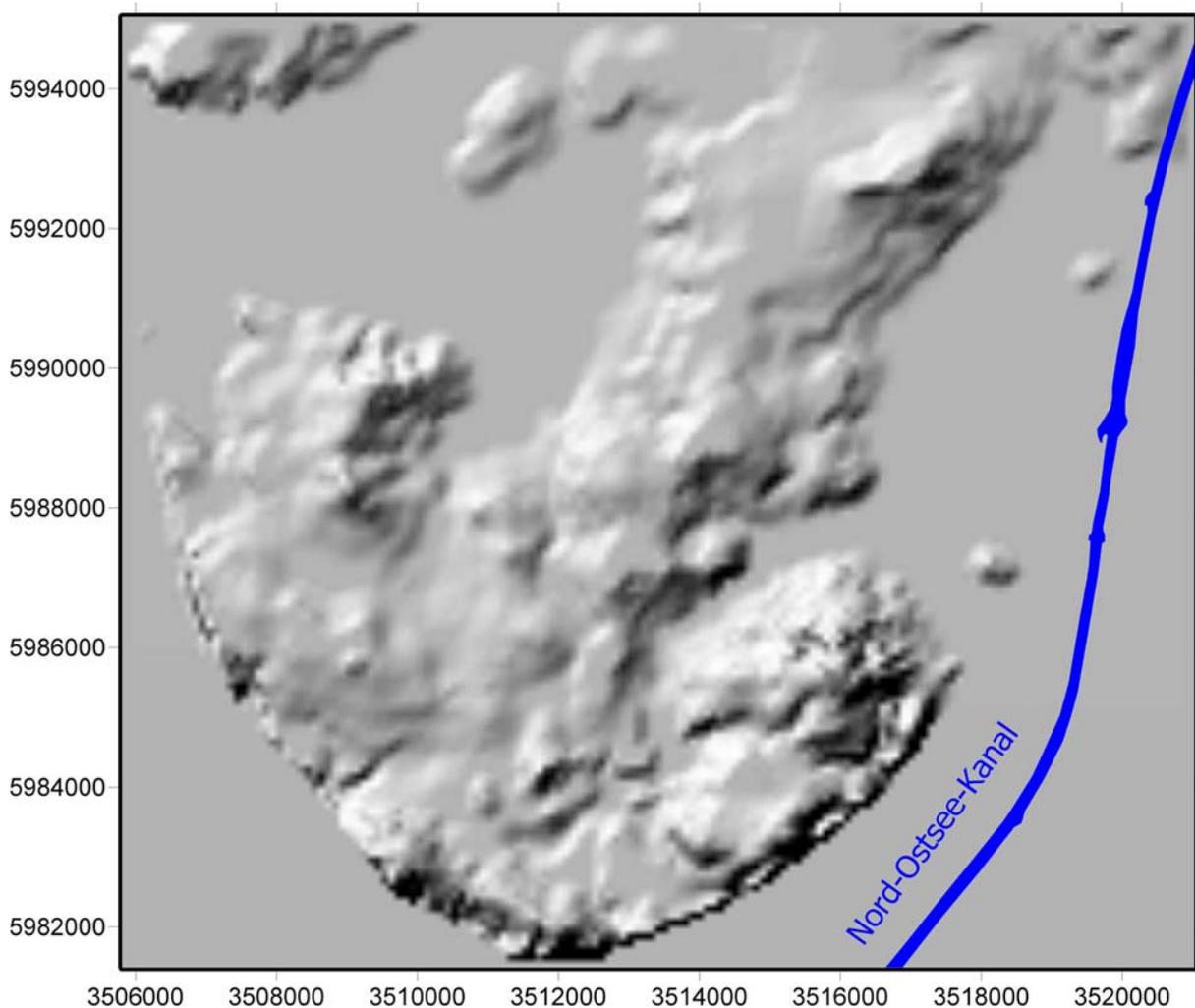


Abb. 1.3: Shaded-Relief des bearbeiteten Gebietes (Koordinaten im Gauss-Krüger-System). Abbildung ist 20fach überhöht.

2 Geologie des Arbeitsgebietes

2.1 Strukturelemente des tieferen Untergrundes

Mit dem geologischen Bau des tieferen Untergrundes in Norddeutschland haben sich zahlreiche Autoren intensiv beschäftigt (u.a. JARITZ, 1973 & WEBER, 1977). Beeinflusst werden die mesozoischen und tertiären Folgen durch mächtige Salzablagerungen, die während des Perms vor etwa 295 – 250 Mio Jahren in zyklischer Folge entstanden.

Permische Ablagerungen sind für die tektonische Entwicklung Schleswig-Holsteins von besonderer Bedeutung. Die gesamte Schichtfolge konnte bisher nur im Norden Schleswig-Holsteins (Westerland, Flensburg und Fehmarn) durchteuft werden. Aufgrund der Salzwanderungen ist die primäre Mächtigkeit der permischen Ablagerungen nur schwer abzuschätzen, wobei mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 4.000 m zu rechnen ist (WEBER, 1977). Davon entfallen etwa 3.000 m auf saline Ausscheidungen.

Bedingt durch die Auflast, die die nachfolgend abgelagerten Sedimente erzeugten, zeigte das Salz plastisches Fließverhalten. Dieses zeigt sich in lokalen Abwanderungen, dem Aufstieg großer Salzmassen sowie bei der Entstehung von sog. Salzhorsten (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987). Diese Bewegungen fanden hauptsächlich in der Trias statt (JARITZ, 1973). Abbildung 2.1 zeigt die räumliche Verteilung der Salzstrukturen.

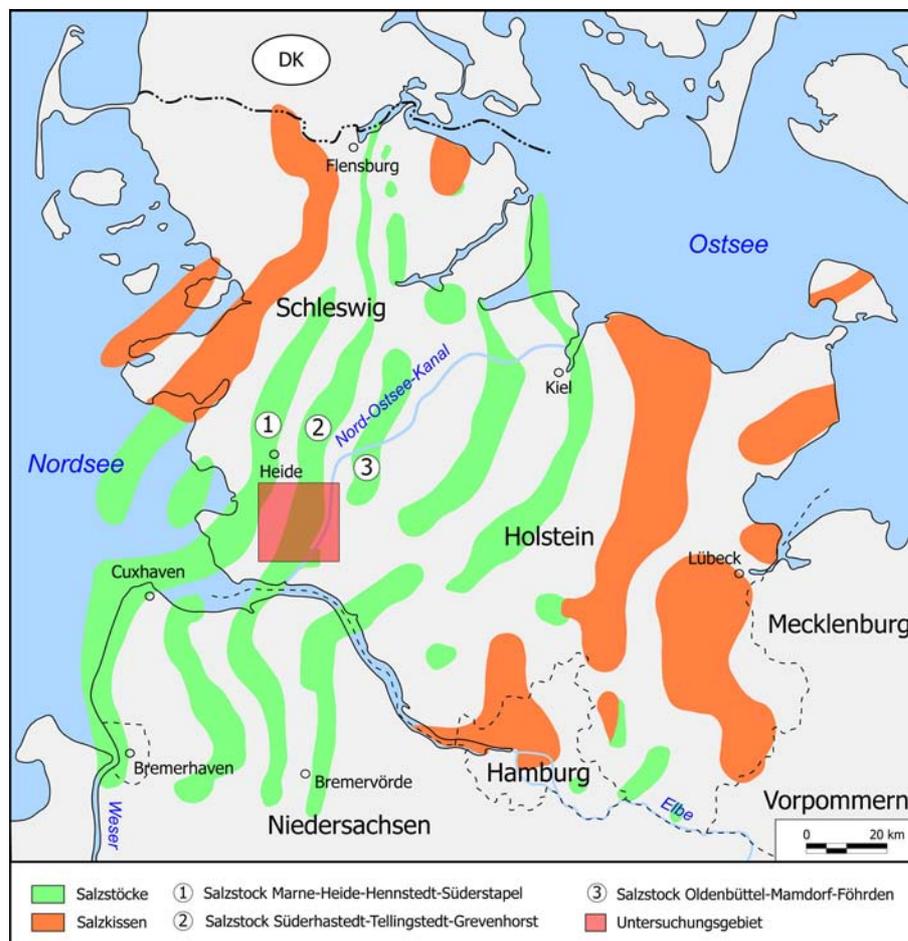


Abb. 2.1: Tektonische Übersicht des tieferen Untergrundes (nach JARITZ, 1973).

Zwischen den Salzhorsten entstanden Senkungsgebiete, die von großer hydrogeologischer Bedeutung sind, da sie während des Tertiärs mit mächtigen tonigen und sandigen Sedimenten gefüllt wurden (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987). Auf den Salzstrukturen sind in der Regel keine bzw. nur sehr gering mächtige tertiäre Ablagerungen vorhanden.

Das bearbeitete Gebiet wird im Osten durch die Salinarstruktur Süderhastedt-Tellingstedt-Grevenhorst beeinflusst (siehe Abb. 1.2 und Abb. 2.1). Am westlichen Rand des Untersuchungsgebietes drang der Strukturzug Marne-Heide-Hennstedt-Süderstapel an einer tektonischen Störungszone auf. Die Mulde zwischen diesen beiden Salzstrukturen wird als „Heider Trog“ bezeichnet (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987). Die Basis des Tertiärs dieser Muldenachse steigt zu den randlichen Strukturen um über 800 m an (HINSCH, 1974). Im bearbeiteten Gebiet wurden die Salze in 140 bis 155 m Tiefe unter GOK erbohrt (WICHMANN & SCHNEIDER, 2003).

2.2 Tertiär

2.2.1 Paläozän bis Oligozän (65 Ma – 23,8 Ma) (nach HAQ & EYSINGA, 1987)

Bei diesen Sedimenten handelt es sich um marine, meist dunkelbraune bis grünliche Tone und Tonmergel, die in den Mulden zwischen den Salzhorsten unter ähnlichen Sedimentationsbedingungen abgelagert wurden (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987). Sie spielen im bearbeiteten Gebiet eine untergeordnete Rolle. Im Bereich der Salzstrukturen sind die Lagerungsverhältnisse aufgrund syn- und postsedimentärer, tektonischer Bewegungen sehr kompliziert. An den Salzstockflanken ist eine Mächtigkeitsabnahme sowie ein relativ steiler Anstieg des gesamten Schichtkomplexes zu beobachten. Am Top der Strukturen ist die Oberkante dieser Sedimente teilweise nur wenige Meter unter NN anzutreffen.

System	Serie	Stufe/Unterstufe	lithostratigraphische Gliederung	biofazielle Einheiten	
Neogen	Pliozän		Kaolinsandgruppe	Kaolinsand	
		Morsum	Feinsand Limonitsandstein	marines Morsum	
	Miozän	Sylt	Glimmerfeinsande	Sylt-Glimmerton	
		Gram	Oberer	Gram-Glimmerton	
		Langenfelde	Glimmerton	Pinneberger Sch. Langenfelde-Glimmerton	
			Reinbek	Reinbek-Schichten marine Feinsande Hamburger Ton	Tostedter Sch. Reinbek-Glimmerton Reinbek Sch./Bokup Sandst. Katzheide Sch.
		Hemmoor	Oxlund	OBS	Ervilla-Horiz./Lentidium-Horiz. Acanthocardia-Corbula-Horiz.
			Behrendorf	Unterer	euhalines Oxlund Loripes-Auretiana-Horiz.
		Vierland	Glimmerton	UBS	euhalines Behrendorf fossilärmer Glimmerton
			Chatt	Neochatt	Neochatt-Sand
Oligozän	Eochatt	Chatt-Schluffe		Haustator-Aporrhais-Fazies	
	Rupel	Septarienton	Lamellinucula-Fazies		

Abb. 2.2: Stratigraphie des Tertiärs in Schleswig-Holstein (nach HINSCH, 1974).

2.2.2 Miozän (23,8 Ma – 5,3 Ma) (nach HAQ & EYSINGA, 1987)

Für die Gliederung der miozänen Ablagerungen (Abb. 2.2) haben sich im Sprachgebrauch die lithostratigraphischen Begriffe „Oberer Glimmerton“, „Unterer Glimmerton“, „Braunkohlesande“ (BKS) sowie „marine Feinsande“ an Stelle der biostratigraphischen Gliederung durchgesetzt (HINSCH, 1974).

2.2.2.1 Unterer Glimmerton

Die Basis der miozänen Ablagerungen bildet der Untere Glimmerton. Bei diesem handelt es sich um marine, fossilführende und teilweise feinsandige Tone sowie Schluffe. Ins Hangende gehen diese in schluffig-tonige Feinsande über. Ihre Farbe ist dunkelbraun, was sich auf humose Einschaltungen zurückführen lässt. Biostratigraphisch lässt sich der Untere Glimmerton im Untersuchungsgebiet in die Behrendorf-Unterstufe des Hemmoors stellen (HINSCH, 1974).

Über die Mächtigkeit des Unteren Glimmertones lassen sich nur lokal Aussagen treffen, da dieser selten komplett durchteuft wurde (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987). Im Raum Itzehoe schwankt die Mächtigkeit zwischen 40 und 80 m, westlich von Meldorf beträgt sie 70 m. Auf Salzstrukturen kommt der Untere Glimmerton, mit Ausnahme von grabenähnlichen Brüchen, nicht vor.

2.2.2.2 Braunkohlesande (BKS)

Glimmerreiche, teilweise schluffige Feinsande, die zum Hangenden in reine Feinsande übergehen und einen Wechsel von mariner zu terrestrischer Sedimentation darstellen, bilden im Untersuchungsgebiet die Basis der Braunkohlesande (HINSCH, 1974). Über den Feinsanden wurden gutgerundete Quarzmittelsande mit grobsandigen Abschnitten abgelagert, die mehrere dünne Braunkohlen- und Braunkohlenschlufflagen aufweisen. Lithologische Merkmale deuten auf Deltaablagerungen hin, die aus Nordosten geschüttet wurden. Der obere Abschnitt der Braunkohlesande wird wiederum aus überwiegend feinkörnigen Sanden gebildet. Die zum Hangenden zunehmenden Schluff- und Tonanteile sowie ein vermehrtes Auftreten von Molluskenresten deuten auf einen erneuten marinen Einfluss hin. Die Mächtigkeit und durchschnittliche Korngrößenverteilung sind regionalen Schwankungen unterworfen. In der Itzehoer Tertiärmulde erreichen sie eine Mächtigkeit von 70-90 m. Im Untersuchungsgebiet treten keine Braunkohlesande auf (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987).

2.2.2.3 Marine Feinsande

Während des Hemmoors (vgl. Abb. 2.2) wurden im bearbeiteten Gebiet brachyhaline und marine Sedimente abgelagert. Dabei handelt es sich überwiegend um Feinsande, die teilweise sehr schluffig sein können. Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 30-80 m. Aufgrund der geringen Durchlässigkeit sind diese für die Grundwassergewinnung selten nutzbar. Hinzu kommt, dass sie im Untersuchungsgebiet hochmineralisiertes Wasser führen (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987). Wie der Untere Glimmerton treten die marinen Feinsande nur in Mulden zwischen den Salzstöcken auf.

2.2.2.4 Oberer Glimmerton

Der Obere Glimmerton wird stratigraphisch den Stufen Reinbek, Langenfelde und Gram zugeordnet (vgl. Abb. 2.2). Über den Braunkohlesanden zeigen die fossilreichen, stark sandigen Schluffe und Tone des Reinbek Flachwassermerkmale (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987). Hingegen sind die meist humosen, glimmerhaltigen Schluffe und Tone des Langenfelde sowie des Gram im tieferen Meer abgelagert worden. Im bearbeiteten Gebiet ist der Obere Glimmerton – außer auf Salzhorsten und in tiefen eiszeitlichen Rinnen – vorhanden und wird von miozänen Glimmerfeinsanden (Gram) überlagert. Diese markieren den Übergang von mariner Fazies zur terrestrischen Kaolinsandfazies.

2.2.3 Pliozän (5,3 Ma – 1,8 Ma) (nach HAQ & EYSINGA, 1987)

2.2.3.1 Kaolinsande

Charakteristisches petrographisches Merkmal der Kaolinsande sind die weißgelblichen Verwitterungsreste der Feldspäte (Kaolin). Das Korngrößenspektrum umfasst Fein- bis Grobsande, die in vertikaler und horizontaler Richtung raschen Schwankungen unterworfen sind (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987). Der gute Rundungsgrad der Sedimentkörner und der häufige Korngrößenwechsel deuten auf ein fluviatiles Ablagerungsmilieu hin. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt etwa 40 m. Im Streichen der Trogachse (Heider Trog) können Mächtigkeiten von über 60 m erreicht werden. An den Flanken der Salzstrukturen Süderhastedt-Tellingstedt-Grevenhorst und Heide-Hennstedt-Süderstapel keilen die Kaolinsande aus.

Zeit (Ma)	Serie	NW-Europa	Schleswig-Holstein	Eisvorstöße	
-0,01	Holozän				
-0,115	Oberpleistozän	Weichsel	Weichsel-Komplex Weichsel-Kaltzeit i.e.S.		
		Eem	Eem-Warmzeit		
-0,78	Mittelpleistozän	Saale-Komplex	Saale-Komplex Saale-Kaltzeit i.e.S.		
			Wacken-Warmzeit		
			Mehlbek-Kaltzeit		
		Holstein	Holstein-Warmzeit		
		Elster	Elster-Kaltzeit		
		-1,8	Untерpleistozän	Cromer-Komplex	Gorleben-Komplex
Bavel-Komplex	Dänisch-Komplex			Dorst-Kaltzeit	
				Pinneberg-Warmzeit	
				Elmshorn-Kaltzeit	
				Uetersen-Warmzeit	
Menap-Komplex	Bramstedt-Komplex			Pinnau-Kaltzeit	
Waal-Komplex				Tornesch-Warmzeit	
Eburon-Komplex	Bramstedt-Komplex			Lieth-Kaltzeit	
				Ellerhoop-Warmzeit	
Tegelen-Komplex	Bramstedt-Komplex			Krückau-Kaltzeit	
		Nordende-Warmzeit			
Prätegelen-Komplex	Apoen-Komplex	Ekholt-Kaltzeit			
		Warmhörn-Warmzeit			
			Kaltenhörn-Kaltzeit		

Die Grundgliederung der norddeutschen Quartärstratigraphie wurde bereits Ende des 19. Jahrhunderts aufgestellt. Damals gab es Vermutungen, dass Norddeutschland dreimal vergletschert gewesen sei (PENCK, 1879). Diese konnten ein paar Jahre später, durch das Auffinden des ältesten (dritten) Geschiebemergels u.a. in Hamburg endgültig bestätigt werden (KEILHACK, 1896; GOTTSCHKE, 1897). Die Namen Elster-, Saale-

2.3 Quartär

Die Grundgliederung der norddeutschen Quartärstratigraphie wurde bereits Ende des 19. Jahrhunderts aufgestellt. Damals gab es Vermutungen, dass Norddeutschland dreimal vergletschert gewesen sei (PENCK, 1879). Diese konnten ein paar Jahre später, durch das Auffinden des ältesten (dritten) Geschiebemergels u.a. in Hamburg endgültig bestätigt werden (KEILHACK, 1896; GOTTSCHKE, 1897). Die Namen Elster-, Saale-

Abb. 2.3: Klima- und stratigraphische Gliederung des Quartärs (nach STEPHAN, 2003).

und Weichsel-Eiszeit tauchten erstmals 1911 auf den Preußischen Geologischen Karten im Maßstab 1 : 25.000 auf (KEILHACK, 1911 und STOLLER, 1911), setzen sich aber erst in den Zwanziger Jahren des letzten Jahrhunderts im allgemeinen Sprachgebrauch durch.

Die glazialen Ablagerungen Schleswig-Holsteins können den drei Kaltzeitkomplexen Elster-, Saale- und Weichsel-Zeit zugeordnet werden (STEPHAN, 2003).

2.3.1 Pleistozän

2.3.1.1 Elster-Kaltzeit (500.000 – 350.000 Jahre vor heute) (nach AGSTER, 1996)

Die Elster-Kaltzeit (vgl. Abb. 2.3) ist die älteste Vergletscherung, die im gesamten Norddeutschen Raum flächenhaft nachgewiesen werden konnte (Abb. 2.4). Sie hat die Landschaft in Nordwesteuropa vor allem durch den Einfluss der Schmelzwässer entscheidend umgestaltet. Während der Elster-Kaltzeit wurde Schleswig-Holstein mindestens zweimal vom Inlandeis bedeckt (STEPHAN & MENCKE, 1993). Durch Schmelzwässer und Gletscherbewegungen entstanden tiefe Rinnen, die in Schleswig-Holstein bis zu –360 mNN erreichen können. Sie bilden mit Nachbargebieten ein verflochtenes Netz (Abb. 2.5).

Die elsterkaltzeitlichen Moränen sind vor allem durch die Einarbeitung tertiären Materials geprägt (STEPHAN, 1995). Die Geschiebegemeinschaft wird im Westen Schleswig-Holsteins durch „Oslo-Geschiebe“ und im Osten durch ostskandinavische Geschiebe charakterisiert. Insgesamt führen elsterkaltzeitliche Moränen viel Kristallin und wenig Kalk.

Am Ende der Elster-Kaltzeit wurden die tiefen Rinnen teilweise mit schluffig-tonigen bis sandigen Sedimenten verfüllt. Diese Ablagerungen werden als „Lauenburger Ton“ zusammengefasst. Im obersten Teil der spätelsterkaltzeitlichen Sedimentation tritt eine brackisch bis marine, arktische Foraminiferenfauna auf (KNUDSEN, 1979).

Im Untersuchungsgebiet befindet sich auch eine elsterkaltzeitliche Rinne, die Albersdorfer



Abb. 2.4: Maximale Ausdehnung der Inlandsgletscher während der Quartärs (nach EHLERS, 1990b).

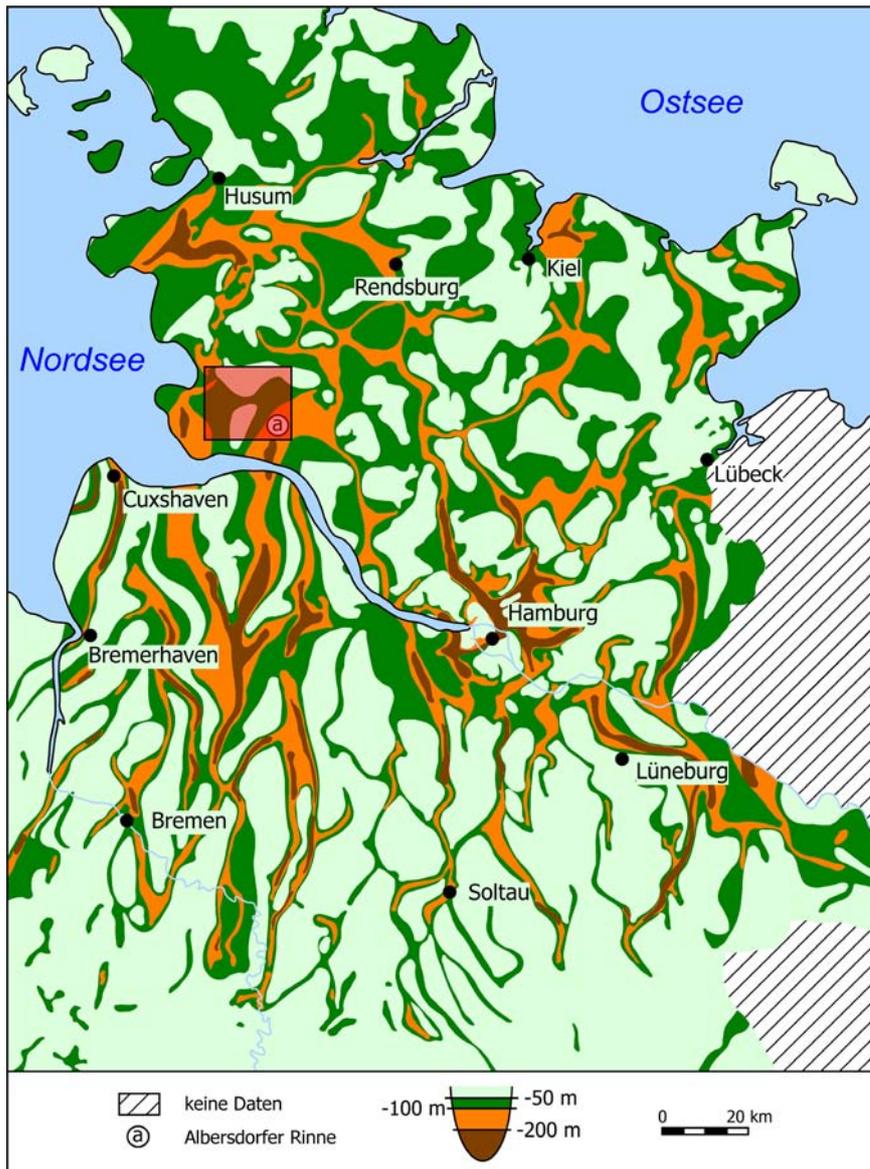


Abb. 2.5: Elsterkaltzeitliche Rinnen in Norddeutschland (nach EHLERS, 1990a).

Holstein ist der Übergang von der Elster-Kaltzeit zur Holstein-Warmzeit voll marin (KNUDSEN, 1986). Die Pollenvergesellschaftung in holsteinwarmzeitlichen Ablagerungen in Schleswig-Holstein deuten auf ein langfristig mildes Klima mit großen Feuchtgebieten und höherliegenden Arealen mit armen Böden hin (MENKE, 1968).

Im bearbeiteten Gebiet sind Holstein-Sedimente in der Albersdorfer Rinne verbreitet. Bei Burg treten im Stauchungsbereich saalekaltzeitlicher Moränen Großschuppen der Holstein-Interglazialablagerungen auf (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987).

2.3.1.4 Saale-Komplex (320.000 – 130.000 Jahre vor heute) (nach AGSTER, 1996)

Der Saale-Komplex wird in Schleswig-Holstein in zwei Kaltzeiten (Mehlbek und Saale) untergliedert, die durch eine Warmzeit (Wacken) unterbrochen wurden (vgl. Abb. 2.3). In der Mehلبek-Kaltzeit wurden bei Wacken (W Schleswig-Holstein) über dem marinen Holstein erosiv feinkörnige, rippelgeschichtete „Flasersande“ abgelagert, in denen ein Kerkoboloidhorizont liegt (DÜCKER, 1969). Auf diesem Sand bildete sich ein wurzelechter Torf aus. Im Hangenden folgen organoge-

Rinne (Abb. 2.5). Hier besteht die Rinnenfüllung nur teilweise aus elsterkaltzeitlichen Sedimenten. Der überwiegende Anteil besteht aus dunklen miozänen Glimmertonen (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987). Außerhalb dieser Hohlformen konnten im Untersuchungsgebiet keine elsterkaltzeitlichen Geschiebemergel nachgewiesen werden.

2.3.1.2 Holstein-Warmzeit (350.000 – 320.000 Jahre vor heute) (nach AGSTER, 1996)

Am Ende der Elster-Kaltzeit drang das Meer offenbar sehr schnell in den norddeutschen Raum vor. Es bildeten sich z.T. lange, schmale, fjordartige Meeresarme. Im westlichen Schleswig-

ne Schichten, die nach MENKE (1968) zu einer voll entwickelten Warmzeit (Wacken-Warmzeit) zählen. Überlagert werden diese Schichten von saalekaltzeitlichen Schmelzwasserablagerungen.

Die Saale-Kaltzeit i.e.S. (vgl. Abb. 2.3) begann mit einer längeren nichtglazialen Kaltphase, die durch mehrere schwach entwickelte Erwärmungsphasen unterbrochen wurde (EHLERS, 1990b). Der Vorstoß der ältesten Saale-Vereisung überzog fast ganz Niedersachsen und die Münstersche Bucht (SERAPHIM, 1980). Sie erreichte den Niederrhein und hinterließ dort gewaltige Stauchmoränen (SIEBERITZ, 1984). Südwestlich von Weser und Aller hinterließ die älteste Saale-Vereisung in der Regel nur eine Grundmoräne (EHLERS, 1990b). Diese ist normalerweise recht sandig ausgebildet. Im Kiesspektrum führt sie sehr viel paläozoische Kalke und einige Flinte (Ost-Fazies, STEPHAN, 1990)

Am Ende der ältesten Saale-Vereisung sind die Gletscher wahrscheinlich bis in den skandinavischen Raum hinein abgeschmolzen. Eine für Interglaziale typische Transgression lässt sich jedoch für den Bereich der Nordsee nicht nachweisen. Auch für die von PICARD erstmals 1959 postulierte Treene-Warmzeit lassen sich keine eindeutigen Belege finden (STEPHAN, 2003). Wahrscheinlich gab es nur eine längere eisfreie Phase mit periglazialen Klimabedingungen. Darauf deuten auch Sandschollen hin, die nur im gefrorenem Zustand transportiert werden konnten (GRUBE & EHLERS, 1975). Anschließend kam es zu zwei weiteren Gletscher-Vorstößen, dem Kuden- und Hennstedt-Vorstoß. Eine Grundmoräne des Kuden-Vorstoßes ist im westlichen Schleswig-Holstein häufig an der Geländeoberfläche zu finden. Sie ist deutlich schluff- und karbonatreicher als die Ablagerungen des ältesten Saale-Vorstoßes und zeichnet sich durch Flint- und Kreidereichum aus. Sowohl die Geschiebezusammensetzung als auch direkte Untersuchungen der Fließrichtung deuten darauf hin, dass das Eis aus Richtung NE zufluss. Die charakteristische Ausbildung des Geschiebemergels kann als Nordost-Fazies bezeichnet werden (STEPHAN, 1990). Der Hennstedt-Vorstoß brachte wieder neuen Gesteinsschutt aus Richtung Osten nach Schleswig-Holstein (PICARD, 1960). In der Grundmoräne gibt es vereinzelt rote Schlieren, in denen rote Sandsteine gehäuft auftreten und färbend wirken. Diese Ausbildung kann als Ostnordost-Fazies bezeichnet werden (STEPHAN, 1990). Die Eisbewegung des Hennstedt-Vorstoßes war nach Gefügemessungen überwiegend nach Westen gerichtet. Zwischen den beiden Vorstößen (Kuden und Hennstedt) gab es keine Erwärmung, die über periglaziale Klimabedingungen hinausging.

Während der Saale-Kaltzeit i.e.S. wurde das bearbeitete Gebiet mehrfach von Gletschern überfahren, und das Oberflächenrelief erhielt im Wesentlichen seine heutige Form (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987). Das Oszillieren der Eisfront führte zu Stauchungen und Verschuppungen. Als Ursache für diese Abscher- und Stauchvorgänge ist die Plastizität der unterlagernden Tone zu vermuten (Stephan, 1980). Eine typische, auch morphologisch hervortretende Stauchzone befindet sich bei Burg.

2.3.1.5 Eem-Warmzeit (130.000 – 115.000 Jahre vor heute) (nach AGSTER, 1996)

Während und nach dem Schmelzen des saalekaltzeitlichen Inlandeises entstanden in Schleswig-Holstein über niedertauendem und tieftauendem Eis zahlreiche Geländemulden, in denen sich oft Moore und Seen bildeten (MENKE, 1981). In Senken, die recht früh entstanden, kam es stellenweise erst zur Ablagerung spätsaalekaltzeitlicher feinkörniger Sedimente. Anschließend entwickelten sich eemwarmzeitliche Mudden und Torfe.

Während dieser Warmzeit reichte die marine Transgression kaum weiter als die heutige Nordsee (HÖFLE et al., 1985). Jedoch bestand in Schleswig-Holstein eine Verbindung zwischen Nord- und Ostsee (KOSACK & LANGE, 1985). Auf dem Festland entwickelten sich unter Waldbedeckung Böden (MENKE, 1981). In flachen Geländesenken außerhalb der weichselkaltzeitlichen Vergletscherungen findet man häufig noch typische rosafarbene Parabraunerden, die in ihrem oberen Teil durch spätere sekundäre Podsolidierung überprägt worden sind.

Eemwarmzeitliche Sedimente sind im bearbeiteten Gebiet nicht nachgewiesen.

2.3.1.6 Weichsel-Komplex (115.000 – 10.000 Jahre vor heute) (nach AGSTER, 1996)

Der Weichsel-Komplex (vgl. Abb. 2.3) begann in Schleswig-Holstein mit mehreren schwachentwickelten Kalt- und Warmzeiten (STEPHAN, 2003). Während der Weichsel-Kaltzeit i.e.S. wurde nur der östliche Teil Schleswig-Holsteins vom Inlandeis bedeckt (vgl. Abb. 2.4). Der westliche Teil war periglazialen Klimabedingungen ausgesetzt. Aus dieser Zeit sind weit verbreitete Flieseerden und Kryoturbationshorizonte bekannt, die selten mächtiger als 1,5 – 2 m werden. Flieseerden schließen oft mit einer Steinsohle ab. Das Eis drang während der Weichsel-Kaltzeit i.e.S. in die saalekaltzeitlich geformte und im Eem bis Weichselperiglazial überprägte Landschaft ein. Dabei wurde es stark vom bestehenden Relief gelenkt.

Auch während der Weichsel-Kaltzeit i.e.S. kam es zu mehreren Gletscher-Vorstößen. Der älteste Vorstoß brachte verhältnismäßig viel Flint- und Kreidematerial aus Nordosten mit (STEPHAN, 1995). Seine Grundmoräne ist vermutlich an zahlreichen Steilufern der schleswig-holsteinischen Ostseeküste als „Unterer Geschiebemergel“ aufgeschlossen (PRANGE, 1991). Aber auch im südlichen Holstein, südlich von Rendsburg, sowie bei Flensburg gibt es ihm zuzuschreibende Randlagen (STEPHAN, 1995). Nach diesem Vorstoß schmolz der Gletscher völlig nieder und es bildeten sich glazilimnische Ablagerungen.

Im Hangenden der Grundmoräne des ältesten Gletscher-Vorstößes wurde eine glaziale sandig-schluffige Schichtfolge abgelagert, die von einer weiteren Grundmoräne („Oberer Geschiebemergel“) überlagert wird (STEPHAN, 1995). Diese führt weniger Flint, dafür aber mehr Ton-Schluffstein, paläozoischen Kalk und Sandstein, als der „Untere Geschiebemergel“. Der Gletscher-Vorstöß, der diesen „Oberen Geschiebemergel“ ablagerte, stellt einen weiteren Vorstoß des weichselkaltzeitlichen Gletschers dar (STEPHAN, 1994). Bei den jüngsten weichselkaltzeitlichen Vorstößen handelt es sich wahrscheinlich nur um aktivere Nachphasen des sich zurückziehenden Gletschers (STEPHAN & MENKE, 1993). Dabei wurden nur noch stellenweise ausgeprägte Randlagen geformt. Die aus Gefügeuntersuchungen abgeleiteten Fließrichtungen lassen eine Bewegung des Gletschers nach Westen und Nordwesten erkennen. (STEPHAN, 1995). Das Eis breitete sich im Gebiet der heutigen westlichen Ostsee fächerförmig aus und drang dann mit lokal z.T. deutlich abweichender Richtung in die schon vorhandenen Tiefenzonen des östlichen Schleswig-Holsteins ein. Nach dem Ende der Gletscheraktivität in der westlichen Ostsee, vor ca. 10.000 Jahren (AGSTER, 1996), bildeten sich in der spätglazialen Seenlandschaft erste organogene Ablagerungen (STEPHAN, 1995).

Das Inlandeis erreichte während dieser Kaltzeit das Untersuchungsgebiet nicht mehr (vgl. Abb. 2.4). Im Gletschervorfeld kam es aber auf den periglazialen Frostböden durch Bildung von Fließ-

erde zu Umlagerungen der oberflächennahen Sedimente (NOMMENSEN & NACHTIGALL, 1987). Es kam zu einer leichten Einebnung des Reliefs.

2.3.2 Holozän

Im Osten Schleswig-Holsteins bildet sich durch das endgültige Schwinden von verschütteten Eisresten der weichselkaltzeitlichen Vergletscherung die überwiegend reliefreiche und lokal seenreiche „Jungmoränenlandschaft“ heraus (STEPHAN, 1995). Aus den spätglazialen Ansätzen entwickelt sich das Entwässerungssystem. Mit der zunehmenden Klimaverbesserung sowie der damit einhergehenden Vegetationsbedeckung kommen die erheblichen Materialumlagerungen und Einebnungsvorgänge in der Landschaft, mit Ausnahme der Flusstäler, zum Stillstand.

Der holozäne, eustatische Meeresspiegelanstieg sowie wechselnde Vorflutverhältnisse führten im Untersuchungsgebiet zur Ablagerung der überwiegend schluffig-feinsandigen Kleie der See- und Flussmarschen. Durch Küstenlängstransport entstanden meist fein- bis mittelsandige Nehrungen bei St. Michaelisdonn und Kuden. Hier kam es auch zu Dünenbildung.

3 Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung

Grundwasser ist ein Teil des Wasserkreislaufes der Erde. Dieser ist eine Folge der ständigen Zustands- und Ortsveränderungen des Wassers in Form von Niederschlag, Abfluss und Verdunstung (DIN 4049, 1994). Der Wasserkreislauf eines Betrachtungsraumes wird bilanzierend vom Wasserhaushalt beschrieben. Die Wasserhaushaltsglieder und die dazugehörigen Prozesse sind in Abbildung 3.1 schematisch dargestellt.

Der Niederschlag fällt auf Pflanzen, auf die Erdoberfläche oder in Gewässer. Von dort verdunstet ein großer Teil des Niederschlages sofort (Evaporation, Interzeption). Weitere Anteile fließen oberflächlich ab (Oberflächenabfluss) oder versickern. Innerhalb der ungesättigten Bodenzone werden die versickerten Wassermengen von den Pflanzen aufgenommen, fließen oberflächennah als Zwischenabfluss ab oder erreichen den Grundwasserraum (WOHLRAB et al., 1992). Der letztgenannte Prozess beschreibt die Grundwasserneubildung aus infiltriertem Niederschlag.

Der Wasserkreislauf lässt sich quantitativ in folgender Wasserhaushaltsgleichung (hydrologische Grundgleichung) beschreiben:

$$N = V + Q \tag{Gleichung 3.1}$$

- N Niederschlag
- V Verdunstung
- Q Abfluss

Diese Gleichung gilt nur für einen längeren Zeitraum, in dem langjährige Mittel errechnet werden können. Gehen jährliche witterungsbedingte Schwankungen des Niederschlages, der Ver-

Der Wasserhaushalt

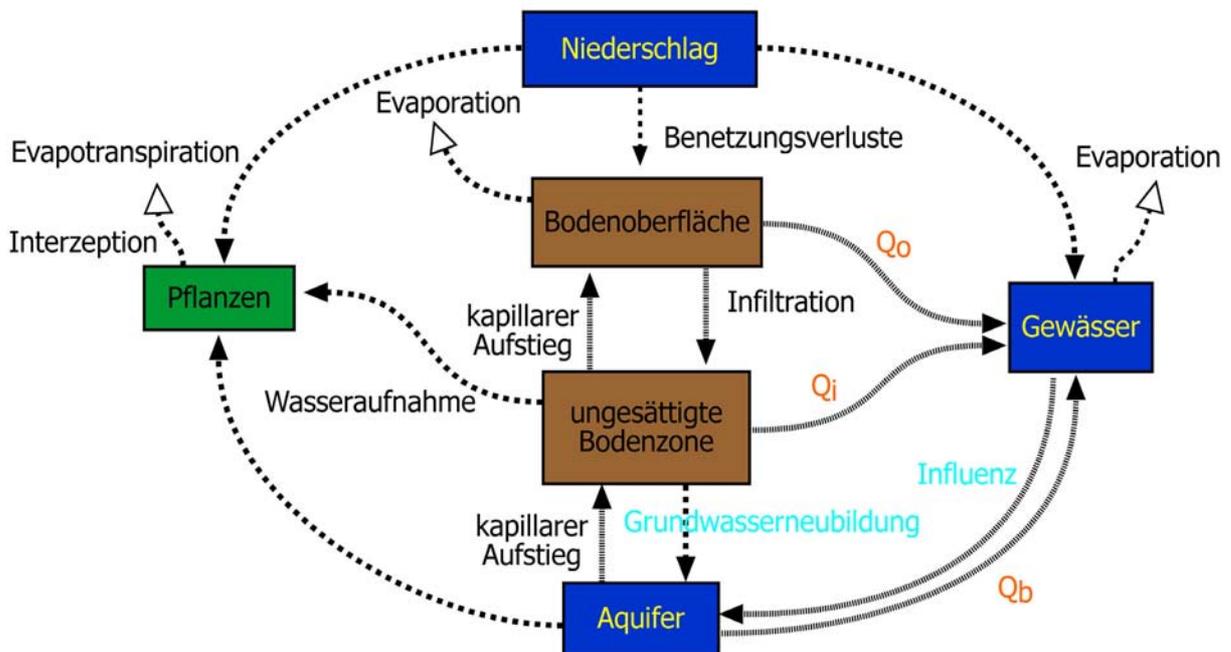


Abb. 3.1: Schematische Darstellung des Wasserhaushaltes sowie die Einflussgrößen auf die Höhe der Grundwasserneubildung (nach MEYER & TESMER, 2000).

dunstung sowie des Abflusses in die Betrachtung ein, muss diese Gleichung modifiziert werden:

$$N = Q_o + Q_b + Q_i + V \quad \text{(Gleichung 3.2)}$$

N	Niederschlag	Q_i	Zwischenabfluss
V	Verdunstung	Q_b	Basisabfluss
Q_o	Oberflächenabfluss		

Im Folgenden werden die einzelnen Komponenten des Wasserhaushaltes vorgestellt.

3.1 Niederschlag

Zum Niederschlag werden alle Kondensationsprodukte gezählt, die aus der Atmosphäre zum Boden gelangen. Dabei werden folgende Niederschlagsarten unterschieden:

fallender Niederschlag:	Regen, Schnee, Hagel, Graupel
abgesetzter Niederschlag:	Tau, Reif und Nebelniederschläge
abgelagerter Niederschlag:	Schneedecke, Eisablagerungen
aufgewirbelter Niederschlag:	Schneefegen, Schneetreiben (windbedingte Umlagerung von zunächst abgelagertem Schnee)

Die größte mengenmäßige Bedeutung haben die fallenden Niederschläge, wobei Regen an erster und Schnee an zweiter Stelle zu nennen sind (ERNSTBERGER, 1987).

Als Niederschlagsmesser dienen kreisrunde zylindrische Gefäße mit unterschiedlich großen Auffangflächen. Diese werden in verschiedenen Höhen über der Erdoberfläche angeordnet. Beim Deutschen Wetterdienst (DWD) wird der Regenmesser nach HELLMANN (Abb. 3.2) als Standardverfahren zur Bestimmung der punktuellen Niederschlagshöhe eingesetzt. Er besitzt eine Auffangfläche von 200 cm² und wird 1 m über dem Erdboden aufgestellt (MANIAK, 1997). Schnee wird in den gleichen Gefäßen aufgefangen, mit Kalziumchlorid (CaCl₂) zum Schmelzen gebracht. Anschließend wird die geschmolzene Wassermenge gemessen. Für die fortlaufende Registrierung der Niederschläge werden Niederschlagsreiber eingesetzt, wodurch eine Bestimmung der Niederschlagsintensität (Niederschlagsmenge pro Zeiteinheit) möglich ist. Zur Messung von Niederschlägen über längere Zeiträume werden Niederschlagssammler (Totalisatoren) eingesetzt (HÖLTING, 1996).

Die punktuelle Messung des fallenden Niederschlages ist mit teilweise erheblichen Schwierigkeiten und Fehlern verbunden. Es kommt zu systematischen Messfehlern gegenüber den auf der Geländeoberfläche auftreffenden Niederschlags-

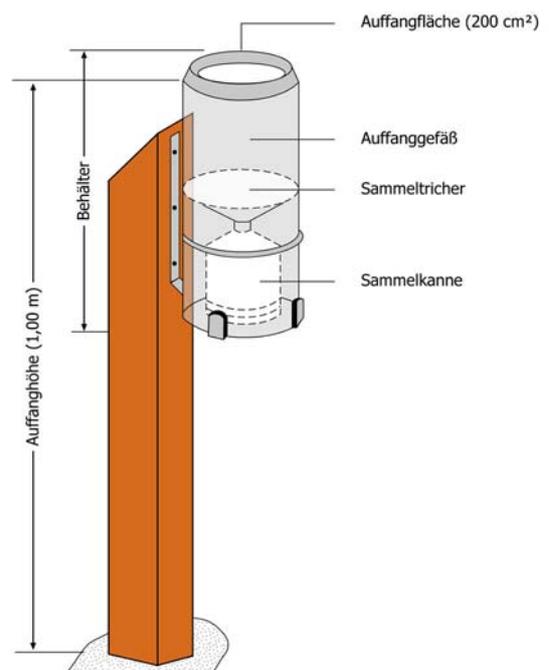


Abb. 3.2: Schematischer Aufbau eines Niederschlagsmessers nach HELLMANN.

höhen (LÜTZKE, 1965; GRUNSKÉ, 1975 und RAPP & SCHÖNWIESE, 1996). Diese führen in der Regel zu einer Unterschätzung der gefallenen Niederschlagsmengen. Experimentelle Untersuchungen mit wechselnder Höhenanordnung des Messgerätes ergaben, dass die verbreiteten Standardgeräte nur 50% bis 95% des tatsächlichen Niederschlages messen (SEVRUK, 1994). Wesentliche Ursache hierfür ist die Verwehung von Niederschlagsanteilen über das Auffanggefäß hinaus. Mit wachsender Windexposition nimmt der Fehlbetrag zu, so dass im offenen Gelände größere Messfehler zu erwarten sind, als in bebauten sowie vegetationsreichen Gebieten (SEVRUK & NESPOR, 1994). LEGATES (1993) stellte fest, dass bei starkem Wind durchschnittlich 20% des tatsächlich gefallenen Niederschlages von einer HELLMANN-Apparatur nicht aufgenommen werden. Bei Schneefall können die Verluste teilweise sogar mehr als 50% betragen (SEVRUK, 1994). Neben dem dominierenden Windeinfluss (Herauswehen durch Turbulenz und Wirbelbildung) können der Aufbau und die Eigenschaften des Messinstrumentes (Maße, Installationshöhe, Form, Farbe, Material, Alter, Isolation) eventuell auftretende Gerätefehler (Herauspritzen, Verdunstung, Kondensation, Benetzung) sowie Beobachterfehler (Ablesung) die Messwerte zusätzlich beeinflussen.

Aufgrund dieser systematischen Fehler ist eine Korrektur des gemessenen Niederschlages sinnvoll. Einen ersten Ansatz liefert RICHTER (1995), der die Einteilung von Regionen mit einheitlichen Niederschlagsmessfehlern vorschlägt.

Für Deutschland weist RICHTER (1995) Windfehler in der Größenordnung von ca. 2% bis 35% sowie Benetzungs- und Verdunstungsfehler von 3% bis 8% nach. Dabei ist die Höhe des Messfehlers abhängig von der Jahreszeit und der Stationslage. Im Winter überwiegen bei weitem die Windfehler und im Sommer dagegen die Benetzungs- und Verdunstungsfehler. Tabelle 3.1 zeigt die mittleren monatlichen Niederschlagsmessfehler für Schleswig-Holstein, die von RICHTER (1995) angegeben werden.

Die Korrektur des systematischen Messfehlers der HELLMANN-Apparatur wird in Deutschland normalerweise vom DWD vorgenommen und erfolgt auf der Grundlage von Untersuchungen von RICHTER (1995).

Stationslage	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez	Jahr
frei	22,8	23,6	20,0	16,0	12,0	10,3	10,5	10,3	11,5	13,6	16,2	18,9	14,9
leicht geschützt	17,3	17,9	15,5	13,6	10,8	9,2	9,4	9,3	10,2	11,2	12,9	14,6	12,3
mäßig geschützt	13,4	13,7	12,6	11,6	9,8	8,4	8,5	8,4	9,1	9,7	10,6	11,6	10,4
stark geschützt	9,5	9,6	9,4	9,4	8,5	7,3	7,5	7,3	7,8	7,8	8,0	8,4	8,2

Tab. 3.1: Jahresgang des mittleren Niederschlagsfehlers für Schleswig-Holstein in Prozent (nach RICHTER, 1995).

3.2 Verdunstung

3.2.1 Begriffserläuterung

Die in dieser Arbeit häufig verwendeten Begriffe werden im Folgenden kurz erläutert und sind alle in der DIN 4049, Teil 3 „Begriffe zur quantitativen Hydrologie“ definiert.

Die Verdunstung ist ein physikalischer (wärmeenergetischer) Prozess, der den Übergang von flüssigem oder auch festem Wasser in Wasserdampf bei Temperaturen unterhalb des Siedepunktes beschreibt. Bei Wasserhaushaltsbetrachtungen wird zwischen der effektiven (reale) und potentiellen Verdunstung unterschieden. Die effektive Verdunstung stellt die tatsächliche Verdunstungshöhe dar, die sich unter gegebenen klimatischen Bedingungen von einer nicht ausreichend wasserversorgten Oberfläche ergibt. Man unterscheidet hierbei in effektive Evaporation, effektive Transpiration und effektive Evapotranspiration. Die potentielle Verdunstung stellt die Verdunstung dar, die sich unter gegebenen klimatischen Bedingungen von einer ausreichend wasserversorgten Oberfläche ergibt. Auch hier wird in potentielle Evaporation, potentielle Transpiration und potentielle Evapotranspiration unterschieden.

Unter dem Begriff **Evaporation** werden *Bodenverdunstung* (Verdunstung von vegetationsfreien Landflächen), *Seeverdunstung* (Verdunstung von freien Wasserflächen) und *Interzeptionsverdunstung* (Verdunstung des auf Pflanzenoberflächen zurückgehaltenen Niederschlags) zusammengefasst. Der Vorgang, bei dem Pflanzen durch biologische Prozesse Wasser an die umgebende Luft abgeben, wird als **Transpiration** bezeichnet. Die **Evapotranspiration** stellt einen Summenparameter der Evaporation und der Transpiration dar.

3.2.2 Verfahren zur Messung der Verdunstung

Zur Messung der potentiellen Verdunstung werden zwei Gruppen von Geräten unterschieden (DVWK, 1996), die Atmometer bzw. Atmographen und die Verdunstungsgefäße. Beide Gruppen messen generell nur eine gerätespezifische Verdunstung bei optimaler Wasserversorgung. Mit Hilfe von Umrechnungsfaktoren kann die potentielle Verdunstung von Pflanzenbeständen, Bodenoberflächen oder Wasserflächen berechnet werden. Eine Methode zur Messung der realen



Abb. 3.3: Atmometer. Foto: Gloria Blumanhourst.

Evapotranspiration eines Pflanzenbestandes stellen Lysimeter dar. Im Folgenden werden diese Geräte kurz vorgestellt.

3.2.2.1 Atmometer

Die **Atmometer** (Abb. 3.3) oder **Atmographen** sind Messgeräte, bei denen die Verdunstung von feuchten Flächen gemessen wird. Bei dem Verdunstungsmesser nach PICHE wird dabei ein ständig feuchtgehaltenes Filterpapier verwendet, beim Verdunstungsmesser nach CZERATZKI eine feuchte Keramikscheibe. Beide Geräte ermöglichen die direkte Ablesung der Verdunstungshöhe in einem Zeitraum durch eine Skala in mm oder eine ständige Regist-

rierung durch Schreibstreifen. Die Geräte stellen eine ständige Wasserversorgung der Verdunstungsflächen sicher und registrieren daher eine Form der potentiellen Verdunstung. Durch spezielle empirisch ermittelte Umrechnungsfaktoren lässt sich jeweils die potentielle Verdunstung eines Pflanzenbestandes berechnen (ZENKER, 2003).

3.2.2.2 Verdunstungsgefäße

Verdunstungsgefäße sind offene, mit Wasser gefüllte Messgeräte, die auch als Verdunstungspfannen bezeichnet werden. Diese Geräte existieren in unterschiedlicher Größe und Form, am verbreitetsten ist die *Class-A-Evaporation-Pan* (Abb. 3.4). Ausführliche Beschreibungen dieser Geräte finden sich in DVWK (1996) und in SCHRÖDTER (1985). Gemessen wird die Verdunstung durch den Wasserverlust aus der Wasseroberfläche heraus. Dieser Verlust wird durch Wasserstandsschwankungen, Nachfüllmenge oder Gewichtsänderung registriert. Dabei wird diese Differenz mit den Niederschlägen verrechnet, die an anderer Stelle gemessen werden. Die Aufstellung dieser Gefäße kann in oder neben Pflanzenbeständen erfolgen. Es ist möglich, die Geräte auf den Boden zu stellen oder so einzugraben, dass die Wasseroberfläche mit der Geländeoberkante übereinstimmt. Die Messwerte repräsentieren dann die jeweiligen mikrometeorologischen Bedingungen des Aufstellortes (ZENKER, 2003).



Abb. 3.4: Verdunstungspfanne (Class-A-Evaporation-Pan). Foto: Humboldt-Universität Berlin.

Um aus diesen Messwerten die potentielle Verdunstung eines Pflanzenbestandes zu berechnen, werden Umrechnungsfaktoren (k-Faktoren) durch Vergleiche mit anderen Verfahren, wie z.B. in ROTH et al. (1992) beschrieben, ermittelt. In JACOBS et al. (1998) wird die Temperaturentwicklung des Wassers in einer *Class-A-Evaporation-Pan* untersucht. Außerdem werden hier weitere Korrekturwerte für verschiedene Klimasituationen vorgestellt.

Die mit Hilfe der beschriebenen Geräte gewonnenen Messwerte sind sehr stark von der Gerätekonstruktion in Verbindung mit den energetischen sowie mikrometeorologischen Verhältnissen des Aufstellungsortes abhängig und sind somit nur bedingt geeignet, die Verdunstung von Pflanzenbeständen zu beschreiben (ZENKER, 2003).

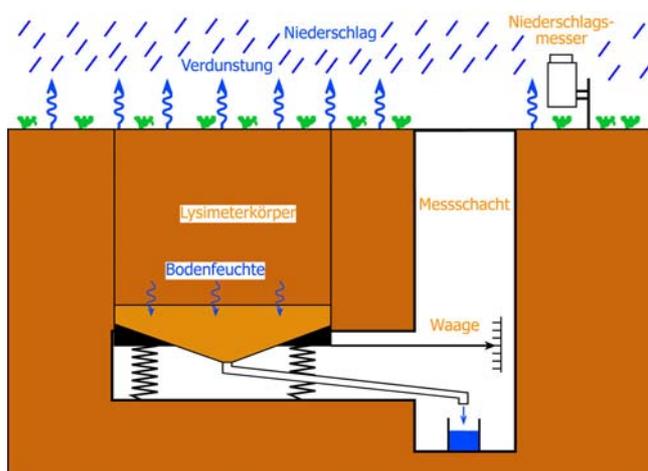


Abb. 3.5: Schematischer Aufbau eines wägbaren Lysimeters.

3.2.2.3 Lysimeter

Lysimeter sind Behälter, in die ein Bodenausschnitt so eingebracht wurde, dass der natürliche Bodenaufbau und somit auch der natürliche Wasserhaushalt weitgehend erhalten bleiben (Abb. 3.5). Sie sind nach Möglichkeit so in eine natürliche Umgebung eingebaut, dass ihr oberes Ende mit dem Oberboden der umgebenden Fläche abschließt und genau so wie die Umgebung bewirtschaftet werden kann (ZENKER, 2003). Nach unten wird der Behälter so abgedich-

tet, dass das bei Perkolation austretende Wasser aufgefangen und die Sickerwassermenge bestimmt werden kann. Wägbare Lysimeter stehen dabei auf Waagen, um so Gewichtsänderungen der Bodensäule, d.h. des Bodenwassergehalts (ΔW), registrieren zu können. Lysimeter mit doppelem Wägesystem erlauben die Registrierung des Sickerwassers bzw. des Perkolats ($\Delta Perk$) mit einer zweiten Waage. Die Verdunstung ergibt sich dann aus:

$$ET_a = \frac{N - \Delta Perk - \Delta W}{\Delta t} \quad \text{(Gleichung 3.3)}$$

Dabei bezeichnet Δt den betrachteten Zeitabschnitt und N die Niederschlagshöhe. Die so berechnete Verdunstung ist die reale Evapotranspiration (ET_a) des betrachteten Bodenausschnitts mit der entsprechenden Vegetation. Lysimeter stellen Instrumente dar, mit denen die reale Evapotranspiration eines Pflanzenbestandes gemessen werden kann. Oberflächenabfluss sowie laterale Grundwasserflüsse werden dabei nicht berücksichtigt. Durch die elektronische Registrierung der Daten ist es möglich, den Verlauf der Evapotranspiration zeitlich hoch aufgelöst zu erfassen (ZENKER, 2003).

In DVWK (1996) und in SCHRÖDTER (1985) sind Lysimetertypen und zu beachtende mögliche Fehlerquellen detailliert beschrieben.

3.2.3 Verfahren zur Berechnung der Verdunstung

Empirisch entwickelte Formeln ermöglichen die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration anhand von Klimafaktoren. Eingangparameter sind meist Messungen klimatischer Parameter, die üblicherweise von meteorologischen Stationen aufgenommen werden. Befindet sich eine solche Station in ausreichender Nähe, ist es möglich, die potentielle Evapotranspiration für einen Standort auf der Grundlage vorhandener Daten ohne eigenes Messprogramm zu berechnen.

Die Vielzahl an empirischen Formeln gibt einen Hinweis auf die komplexen Zusammenhänge des Evapotranspirationsprozesses und die Problematik der Evapotranspirationsberechnung. Eine zusammenfassende Darstellung gibt SPONAGEL (1980). Im Folgenden werden die Berechnungsmethoden nach HAUDE (1954) und MONTEITH (1965) kurz vorgestellt.

3.2.3.1 Das Verfahren nach HAUDE (1954)

In Deutschland veröffentlichte zuerst HAUDE ein Verfahren zur Berechnung von Monatssummen der potentiellen Evapotranspiration. Die von ihm entwickelte Methode besitzt den Vorteil, dass zu ihrer Anwendung nur die tägliche Lufttemperatur und relative Luftfeuchte (jeweils um 14:00 Uhr) notwendig sind. Die Formel lautet:

$$ET_{pot} = x \cdot E_{14} \cdot \left(1 - \frac{RF_{14}}{100}\right) \quad \text{(Gleichung 3.4)}$$

ET_{pot}	potentielle Evapotranspiration nach HAUDE
x	Monatskoeffizient
E_{14}	Sättigungsdampfdruck um 14:00 Uhr
RF_{14}	relative Luftfeuchte um 14:00 Uhr
tLu	Lufttemperatur um 14:00 Uhr

Der Sättigungsdampfdruck der Luft (E_{14}) errechnet sich wie folgt:

$$E_{14} = 4,58 \cdot 10^{\frac{7,45 + t_{Lu}}{235 + t_{Lu}}} \quad \text{(Gleichung 3.5)}$$

Die Monatskoeffizienten (Tab. 3.2) gelten nur für einen unbewachsenen Boden mit einem Grundwasserflurabstand von 40 cm. Da diese Voraussetzungen naturgemäß kaum gegeben sind und die Evapotranspiration abhängig von der Vegetation ist, berechnete SPONAGEL (1980) pflanzen-spezifische Monatskoeffizienten. Dadurch wird die Berechnung der nutzungsabhängigen potentiellen Evapotranspiration ermöglicht.

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
x	0,26	0,26	0,33	0,39	0,39	0,37	0,35	0,33	0,31	0,26	0,26	0,26

Tab. 3.2: Monatskoeffizienten nach HAUDE (1954).

Im Vergleich zu Lysimeterdaten liefert sie bei der Betrachtung von Normaljahren gute Übereinstimmungen. In Trockenjahren kann die errechnete potentielle Evapotranspiration um 30% höher und in Nassjahren um 10% niedriger liegen (BEINHAUER, 1998). Insbesondere an Tagen mit hoher Luftfeuchtigkeit oder in Küstengebieten kommt es zu einer Unterschätzung der potentiellen Evapotranspiration.

3.2.3.2 Das Verfahren nach Penman-Monteith

Der ursprüngliche Ansatz (nach PENMAN, 1948) wurde für die Verdunstung von freien Wasserflächen und gut versorgten kurzen Grasdecken entwickelt. Er stellt eine der ausgereiftesten physikalisch begründeten Methoden dar (ALLEN, 1986), die mittlerweile eine weite Verbreitung gefunden hat und Grundlage vieler weiterer Ansätze ist.

Die wohl bekannteste Verdunstungsformel auf der Grundlage der PENMAN-Gleichung ist die Weiterentwicklung durch MONTEITH (1965). Der durch MONTEITH modifizierte Ansatz dient der Berechnung der realen Evapotranspiration eines Systems Boden-Pflanze-Atmosphäre. Wie sich in vielen Veröffentlichungen zeigt, in denen Modellvergleiche durchgeführt und verschiedene Modifikationen dieses Ansatzes eingesetzt wurden, liefert der PENMAN-MONTEITH-Ansatz gute Ergebnisse bei der Berechnung der realen Evapotranspiration von Pflanzenbeständen. Zur Validierung der Modellergebnisse werden häufig Messwerte der realen Evapotranspiration z.B. durch Lysimeter oder Messungen des Bowen-Verhältnisses, dem Verhältnis zwischen der durch Konvektion und der durch Verdunstung verbrauchten Wärmemenge (MANIAK, 1997), herangezogen (vgl. u. a. KJELGAARD et al., 1994 & FARAHANI et al., 1995). Daneben existieren viele Versuche, den Ansatz an verschiedene klimatische Verhältnisse oder Vegetationsbedingungen anzupassen oder ihn mit neueren Messmethoden, wie z.B. der Fernerkundung, zu kombinieren (siehe u. a. MORAN et al. 1996). Zu großer Bedeutung und internationaler Verbreitung kommt das PENMAN-MONTEITH-Modell als Grundlage für die Entwicklung der Gras-Referenzverdunstung der FAO (siehe Kap. 3.2.3.3) (ALLEN et al. 1989, 1994, 1998).

Im Wesentlichen wird die reale Evapotranspiration in diesem Modell durch die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve, das Sättigungsdefizit der Luft und die effektive Strahlungsbilanz sowie verschiedene Konstanten berechnet. Neben diesen meteorologischen Parametern werden durch MONTEITH (1965) zwei vegetationsspezifische Faktoren eingeführt. Hierbei handelt es sich

zum einen um den aerodynamischen Widerstand r_a , der von der Bestandsstruktur abhängig ist. Zum anderen ist es der pflanzenphysiologisch definierte Stomatawiderstand r_s bzw. Bestandswiderstand r_c , der die Wasserversorgung der Pflanzen kennzeichnet.

Der Ansatz nach PENMAN-MONTEITH hat folgende Form:

$$ET_a = \frac{1}{L^*} \cdot \frac{s \cdot (Rn - G) + \frac{\rho \cdot c_p}{r_a} \cdot (e_s(T) - e)}{s + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad \text{(Gleichung 3.6)}$$

ET_a	reelle Evapotranspiration
L^*	spezifische Verdampfungswärme
s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
Rn	Strahlungsbilanz
G	Bodenwärmestromdichte
$(Rn-G)$	effektive Strahlungsbilanz
ρ	Dichte der Luft
c_p	spezifische Wärme der Luft bei konst. Druck
$(e_s(T)-e)$	Sättigungsdefizit der Luft
r_a	aerodynamischer Widerstand
r_c	mittlerer Bestandswiderstand
γ	Psychrometerkonstante

Dabei wird die Nettostrahlung (Rn) mit folgender Formel berechnet:

$$Rn = (1 - \alpha) \cdot R_G - R_L \quad \text{(Gleichung 3.7)}$$

α	Albedo (Reflektionsvermögen der Landbedeckung)
R_G	Globalstrahlung
R_L	effektive langwellige Ausstrahlung

Der aerodynamische Widerstand r_a wird mit Hilfe der nachstehenden Gleichung ermittelt:

$$r_a = \frac{4,72 \cdot \left(\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right)\right)^2}{1 + 0,54 \cdot v} \quad \text{(Gleichung 3.8)}$$

z_m	Messhöhe der Windgeschwindigkeit
z_0	aerodynamische Rauigkeitslänge der Vegetation im Jahresverlauf
v	Windgeschwindigkeit

Gegenüber dem PENMAN-Ansatz stellt die Einführung der Verdunstungswiderstände den entscheidenden Schritt zur Berechnung der realen Evapotranspiration von Pflanzenbeständen dar (ZENKER, 2003). Die Widerstände schränken die maximal mögliche Verdunstung in Abhängigkeit der Umweltfaktoren ein und ermöglichen so die Berechnung der realen Evapotranspiration eines Pflanzenbestandes.

3.2.3.3 Gras-Referenzverdunstung

Die in ALLEN et al. (1994) beschriebene Gras-Referenzverdunstung basiert auf der Grundlage der PENMAN-MONTEITH-Beziehung. Das Verfahren nach PENMAN-MONTEITH wurde von der *Food and Agriculture Organization* der Vereinten Nationen (FAO) im Rahmen einer Experten- Konsultation als alleinige Grundlage für die Berechnung der Gras-Referenzverdunstung ausgewählt (siehe SMITH et al., 1992). Mit dieser von der FAO als internationaler Standard empfohlenen Methode wird ein neuer Ansatz zur Berechnung der Verdunstung von Pflanzenbeständen geschaffen (vgl. WENDLING, 1995). Die oft etwas unklaren und sich nicht auf die Verdunstung von Pflanzen beziehenden Begriffe der potentiellen und der effektiven bzw. realen Verdunstung werden durch den Begriff der Referenzverdunstung mit einer eindeutigen Definition ersetzt. Die Referenzvegetation ist eine kurze dichte Grasdecke mit 0,12 m Wuchshöhe und ausreichender Wasserversorgung, so dass keine Einschränkung der Verdunstung aufgrund von Wassermangel zu erwarten ist. Der Bestandswiderstand ist mit dem geringen Wert von $r_c = 70$ s/m festgelegt. Der ebenfalls niedrige aerodynamische Widerstand beträgt nach der FAO-Methode $r_a = 208/v$ s/m (v = Windgeschwindigkeit), die Albedo 0,23.

Durch die Festlegung dieser Rahmenbedingungen wird eine einheitliche Methode geschaffen, mit der die Referenzverdunstung aus den Klimaparametern eines Standortes berechnet werden kann (ZENKER, 2003). Die Gras-Referenzverdunstung ist vorerst unabhängig vom Pflanzenbestand, der Pflanzenentwicklung sowie den Bodenwasserverhältnissen eines Standortes und erlaubt dadurch einen Vergleich zwischen verschiedenen Standorten.

Bei der Referenzverdunstung handelt es sich um einen Verdunstungswert, der durch die reale Evapotranspiration von Pflanzenbeständen sowohl unter- als auch überschritten werden kann (ZENKER, 2003). Höhere Pflanzenbestände mit größerem Blattflächenindex wie Luzerne, Mais oder Weizen verdunsten bei ausreichender Wasserversorgung mehr, eine kurze Grasdecke unter Trockenstress dagegen weniger als der entsprechende Wert der Referenzverdunstung.

Durch Einsetzen der Randbedingungen in die PENMAN-MONTEITH-Formel (Gl. 3.6) ergibt sich für die Gras-Referenzverdunstung für tägliche Verdunstungswerte [mm] folgende Form:

$$ET0 = \frac{s \cdot Rn^*}{s + \gamma^*} + \frac{90 \cdot \gamma}{s + \gamma^*} \cdot v_2 \cdot \frac{e_s(T)}{T + 273} \cdot \left(1 - \frac{U}{100}\right) \quad \text{(Gleichung 3.9)}$$

$$\gamma^* = \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot v_2) \quad \text{(Gleichung 3.10)}$$

$ET0$	Gras-Referenzverdunstung
v_2	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe
T	Lufttemperatur
U	relative Luftfeuchte (Tagesmittel)
γ^*	modifizierte Psychrometerkonstante

Rn^* kann mit Hilfe von Messwerten oder durch Berechnungen der Strahlungsbilanz (Rn , siehe Gl. 3.7) sowie der Verdunstungswärme (L) als Verdunstungsäquivalent (Rn/L) bestimmt werden:

$$L = 294,8 - 0,242 \cdot T \quad \text{(Gleichung 3.11)}$$

Die reale Evapotranspiration von Pflanzenbeständen kann auf der Grundlage der Gras-Referenzverdunstung (ET_0) berechnet werden, indem ET_0 mit einem Faktor k multipliziert wird. Dieser Faktor berücksichtigt die Pflanzenentwicklung sowie deren Wasserversorgung. Die k -Faktoren lassen sich aus den Differenzen der berechneten Referenzverdunstung und den gemessenen Verdunstungswerten ableiten. In DOORENBROS et al. (1977), WRIGHT (1982), ALLEN et al. (1998) und in TYAGI et al. (2000) werden für verschiedene Pflanzenbestände und Klimaverhältnisse Ergebnisse für die k -Faktoren angegeben.

Mit der FAO-Gras-Referenzverdunstung liegt eine neue, bundeseinheitliche Verdunstungsberechnung anstelle der bisher in Deutschland üblichen HAUDE-Verdunstung vor (BMU, 2003).

3.3 Abfluss

Der Abfluss ist in der DIN 4049 (1996) allgemein und quantitativ definiert. Allgemeiner Abfluss ist „unter dem Einfluß der Schwerkraft auf und unter der Landoberfläche sich bewegendes Wasser“. Beim quantitativen Abfluss handelt es sich um ein Wasservolumen, das pro Zeiteinheit den Abflussquerschnitt durchfließt und einem Einzugsgebiet zuzuordnen ist. Dabei ist zu beachten, dass der allgemein definierte Abfluss nicht zu dem quantitativ definierten führen muss, da dieser wiederum verdunsten kann. Nach der hydrologischen Grundgleichung (siehe Gl. 3.1) ist der Abfluss der Teil des Niederschlages, der nicht verdunstet ist. Der Abfluss wird von einer Reihe verschiedener Faktoren gesteuert. In Abbildung 3.6 sind wichtige Einflussgrößen in ihrem Bezug zum Abfluss schematisch dargestellt.

Der Niederschlag nimmt Einfluss durch seine Form (Regen, Schnee usw.), Intensität, Dauer, zeitliche und räumliche Verteilung, Häufigkeit sowie Bewegungsrichtung des Niederschlagfeldes (DYCK, 1978). Neben dem Niederschlag bestimmt die Höhe der Verdunstung den Gebietsabfluss. Form und Relief des Einzugsgebietes beeinflussen die Zeit, die dem Oberflächenabfluss zur Versickerung bzw. zur Verdunstung „zur Verfügung steht“. Einen starken Einfluss auf die Entstehung und Art des Abflusses hat die Landnutzung. Auf die Prozesse

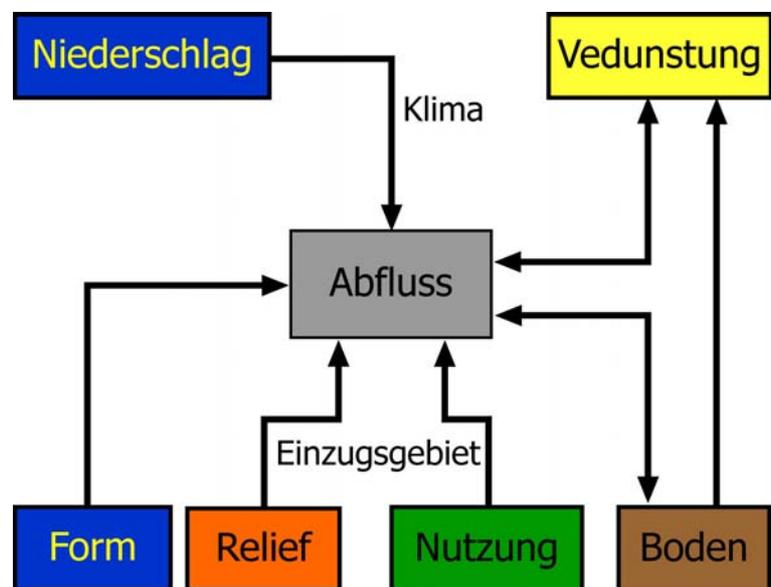


Abb. 3.6: Der Abfluss in Bezug zu wichtigen Einflussgrößen (nach MEYER & TESMER, 2000).

der Einflussnahme wird bei der Beschreibung der unterschiedlichen Abflussformen näher eingegangen (siehe Kap. 3.3.1 bis 3.3.3). Der Boden wirkt sich einerseits über seine Infiltrationskapazität, andererseits durch seine Eigenschaft aus, Wasser zu speichern sowie dieses der Verdunstung zuzuführen.

Der Prozess der Abflussbildung beinhaltet die im und auf dem Boden zum Abfluss gelangenden Anteile des Niederschlages, die als Gebietsniederschlag den Erdboden erreichen. Abhängig von der Reaktionszeit zwischen einem Niederschlagsereignis und der Reaktion des Fließgewässers können drei Arten der Speisung unterschieden werden, denen Abflussarten unterschiedlicher Entstehungsorte zugeordnet werden können (JELINEK, 1999).

Direktspeisung

- Landoberflächenabfluss (Horton-Abfluss)
- Sättigungsabfluss (an der Bodenoberfläche)
- Regenentwässerung (versiegelte Flächen)
- Zufluss aus Gräben und Drainagen

Verzögerte Speisung

- Zufluss aus Gräben und Drainagen
- Zwischenabfluss (*Interflow*)
- Schneller Grundwasserabfluss
- Überflutung

Basisspeisung

- Grundwasserabfluss
- Abwassereinleitung

Der an einem Pegel gemessene Abfluss besteht aus einer Kombination der o.g. Abflussprozesse, die sich gegenseitig überlagern können. So kann z.B. Oberflächenabfluss aus größerer Entfernung zum Vorfluter zeitgleich mit *Interflow* aus der nahen Umgebung als Antwort auf ein Niederschlagsereignis gemessen werden.

In der Literatur sind zahlreiche Verfahren zur Unterteilung der Abflusskomponenten aus einer Abflussganglinie oder aus statistischen hydrologischen Daten beschrieben (u.a. NATERMANN, 1958; LILICH, 1970; DYCK, 1978). Im Folgenden werden Arten des Abflusses nach ihren Entstehungsorten unterschieden und kurz erläutert.

3.3.1 Der Oberflächenabfluss

Der Oberflächenabfluss (Abb. 3.7) ist der Teil des Abflusses, der oberirdisch dem Vorfluter zuströmt, ohne im Boden zu versickern (DVWK, 1996). Hauptsächlich führen zwei Mechanismen zum Oberflächenabfluss: Der Hortonsche Landoberflächenabfluss, der in Folge der Überschreitung der Infiltrationskapazität eines Bodens eintritt sowie der Sättigungsabfluss. Bei Infiltrationsmessungen stellte HORTON (1933) eine exponentielle Abnahme der Infiltration des Niederschlages im Boden mit der Zeit fest. Mit der Infiltrationsdauer nimmt das Infiltrationsvermögen eines Bodens ab, bis es einen konstanten Wert erreicht. Die Zeit, die bis zur Einstellung des stationären Zustandes vergeht, sowie die sich dann einstellende Infiltrationshöhe der Infiltrationskapazität ist von den Bodeneigenschaften abhängig. Wird die Infiltrationskapazität des Bodens überschritten, kommt es zum Oberflächenabfluss.

Mengenmäßig bedeutender ist im humiden Bereich der Oberflächenabfluss von Flächen, deren Infiltrationskapazität nahezu Null ist. Dazu zählt der Sättigungsabfluss, der auf grundwasser-nahen Standorten stattfindet. Hier ist die Infiltrationskapazität aufgrund geringer Flurabstände bereits auf ein Minimum reduziert. Neben den gesättigten Flächen bilden gefrorene Böden, Wasserflächen und versiegelte Flächen Bereiche mit einer Infiltrationskapazität nahe oder gleich Null. Es sei darauf hingewiesen, dass nur vollständig versiegelte Flächen eine Infiltration verhindern. GLUGLA et al. (1999) stellten bei Untersuchungen im Berliner Stadtgebiet fest, dass versiegelte Flächen Infiltration in beachtlicher Höhe zulassen. Die Grundwasserneubildung unter diesen Flächen ist teilweise höher als auf unversiegelten Flächen. Der erhöhte Oberflächenabfluss wird von einer geringeren Verdunstung kompensiert. Anhand des Mechanismus des Sättigungsabflusses kann es auch im Flachland mit sandigen Böden zu Oberflächenabfluss kommen (GRUNSKÉ, 1975).

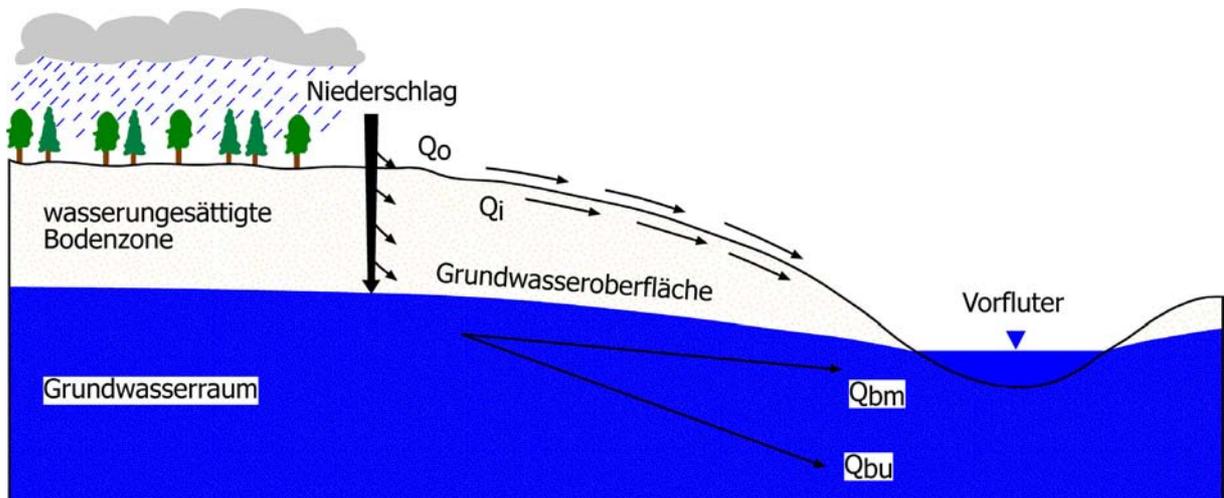
3.3.2 Der Zwischenabfluss (Interflow)

Der Zwischenabfluss (Abb. 3.7) beschreibt den physikalischen Prozess der Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone. Er kann entweder wieder an der Bodenoberfläche austreten (*return-flow*) und als Oberflächenabfluss weiter fließen, oder er gelangt unterirdisch bis in den Bereich des Vorfluters (RICHTER & LILLICH, 1975). Die Summe aus Oberflächen- und Zwischenabfluss wird in der DIN 4049, Teil 3 als Direktabfluss (Q_d) bezeichnet.

3.3.3 Der Basisabfluss

Der Basisabfluss (Abb. 3.7) wird hauptsächlich aus Niederschlägen gebildet, die in den Boden versickern, die ungesättigte Bodenzone durchsickern und als Grundwasserabstrom in den Vorfluter übertreten. Der Reibungswiderstand im Grundwasserleiter bewirkt eine verzögerte Speisung des Vorfluters und wird durch das Darcysche Gesetz (Gl. 3.12) beschrieben.

Im Tiefland ist bei der Ermittlung der Basisabflussspenden mit großen Fehlern zu rechnen, wenn das oberirdische Einzugsgebiet als Berechnungsgrundlage herangezogen wird. Eine Überprü-



Q_0	Oberflächenabfluss	Q_{bm}	unterirdischer Abfluss (im Vorfluter messbar)
Q_i	Zwischenabfluss (Interflow)	Q_{bu}	unterirdischer Abfluss (im Vorfluter nicht messbar)

Abb. 3.7: Darstellung der Abflusskomponenten (nach RICHTER & LILLICH, 1975).

fung der Übereinstimmung der Flächengröße von unterirdischem und oberirdischem Einzugsgebiet ist über die Wasserhaushaltsgleichung möglich, da die Differenz von Niederschlag und Verdunstung durch den Abfluss gebildet wird (BAUMANN et al., 1970). Bei anthropogener Nutzung des Gewässers können auch eingeleitete Klärwässer zum Teil den Basisabfluss eines Vorfluters bilden.

$$Q = k_f \cdot F \cdot J \quad \text{(Gleichung 3.12)}$$

- Q Abfluss
- k_f Durchlässigkeitsbeiwert
- F Querschnitt des Grundwasserkörpers
- J hydraulischer Gradient

3.4 Grundwasserneubildung

Nach DIN 4049 Teil 3 bezeichnet der Begriff der Grundwasserneubildung den Zugang von infiltriertem Wasser durch den Sickerraum zum Grundwasser. Die Infiltration ist der Zugang von Wasser, vor allem aus dem Niederschlag durch enge Hohlräume im Erdboden. Während das Sickerwasser an der Untergrenze des durchwurzelten Bodenraumes gemessen wird, findet die Grundwasserneubildung an der Oberfläche des oberflächennahen Grundwasserkörpers statt.

Wie die Abbildung 3.8 verdeutlicht, tragen sowohl die Infiltration von Niederschlägen, als auch die Einleitung und Influenz von Oberflächengewässern zur Grundwasserneubildung bei. Grundwasserneubildung findet per Definition nur im obersten Grundwasserstockwerk statt. Die Speisung tieferer Stockwerke ist als Zusickerung definiert (siehe DIN 4049, Teil 3).

In der Praxis wird der Begriff Grundwasserneubildung häufig sehr unscharf formuliert. Bei vielen Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung wird nur die Infiltration betrachtet, obwohl während der Perkolation (Durchgang von Wasser durch den Sickerraum) noch Zwischen-

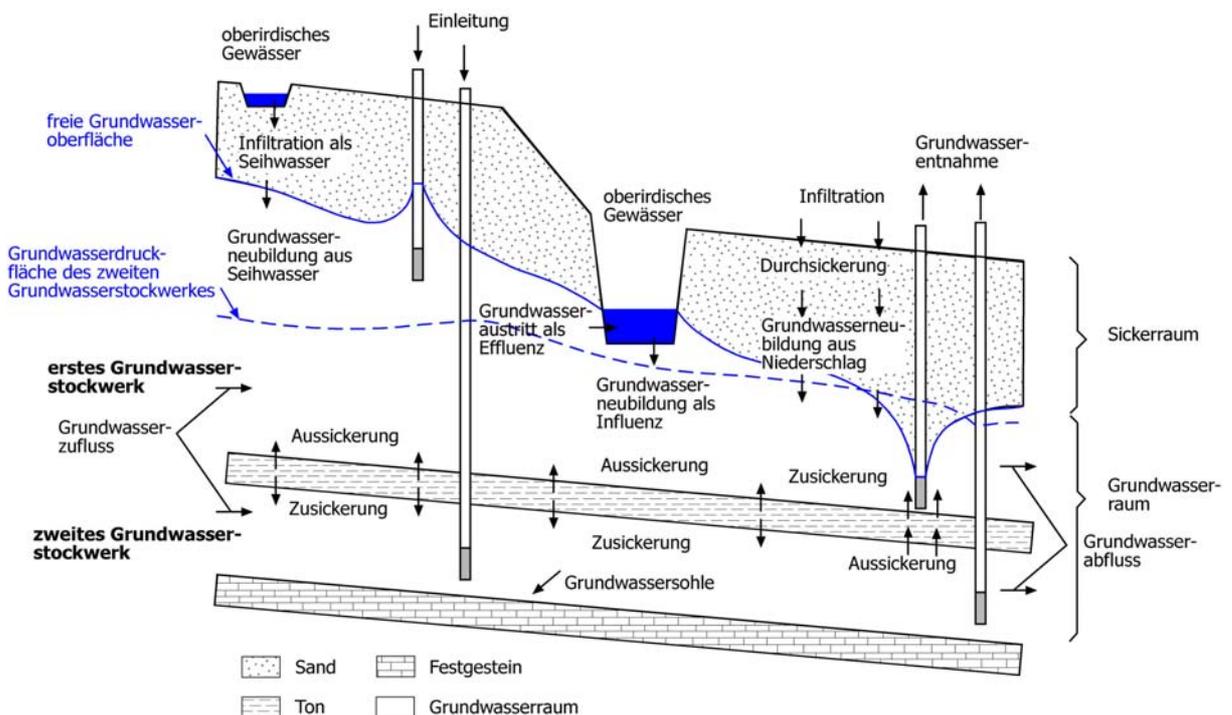


Abb. 3.8: Darstellung eines Grundwasserabschnittes (nach DIN 4049-3).

abfluss (Q_d) auftreten kann (siehe Abb. 3.9). Influenzanteile, deren Abschätzung extrem problematisch sind (LERNER et al., 1990), bleiben hierbei unberücksichtigt.

Die Ermittlung der Grundwasserneubildungs- und Sickerwasserrate stützt sich je nach der vorgegebenen Datenlage, den klimatologischen, morphologischen und geologischen Bedingungen, auf unterschiedliche Verfahren. Wichtig für die Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate ist die Kenntnis der Fehlerquellen bei den einzelnen Verfahren. Auch sollte eine Abschätzung der Messgenauigkeit der Eingangsdaten erfolgen, wie z. B. Niederschlag, Verdunstung, Boden, Abfluss und hydrogeologische Gegebenheiten.

Die Grundwasserneubildung ist als Basisabfluss (Q_b) Bilanzglied der Wasserhaushaltsgleichung (vgl. Gl. 3.2). Bei langjährigen Betrachtungen (unter Nichtberücksichtigung von Speicheränderungen) kann die Grundwasserneubildung bei Kenntnis der anderen Bilanzglieder berechnet werden.

In den nächsten Kapiteln werden zwei Verfahren zur Grundwasserneubildung näher beschrieben, in ein GIS (ArcView) umgesetzt und die Ergebnisse miteinander verglichen. Bei dem Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) wird die ausschließlich aus Niederschlag generierte Grundwasserneubildungsrate bestimmt. Das TUB-BGR Verfahren (WESSOLEK et al., 2003) hingegen bestimmt die Sickerwasserrate. Unter Berücksichtigung des Direktabflusses kann daraus die Grundwasserneubildungsrate berechnet werden.

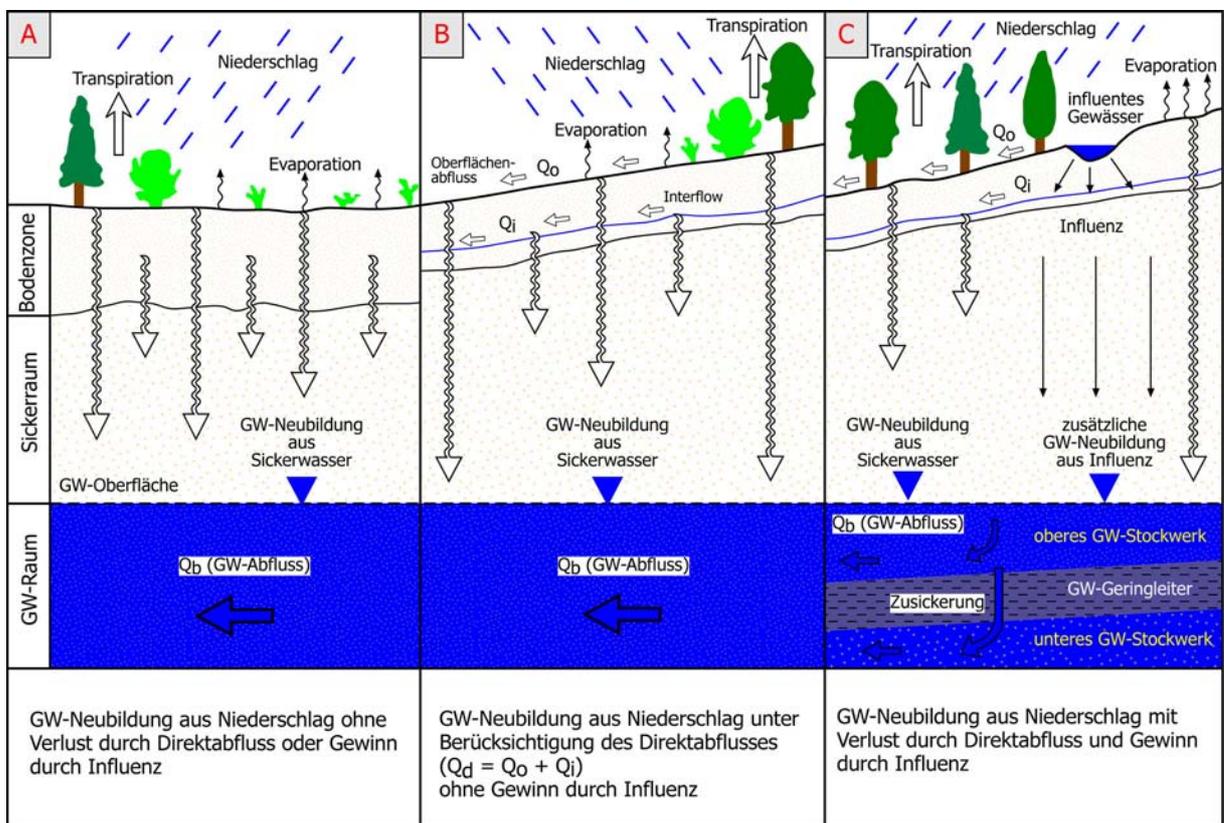


Abb. 3.9: Schematische Darstellung möglicher Grundwasserneubildungsvorgänge in humiden Bereichen: a) im Flachland, b) in Gebieten mit Reliefenergie, c) in Gebieten mit Reliefenergie und Influenz (nach MEYER & TESMER, 2000).

4 Datengrundlage

4.1 Klima

Im Rahmen dieser Arbeit standen für das Arbeitsgebiet Niederschlagsmessreihen für den Zeitraum 1961-1990 von 6 Niederschlagsstationen in täglicher Auflösung zur Verfügung. Diese punktuell aufgenommenen Daten müssen regionalisiert, d.h. über die Fläche interpoliert werden (Gebietsniederschlag). Dafür gibt es zahlreiche Verfahren: z.B. Isohyetenmethode, Polygonmethode (Thiessen-Polygone), Geostatistische Verfahren (z.B. Kriging) oder Radarmessungen.

Um den Gebietsniederschlag mit Hilfe der Thiessen-Polygone zu ermitteln, müssen die Messergebnisse mehrerer Stationen über die Fläche interpoliert werden. Die Ermittlung erfolgt durch Konstruktion des Gebietsmittelpunktes über Thiessen-Polygone. Durch Errichten der Mittelsenkrechten auf den Verbindungslinien der Messstationen (M_x) werden die Teilflächen des betrachteten Gebiets (F_x) verhältnismäßig den Messstationen mit den jeweiligen Niederschlagshöhen (N_x) zugeordnet. Der Gebietsmittelpunkt für Abbildung 4.1 errechnet sich dann nach folgender Gleichung:

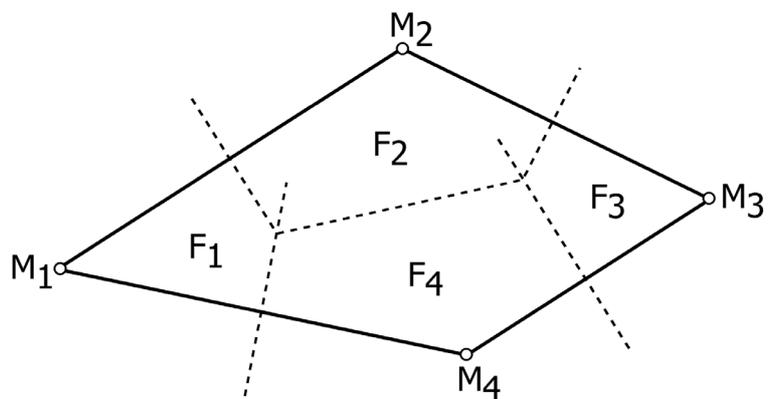


Abb. 4.1: Ermittlung der Gebietsniederschlagshöhe mit Hilfe von Thiessen-Polygone (aus RICHTER & LILICH, 1975).

$$N_G = \frac{(F_1 \cdot N_1) + (F_2 \cdot N_2) + (F_3 \cdot N_3) + (F_4 \cdot N_4)}{F_1 + F_2 + F_3 + F_4} \quad (\text{Gleichung 4.1})$$

Abbildung 4.2 zeigt die Umsetzung der Polygonmethode im Untersuchungsgebiet. Die entstandenen Flächen wurden nachträglich manuell an die Geländemorphologie angepasst.

Seit einigen Jahren werden für viele Flussgebiete Deutschlands monatliche und jährliche Gebietsniederschlagshöhen vom Deutschen Wetterdienst (DWD) unter Verwendung der relativen Niederschlagshöhen berechnet (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1996). Die Berechnung der hierzu notwendigen Mittelwerte des Gebietsniederschlages erfolgte im Rasterverfahren.

Für das Untersuchungsgebiet lagen solche Rasterdaten (Abstand der Punkte 1 km) als korrigierte und unkorrigierte Niederschlagshöhen für den Zeitraum 1961-1990 vor (Abb. 4.3). Für die verdunstungsklimatische Beschreibung des Untersuchungsgebietes wurden ebenfalls Rasterdaten herangezogen, die vom DWD zur Verfügung gestellte Datenreihen der potentiellen Verdunstungshöhe als Grasreferenzverdunstung nach FAO-Standard beinhalten.

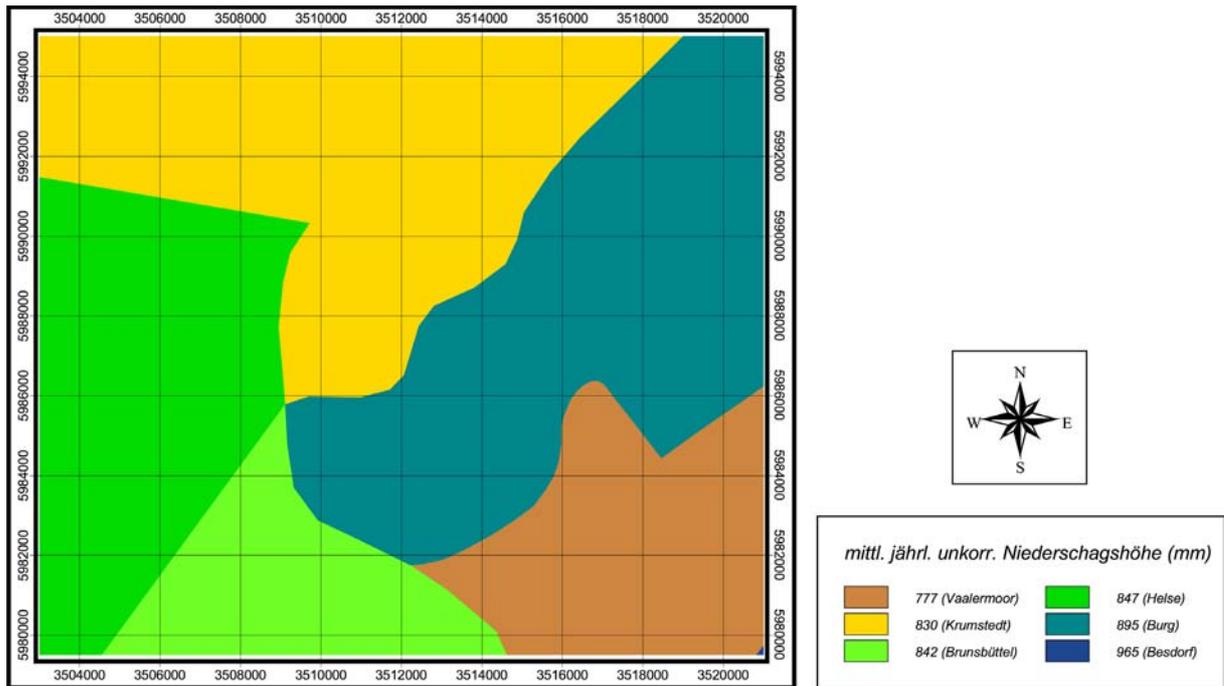


Abb. 4.2: Verteilung der unkorrigierten Niederschlagshöhen im Untersuchungsgebiet. Ermittelt wurden diese aus 6 Niederschlagsstationen mit Hilfe der Polygonmethode (Thiessen-Polygone). Die einzelnen Polygone wurden nachträglich an das Relief angepasst.

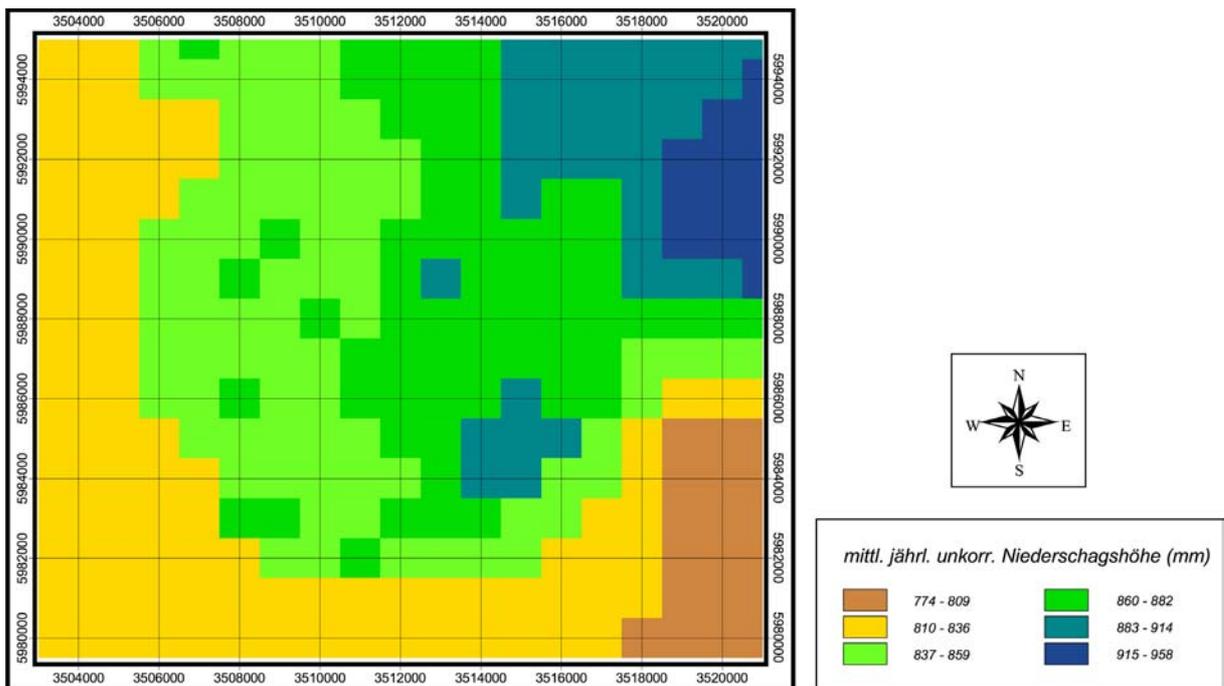


Abb. 4.3: Verteilung der unkorrigierten Niederschlagshöhen nach der Rastermethode des DWD.

4.2 Geologie und Boden

4.2.1 Allgemein

Für die Umsetzung der Grundwasserneubildungsberechnung in einem GIS ist es notwendig, geologische und bodenkundliche Karten in digitaler Form bereitzustellen. Für die vorliegende Arbeit stand die BÜK 200 (BGR, 1999) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) zur Verfügung. Diese enthält u.a. Informationen zu den Bodenarten (siehe Kapitel 4.2.2).

Bei dem Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) werden die Bodenarten zu drei Bodentypen, den semiterrestrischen Böden, den terrestrischen Sandböden sowie den terrestrischen Lehm Böden, zusammengefasst. Dabei richtet sich die Zuordnung nach der Höhe der nutzbaren Feldkapazität bzw. dem Flurabstand. Böden werden als semiterrestrische Böden eingestuft, wenn der Flurabstand kleiner als 12,5 dm ist. Terrestrische Sandböden sind durch eine niedrige bis höchstens mittlere nutzbare Feldkapazität gekennzeichnet. Alle Böden mit mehr als mittlerer nutzbarer Feldkapazität werden zu den terrestrischen Lehm Böden gezählt.

Es ergibt sich folgende Zuordnung (Auswahl, vollständige Auflistung siehe Tab. 9.1 (im Anhang)):

<i>Terrestrische Lehm Böden:</i>	Podsole, Plaggenesche, Ranker
<i>Terrestrische Sandböden:</i>	Braunerden, Parabraunerden, Pseudogleye
<i>Semiterrestrische Böden:</i>	Auen- und Gleyeboden, Moore

Abbildung 4.4 zeigt die Verbreitung der Bodenklassen nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) im Untersuchungsgebiet. Grundlage bildet dabei die Bodenübersichtskarte (BÜK 200; BGR, 1999), die im folgenden Kapitel kurz vorgestellt wird.

4.2.2 Bodenübersichtskarte 1 : 200.000 (BÜK 200) (BGR, 1999)

Mit der Erstellung der Bodenübersichtskarte 1 : 200.000 (BÜK 200) mit einer Flächendatenbank nach bundesweit einheitlichen Richtlinien wurde 1997 begonnen (BGR, 2001). Ziel ist es, detaillierte, länderübergreifende und vergleichbare Bodeninformationen für Boden- und Umweltschutzfragen zu bekommen.

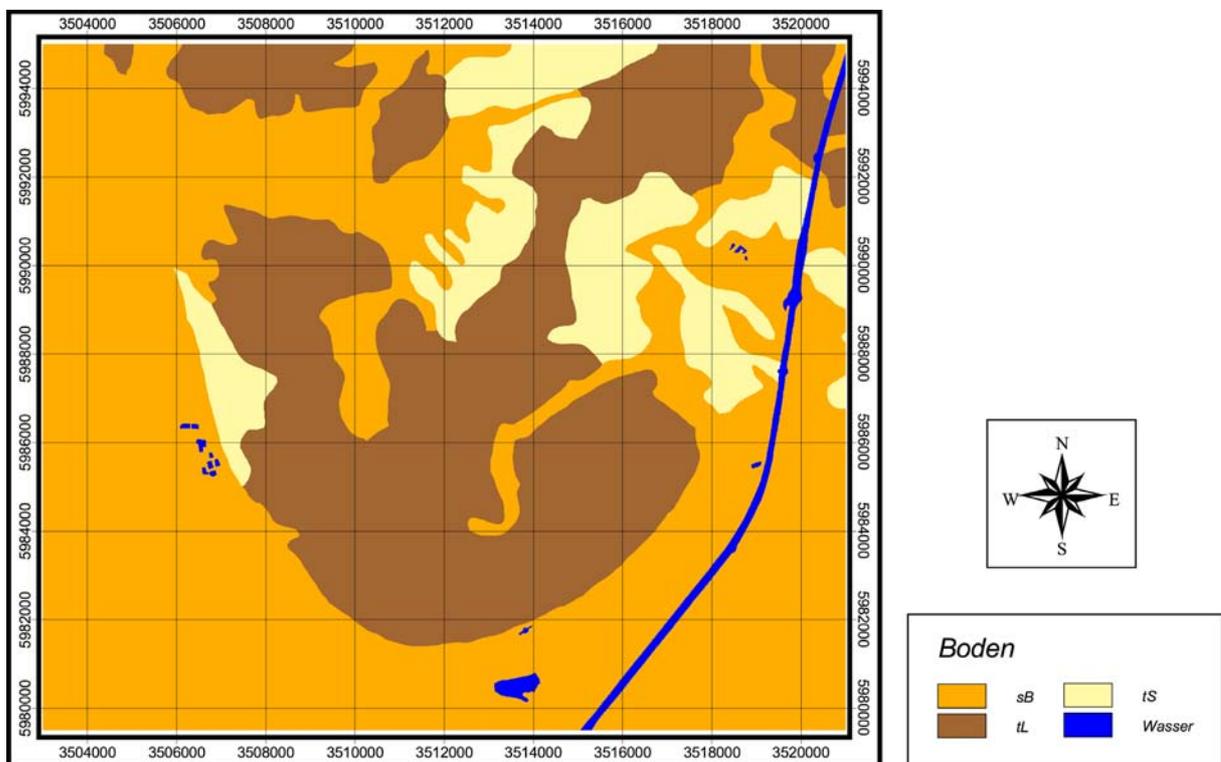


Abb. 4.4: Verbreitung der Bodenklassen nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) im Untersuchungsgebiet. Grundlage hierfür bildet die BÜK 200 (BGR, 1999). tS = terrestrische Sandböden, tL = Terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden.

Die BÜK 200 (BGR, 1999) zeigt die Verbreitung und Vergesellschaftung der Bodenformen in Deutschland. Sie stellt einen Auszug der wichtigsten pedogenetischen und substratgenetischen Informationen aus dem bundesweit abgestimmten Gesamtdatensatz dar (BGR, 2001). Dieser Datensatz umfasst zahlreiche bodenkundliche und bodenkundlich relevante Basisparameter und wird bei den zuständigen Ländern aus dort vorhandenen großmaßstäbigen Karten bzw. deren Datensätzen und/oder Punktdatenbeständen abgeleitet, in die Flächendatenbank der BÜK 200 aufgenommen und dort verwaltet.

Der Karteninhalt wird an Hand von 50 bis 100 Legendeneinheiten pro Blatt beschrieben, die nach Bodenregionen und Bodengroßlandschaften gegliedert sind (BGR, 2001). Im Gegensatz zu vielen anderen deutschen bodenkundlichen Kartenwerken werden die Legendeneinheiten der BÜK 200 (BGR, 1999) nicht nur mit einem einzelnen Leitboden beschrieben. Für jede Legendeneinheit wird eine Bodenvergesellschaftung angegeben (Leit- und Begleitböden) um der Variabilität der Bodendecke gerecht zu werden und die Auswertbarkeit der Karte zu erhöhen. Die Böden werden als Bodenformen beschrieben, die als Kombination aus bodensystematischer Einheit (z.B. Bodentyp) und substratsystematischer Einheit (z.B. Substrattyp) entsprechend der 4. Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 1994) definiert sind. Jeder Bodenform wird ein klassierter Wert zugeordnet, der ihren Flächenanteil an der jeweiligen Legendeneinheit angibt, um die Bodenform so entsprechend ihres Verbreitungsgrades gewichten zu können. Durch diese Art der Flächeninhaltsbeschreibung (Leit- und Begleitböden mit Flächenanteilen) können maßstabsbedingte Informationsverluste ausgeglichen werden: Kleine Bodenareale, schmale Täler usw. können im Maßstab 1 : 200.000 aufgrund ihrer geringen Flächengröße und/oder ihres zu geringen Grenzabstandes nicht ausgewiesen werden (als Richtwert gilt für die Mindestdarstellungsgröße 100 ha, für den Mindestgrenzabstand 1,5 mm). Diese nicht darstellbaren Areale werden in der Flächeninhaltsbeschreibung berücksichtigt, indem für sie Begleitbodenformen mit ihren Flächenanteilen angegeben werden.

Die BÜK 200-Flächendatenbank ist eine reine Attribut-Datenbank, d.h. sie beinhaltet ausschließlich Inhalts- bzw. Sachdaten (attributielle Daten), die flächige Geländeausschnitte (Bodenareale bzw. Kartiereinheiten) beschreiben. Neben den Attributdaten gehören zur BÜK 200 (BGR, 1999) Geometriedaten, welche die inhaltlichen Informationen räumlich definieren. Zu den geometrischen Daten zählen z.B. Grenzlinien, welche die Einzelflächen des Kartenwerkes (Kartiereinheiten) in ihrer räumlichen Lage und Größe bestimmen. Geometriedaten sind kein Bestandteil der BÜK 200-Flächendatenbank, sondern werden in einem Geographischen Informationssystem (ArcInfo) vorgehalten und sind über Identifikatoren mit den Flächeninhaltsdaten verknüpft.

Die Attributdaten definieren den Fachinhalt der abgegrenzten Kartiereinheiten bzw. den Inhalt der Legendeneinheiten (Gesamtheit gleicher Kartiereinheiten). Diese sind sowohl bezüglich ihrer inhaltlichen als auch hinsichtlich ihrer geometrischen Daten meist das Ergebnis einer Aggregation (inhaltliche und räumliche Zusammenfassung der Kartier- bzw. Legendeneinheiten) und Generalisierung (graphische Anpassung der Geometrien an den kleineren Maßstab) größermaßstäbiger Karten (1 : 25.000, 1 : 50.000), wie sie in vielen Bundesländern meist flächendeckend vorliegen. Die bei den Staatlichen Geologischen Diensten der Länder auf der Basis von Aggregationen abgeleiteten Datensätze werden der BGR zur Verfügung gestellt und dort in die

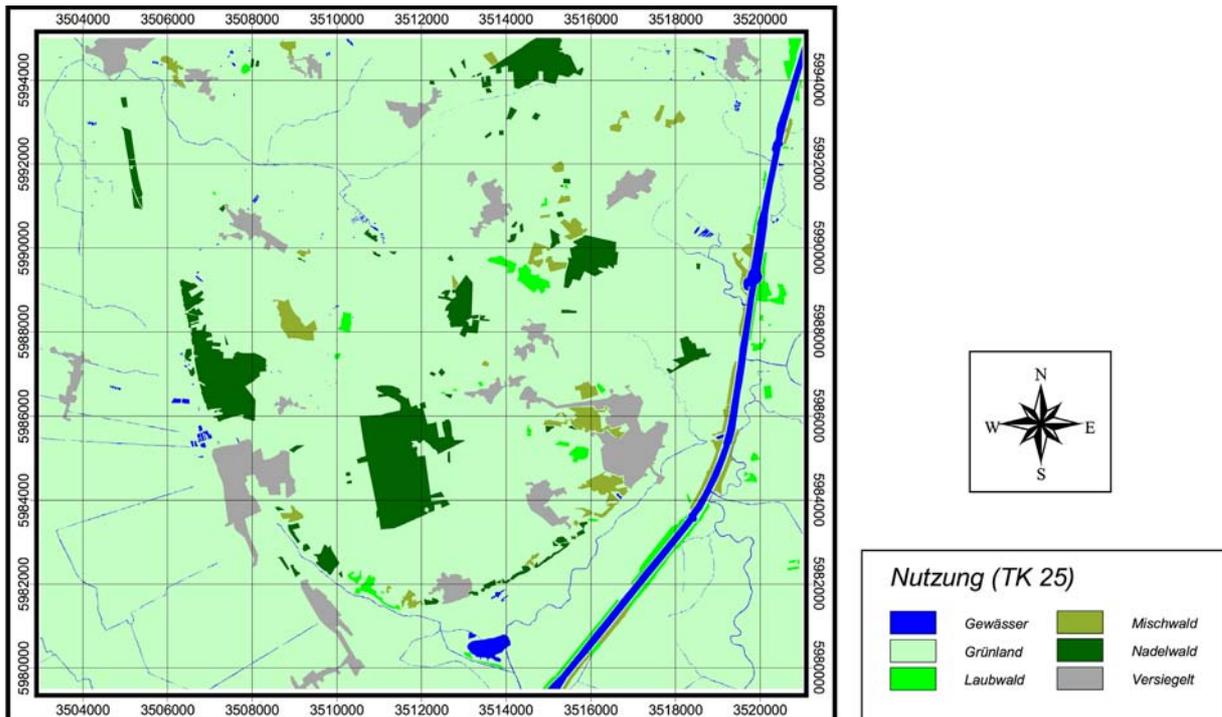


Abb. 4.5: Darstellung der verschiedenen Nutzungsarten auf Grundlage der TK 25 im Untersuchungsgebiet.

Flächendatenbank aufgenommen. Besonders für die Bundesländer, denen nicht ausreichend, d.h. nicht flächendeckend und/oder in ungenügender Qualität, Bodenflächendaten zur Verfügung stehen, wurde im Auftrag der BGR eine Methode entwickelt und erprobt, wie aus bodenkundlichen Profil- bzw. Punktdatenbeständen Flächendatensätze für die BÜK 200 (BGR, 1999) abgeleitet werden können (BGR, 2001).

4.3 Nutzung

4.3.1 Topographische Karten

Für das Untersuchungsgebiet standen Topographische Karten im Maßstab 1 : 25.000 zur Verfügung. Diese lagen als georeferenzierte Rastergrafiken für das Untersuchungsgebiet vor. Die für die Berechnungen notwendigen Themen Grünland, Nadelwald, Laubwald, Mischwald, Gewässer sowie versiegelte Flächen wurden mit Hilfe von ArcView GIS 3.2a (siehe <http://www.esri.com>) digitalisiert (Abb. 4.5).

4.3.2 CORINE-Landcover-Daten (CEC, 1989)

Der geographische Datenbestand zur Bodenbedeckung wurde vom Statistischen Bundesamt im Auftrag des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit und in enger Zusammenarbeit mit dem Umweltbundesamt aufgebaut. Das Ziel ist die europaweite Bereitstellung einheitlicher und vergleichbarer Bodenbedeckungsdaten. Die methodische Konzeption zur Erhebung der Bodenbedeckungsdaten geht auf das inzwischen ausgelaufene Programm CORINE (CoORDination of INformation on the Environment) der Europäischen Gemeinschaften zurück, an der sich 28 europäische Staaten beteiligten.

Das auf der Auswertung von Satellitenbildern basierende Datenerhebungskonzept der EU unterscheidet 44 Bodenbedeckungskategorien. Es sieht - bei einer Erfassungsuntergrenze von 25 ha - den Nachweis der konkreten geographischen Lage jeder homogen bedeckten Bodenfläche (Erhebungseinheit) vor. Flächen linienförmiger Ausdehnung (z.B. Gewässerläufe) werden ab einer Breite von 100 m erfasst.

Der Erhebung von Bodenbedeckungsdaten im Maßstab 1 : 100.000 lagen in erster Linie Satellitenbilder (Landsat TM) zugrunde. Daneben kamen topographische Karten und in der Regel panchromatische Luftbilder im Maßstab 1 : 70.000 zum Einsatz. Die digital vorliegenden Satellitenbildszenen wurden unter Bezugnahme auf die topographischen Karten im Maßstab 1 : 100.000 (TK 100) georeferenziert, photographisch ausgegeben und orientiert an Blattschnitt und Maßstab der TK 100 vergrößert. Die Bodenbedeckungsdaten wurden anschließend durch eine visuelle Satellitenbildinterpretation ermittelt. Unterstützt wurde diese Auswertung mit dem Einsatz von Verfahren zur automatisierten Bildklassifikation. Die geographische Lage der Erhebungseinheiten und die festgestellten Bodenbedeckungsarten wurden dabei in einer transparenten Deckfolie zu den erwähnten Satellitenbildvergrößerungen dokumentiert. Diese sogenannte Interpretationsfolie bildete die Grundlage für die sich anschließende Digitalisierung der Daten.

Die CORINE-Daten für das Untersuchungsgebiet befinden sich auf den digitalen Karten Cuxhaven und Heide. Abbildung 4.6 zeigt die Landnutzung auf dieser Datengrundlage.

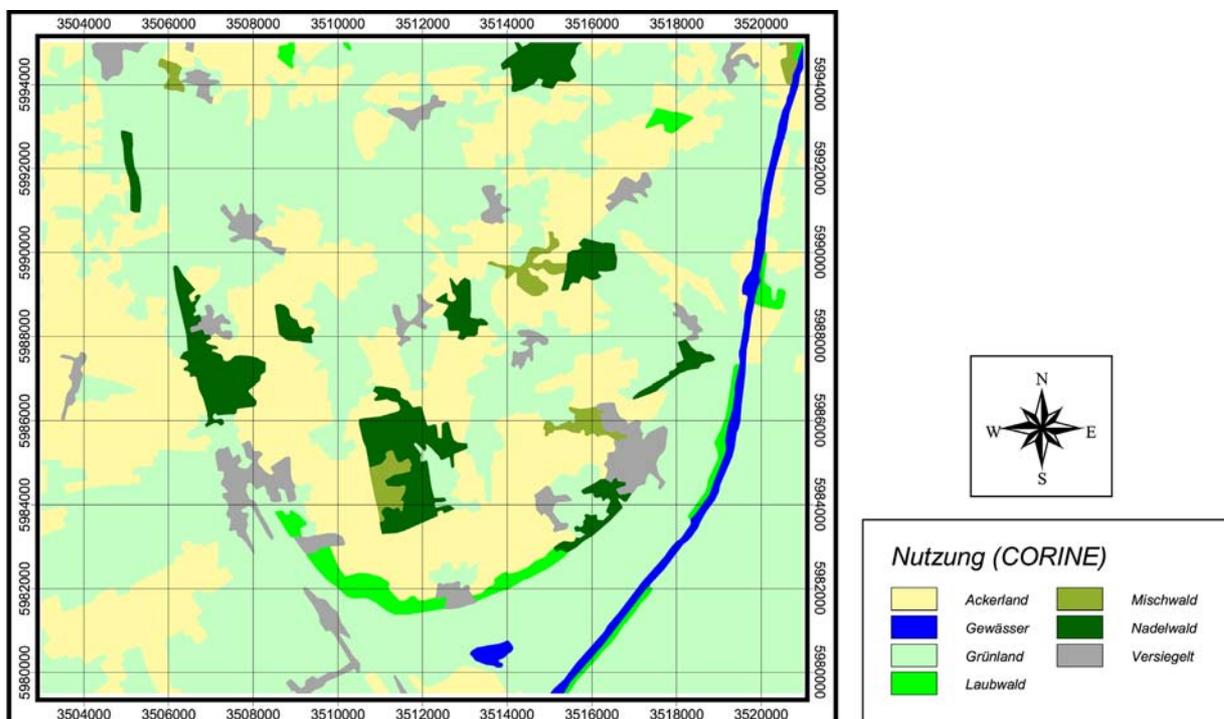


Abb. 4.6: Darstellung der verschiedenen Nutzungsarten auf Grundlage der CORINE-Landcover-Daten (CEC, 1989) im Untersuchungsgebiet.

4.4 Direktabfluss

4.4.1 Ansatz nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980)

Bei dem Verfahren von DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) wird für das gesamte Einzugsgebiet bzw. für Teilflächen der Direktabfluss berechnet und vom langjährigen Mittel der Sickerwasserrate abgezogen. Die Autoren gehen davon aus, dass der Direktabfluss (Q_d), der Grundwasserabfluss (Q_b) sowie der Gesamtabfluss (Q) mit steigendem Niederschlag zunehmen und das Verhältnis der Abflussanteile zueinander konstant ist. Mit dem Verhältnis A/A_u (Gesamtabfluss/Grundwasserabfluss) kann der Anteil des Direktabflusses bestimmt werden. Dabei wird nicht zwischen verschiedenen Nutzungen und Böden, sondern nach Höhe der Reliefenergie und der Größe des Flurabstandes unterschieden. Die Teilflächen werden bei grundwasserfernen Böden je nach

Reliefenergie [m/km ²]	A/A _u -Stufe	ermittelter Steigungswinkel der A/A _u -Geraden (α)	tan α
<5	1	45,0°	1,00
5-10	2	37,0°	0,75
11-50	3	30,5°	0,59
51-100	4	27,0°	0,51
101-160	5	23,5°	0,43
>160	6	22,0°	0,40

Tab. 4.1: Zuordnung der Reliefenergie in die jeweilige A/A_u-Stufen und Beschreibung der A/A_u-Geraden nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980)

Geländeneigung in 6 Klassen (A/A_u-Stufen) eingeteilt. Für Gebiete mit einem Flurabstand <8 dm wird die A/A_u- Stufe 6, während bei höherem Flurabstand (8 bis 15 dm) die A/A_u-Stufe 4 (Sand) bzw. 5 (Lehm) gewählt wird. Der Ansatz ist generell für Deutschland und für Reliefenergien bis 160 m/km² gültig (Tab. 4.1).

Der von den Autoren vorgeschlagene graphische Lösungsansatz zur Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate

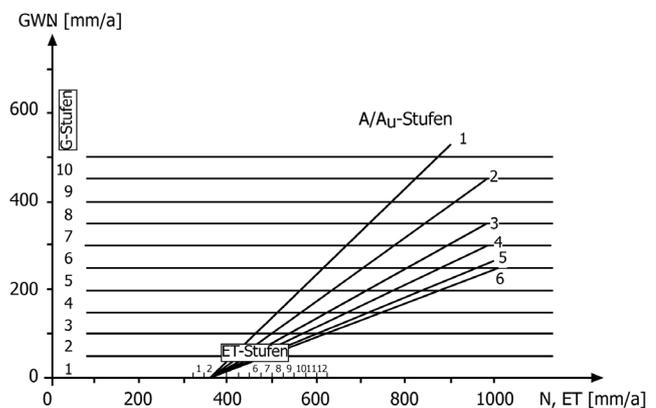


Abb. 4.7: Ermittlung der Grundwasserneubildung mit Hilfe eines Nomogramms nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980).

(vgl. Abb. 4.7) ist für eine GIS-Anwendung ungeeignet. Um die Berechnung in einem GIS zu ermöglichen, muss der Lösungsansatz mathematisch beschrieben werden. Hierbei macht man sich die trigonometrische Beziehungen in einem rechtwinkligen Dreieck (Abb. 4.8) zunutze. Nach den Abbildungen 4.7 und 4.8 bildet die Differenz zwischen der Niederschlags- und Evapotranspirationshöhe (Wasserüberschuss) die Ankathete. Die Gegenkathete entspricht der Grundwasserneubildungsrate. Die

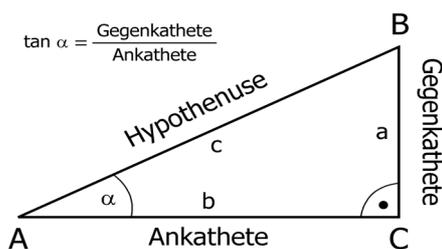


Abb. 4.8: Beziehungen in einem rechtwinkligen Dreieck.

Steigung der A/A_u -Geraden ist für jede A/A_u -Stufe definiert (vgl. Tabelle 4.1). Der Tangenswert ($\tan \alpha$) entspricht dem prozentualen Anteil der Grundwasserneubildung, die um die Höhe des Direktabflusses verringert wurde. Die Grundwasserneubildung kann mittels Dreiecksfunktion nach Gleichung berechnet werden:

$$\text{Gegenkathete} = \text{Ankathete} \cdot \tan \alpha$$

$$GWN = (\text{Niederschlag} - \text{Verdunstung}) \cdot \tan(A / A_u - \text{Stufe}) \quad (\text{Gleichung 4.2})$$

$$GWN = SWR \cdot \tan(\alpha) \quad (\text{Gleichung 4.3})$$

4.4.2 Ansatz nach SCHROEDER & WYRWICH (1990)

Der Abfluss in einem Fließgewässer setzt sich aus dem Direktabfluss und dem unterirdischen Abfluss zusammen (vgl. Kap. 3.3). Dabei ist der Direktabfluss neben der Verdunstung die Hauptverlustgröße in der Gebietsbilanz. Dieser hängt nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) von der Beschaffenheit der Bodenoberfläche (Bewuchs, Versiegelung), dem Relief und dem Grundwasserstand ab.

Direktabfluss findet nur unter Acker- bzw. Grünlandflächen statt, wobei zwischen Sand- und Lehmböden unterschieden wird. Dabei hängt die Höhe des Direktabflusses vom Relief ab. Das Maß der Geländeneigung kann unterschiedlich angegeben werden, z.B. in Prozent oder m/km^2 . Für das Schroeder-Wyrwich-Verfahren wird als Maß die Reliefenergie (m/km^2) angewandt (vgl. Kap. 4.5.1). Bei bebauten Flächen wird davon ausgegangen, dass alles Wasser, welches nicht verdunstet, direkt abfließt. Unter Waldgebieten und auf Wasserflächen findet kein Direktabfluss statt.

Je nach Bodengruppe, Reliefenergie und Bodenbedeckung werden für den Direktabfluss prozentuale Anteile am Überschusswasser (Niederschlag – Verdunstung) zugewiesen. Diese sind in Tabelle 4.2 dargestellt. Für semiterrestrische Böden mit kurzwüchsiger Vegetation wird angenommen, dass das Überschusswasser nur zur Hälfte zur Grundwasserneubildung beiträgt. Die

	Nutzung	RE [m/km^2]	proz [%]
Terrestrische Sandböden	Acker, Grünland	0-20	0
	Acker, Grünland	20-40	$1,65 \cdot RE - 33$
	Acker, Grünland	> 40	33
	Wald	-	0
Terrestrische Lehmböden	Acker, Grünland	0-20	$1,65 \cdot RE$
	Acker, Grünland	20-40	$1,65 \cdot RE$
	Acker, Grünland	> 40	66
	Wald	-	0
Semiterrestrische Böden	Acker, Grünland	-	50
	Wald	-	0
	versiegelte Flächen	-	100
	Wasserflächen	-	0

Tab. 4.2: Ableitung des prozentualen Anteils des Direktabflusses am Wasserüberschuss in Abhängigkeit von Bodengruppe, Reliefenergie (RE) und Bewuchs - verändert nach SCHROEDER & WYRWICH (1990); tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehmböden, sB = semiterrestrische Böden

nommen, dass das Überschusswasser nur zur Hälfte zur Grundwasserneubildung beiträgt. Die andere Hälfte fließt direkt ab. Weiterhin erreicht der Grundwasserspiegel solcher Böden in Nassperioden häufig die Bodenoberfläche, so dass ihre Aufnahmefähigkeit sehr begrenzt ist und mit erheblichen Direktabflüssen zu rechnen ist. Mit Hilfe der Gleichung 4.4 kann der Direktabfluss bestimmt werden.

$$Q_d = \frac{(N_u - ET) \cdot \text{proz}}{100} \quad \text{(Gleichung 4.4)}$$

Der ursprüngliche Ansatz ist nur für Reliefenergien bis 40 m/km² gültig. Da das Untersuchungsgebiet höhere Reliefenergien aufweist, wurde für diese der prozentuale Anteil des Direktabflusses auf 33% (bei Sandböden) bzw. auf 66% (bei Lehmböden) des Überschusswassers festgelegt.

4.4.3 Ansatz nach MEß ER (1997)

Diese Methode ist eine Weiterentwicklung des Verfahrens nach SCHROEDER & WYRWICH (1990), welche wiederum auf den Ansatz von DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) zurückzuführen ist. Neben dem Boden und der Nutzung wird bei diesem Ansatz vor allem der Versiegelungsgrad (Versiegelungsstufen) berücksichtigt. In bebauten Gebieten und Parkanlagen wird eine Mischvegetation eingeführt. Weiterhin wird auf differenzierte Flurabstände anstelle der Unterscheidung terrestrisch-semiterrestrisch bei SCHROEDER & WYRWICH (vgl. Kap. 4.4.2) eingegangen, da die Bodentypen in den veröffentlichten Bodenkarten durch anthropogene Veränderungen nicht mehr den tatsächlich angetroffenen Verhältnissen entsprechen (MEß ER, 1997).

Boden	Sand			Lehm			Sand/Lem
	< 1,5 [m]	1,5-3,0 [m]	> 3,0 [m]	< 1,5 [m]	1,5-3,0 [m]	> 3,0 [m]	
Flurabstand							oberflächennaher Geringleiter
Flächennutzung							
Acker/Grünland unbewachsen	50	0	0	50	20	20	100
Laubwald	20	0	0	30	5	0	100
Mischwald	20	0	0	30	5	0	100
Nadelwald	20	0	0	30	5	0	100
Versiegelung 0% (Mischvegetation)	30	0	0	35	10	10	100
Versiegelung 1-20% (Mischvegetation)	38	8	8	42	20	20	100
Versiegelung 21-40% (Mischvegetation)	58	43	28	61	51	42	100
Versiegelung 41-60% (Mischvegetation)	73	62	52	74	67	60	100
Versiegelung 61-80% (Mischvegetation)	86	79	73	86	82	79	100
Versiegelung 81-100% (Mischvegetation)	92	89	87	92	91	90	100
Wasserflächen	0	0	0	0	0	0	0
Halden (kaum bewachsen)	100	100	100	100	100	100	100

Tab. 4.3: Ableitung des prozentualen Anteils des Direktabflusses am Wasserüberschuss in Abhängigkeit von Boden- gruppe und Bewuchs für Reliefenergien bis 20 m/km² nach MEß ER (1997).

Im Gegensatz zu SCHROEDER & WYRWICH (1990) wird bei der Bestimmung des Direktabflussanteiles nicht mit Spannen, die je nach Reliefenergie linear interpoliert werden, sondern mit festen Werten für eine Reliefenergiestufe gearbeitet. Der prozentuale Anteil des Direktabflusses wird wie bei dem Ansatz nach SCHROEDER & WYRWICH mit Hilfe von Tabelle zugewiesen (siehe Tab. 4.3 und Tab. 9.3 bis 9.6). Der Direktabfluss wird dann mit der Gleichung 4.5 ermittelt.

$$Q_d = SWR \cdot \text{proz} \quad \text{(Gleichung 4.5)}$$

4.5 Digitale Geländemodelle

Die dreidimensionale Modellierung einer Geländeoberfläche setzt neben Rechts- und Hochwerten (x,y-Koordinaten) auch einen Wert für die Höhe (z-Koordinate) voraus. Solche xyz-Daten werden durch Vektorisieren von topographischen Karten gewonnen. Die in der vorliegenden Arbeit verwandten xyz-Datensätze wurden durch Digitalisieren der im Rasterformat vorliegenden, georeferenzierten topographischen Karten mit Hilfe des Programms *ArcView GIS 3.2a* der Firma ESRI (siehe <http://www.esri.com>) gewonnen. Dabei wurden die Höhenlinien als einzelne Punkt-shapes digitalisiert und anschließend attribuiert (Zuweisung der z-Koordinate).

Um aus einer zufälligen Verteilung von Höhenpunkten in einem Gebiet eine dreidimensionale Darstellung des Reliefs zu erhalten, ist die Berechnung eines Höhengitters (*Grid*) erforderlich. Hierunter versteht man eine regelmäßige Anordnung von interpolierten Höhenpunkten. Der Berechnungsvorgang zum Erstellen eines Höhengitters wird als *Gridding* bezeichnet. Das Höhenmodell ist keine exakte Abbildung der Höhenverhältnisse eines Gebietes, sondern nur eine größtmögliche Annäherung aufgrund mathematischer Berechnungen. Die Interpolation der Höhenpunktdaten erfolgte in *ArcView GIS 3.2a* mit der Extension *Spatial Analyst*. Dabei wurde das Interpolationsverfahren Inversed Distance Weighted (IDW) angewandt. Die Größe der einzelnen Gitterzellen (*spacing*) beträgt 25 m.

Das erzeugte Höhenmodell lässt sich mit Hilfe des Programms *Surfer 8* der Firma Golden Software Inc. (USA) (siehe <http://www.goldensoftware.com>) in unterschiedlichen Formen darstellen. Differenziert werden dabei zweidimensionale und dreidimensionale Darstellungen, bei denen eine Betrachtungsperspektive vorgegeben werden kann. Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Darstellungsweisen (Shaded-Relief und Surface) werden im Folgenden kurz vorgestellt. Eine ausführliche Beschreibung dieser und weiterer Darstellungsarten können im *Surfer 8-Handbuch* (GOLDEN SOFTWARE, 2002) nachgelesen werden.

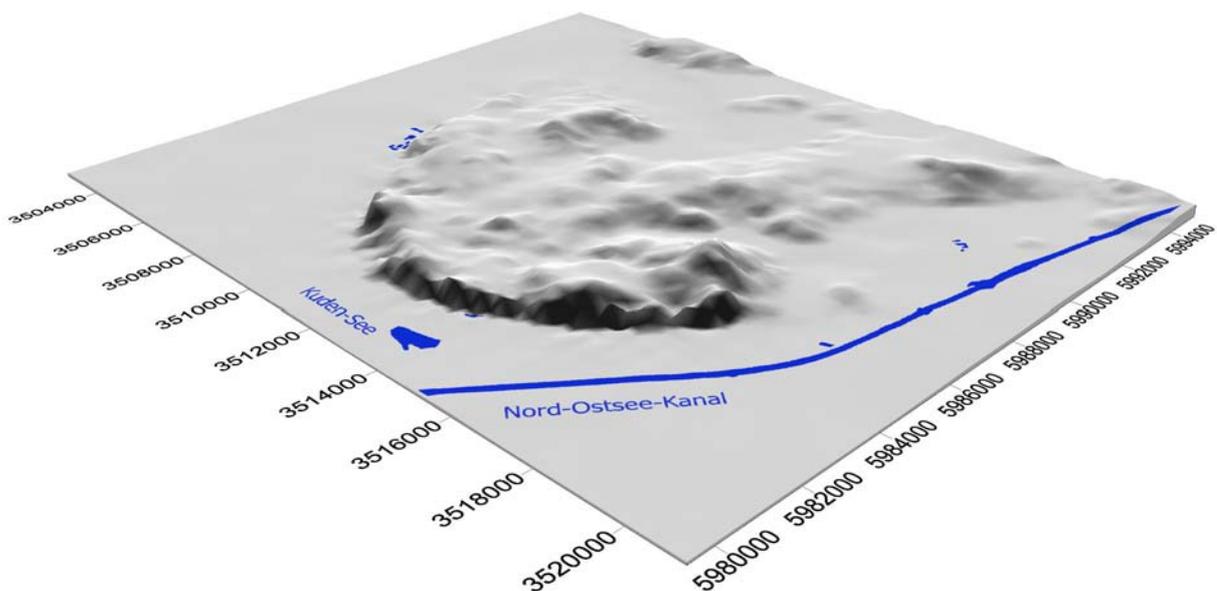


Abb. 4.9: Surface des Untersuchungsgebietes. Die Blickrichtung ist nach NW. Das Höhenmodell ist 15fach überhöht dargestellt.

Ein **Shaded-Relief** (siehe Abb. 1.2) ist ein Rasterbild, das die unterschiedlichen Intensitäten des von der Oberfläche reflektierten Lichtes darstellt. Die Stärke dieser Reflektion ist dabei abhängig von der Höhe und der Einfallrichtung der Lichtquelle sowie der Neigung der modellierten Oberfläche. Zur Erzeugung eines Shaded-Reliefs benötigt man ein Höhenraster mit möglichst kleinem Abstand der einzelnen Gitter-Knoten (*Spacing*), da sonst die Oberfläche in einzelne „Blöcke“ zerfällt. Die *Shaded-Relief*-Karte ist eine zweidimensionale Darstellung.

Ein **Surface** (Abb. 4.9) ist ebenfalls ein Rasterbild, welches die anschaulichste Art der Darstellung eines Höhenmodells ist. Dabei gewinnt der Betrachter einen sehr guten Eindruck von der Topographie des Gebietes. Die wissenschaftlichen Einsatzmöglichkeiten sind jedoch sehr begrenzt, da bei diesen (räumlichen) Darstellungen die Beziehungen der Objekte untereinander verzerrt werden und Details der Oberfläche verloren gehen. Surface-Darstellungen können von Rasterbildern und Vektor-Graphiken überlagert werden. Daher bieten sie sich vor allem zur dreidimensionalen Darstellung von Satelliten- und Luftbildern an. Eine weitere Möglichkeit ist das Überlagern mit geologischen Informationen, um dem Betrachter so den räumlichen Bezug näher zu bringen.

4.5.1 Bestimmung der Reliefenergie

Die Geländeneigung ist neben der Bodenart wichtigste Größe für die Bestimmung des Direktabflusses. Ein Maß für die Geländeneigung ist die Reliefenergie (RE). Sie wird ermittelt, indem die Differenz aus dem höchsten und dem niedrigsten Punkt eines Planquadrates durch dessen Fläche dividiert wird. Die Einheit wird in m/km^2 angegeben. Um die Reliefenergie mit ArcView zu bestimmen, muss das Digitale Höhenmodell (DHM) mit einem Quadratraster verschnitten werden. Anschließend kann für jede Gitterzelle die Reliefenergie berechnet werden (Abb. 4.10).

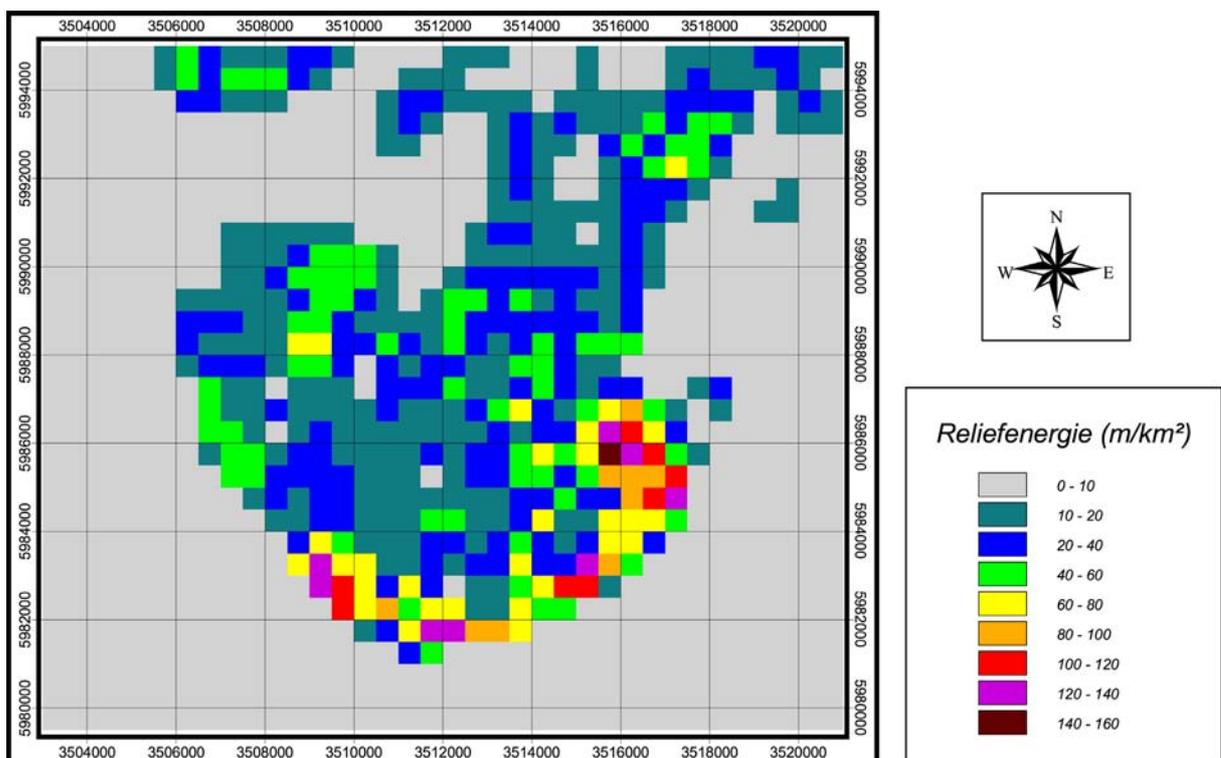


Abb. 4.10: Darstellung der Reliefenergie des Untersuchungsgebietes.

Durch die Mittelbildung über die Fläche einer Rasterzelle von $25 \times 25 \text{ m}^2$ (bedingt durch das *spacing*) werden das Minimum und das Maximum der im Gelände tatsächlich vorliegenden Fläche im Modell geglättet. Die ermittelte Spanne zwischen maximalen und minimalen Werten entspricht der Spanne gemittelter Höhenwerte. Zwischen den realen Minima und Maxima liegt ein größerer Unterschied. Dadurch kommt es bei der Ableitung der Reliefenergie aus einem digitalen Höhenmodell zu einer systematischen Unterschätzung, die aber vernachlässigbar gering ist (MEYER & TESMER, 2000).

5 Angewandte Berechnungsverfahren

5.1 Das Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990)

SCHROEDER & WYRWICH (1990) entwickelten in Anlehnung an die Methode von DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) ein Verfahren, um die Sickerwasserrate flächendifferenziert in einem Raster (Kantenlänge 2 km) zu erheben. Bei diesem Verfahren wird mit drei Bodengruppen und vier Vegetationsklassen gearbeitet. DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) unterteilen hingegen in vier Bodengruppen und zwei Vegetationsklassen. Ein weiterer Unterschied besteht in der Bestimmung des Direktabflusses. DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) ermitteln diesen ausschließlich über die Reliefenergie. Bei Schroeder & Wyrwich wird die Bodengruppe, der Bewuchs sowie die Reliefenergie einbezogen. Die Methode wurde in verschiedenen Gebieten Nordrhein-Westfalens angewandt und überprüft. Der mittlere unkorrigierte Jahresniederschlag wird bei diesem Verfahren aus der Niederschlagshöhengleichenkarte im Maßstab 1 : 200.000 abgeleitet. Die Landnutzung und Bodengruppen werden hingegen aus den entsprechenden Karten im Maßstab 1 : 50.000 entnommen. Hierbei wird der Boden in *terrestrische Sandböden*, *terrestrische Lehmböden* sowie *semiterrestrische Böden* mit flach anstehendem Grundwasser bzw. lang anhaltendem Stauwasser unterschieden (vgl. Kap. 4.2.1). Die Landnutzung wird eingeteilt in: *Acker-/Grünland*, *Nadelwald*, *Mischwald*, *Laubwald*, *Gewässer*, *versiegelte Flächen*. Bei der Verdunstung wird auf die verschiedenen Nutzungsarten eingegangen. Diesen werden in Abhängigkeit von der Bodengruppe pauschale Evapotranspirationswerte aus einer Tabelle (Tab. 5.1) zugeordnet. Für die Abschätzung des Direktabflusses werden neben der Reliefenergie auch Bewuchs und Bodengruppe herangezogen. Aus einer weiteren Tabelle (Tab. 4.2) ist dann der prozentuale Anteil (proz) des Direktabflusses am Wasserüberschuss - abhängig von der Nutzung sowie der Bodengruppe - zu entnehmen. Für die Bewuchsart Wald wird grundsätzlich kein Direktabfluss angenommen.

	Acker- und Grünland	Laubwald	Mischwald	Nadelwald	Bebaute Flächen	Wasserflächen
Terrestrische Sandböden	380	480	540	600	0,2 N	1,0 N
Terrestrische Lehmböden	440	540	600	660		
Semiterrestrische Böden	560	650	700	750		

Tab. 5.1: Mittlere Verdunstungshöhen für verschiedene Bodengruppen und Nutzungen in mm.

5.2 Das TUB-BGR-Verfahren (WESSOLEK et al., 2003)

Das TUB-BGR-Verfahren zur Bestimmung der Sickerwasserrate aus dem Boden ist ein Gemeinschaftsprojekt der Technischen Universität Berlin (TUB) und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR). Dabei wurde die Methode nach RENGER & WESSOLEK (1990) weiterentwickelt. Diese legten Regressionsgleichungen vor, mit denen es möglich ist, die jährliche Sickerwasserrate nutzungsabhängig für Nadelwald, Acker und Grünland mit einer Standardabweichung von 20 bis 30 mm/a für Norddeutschland zu bestimmen (RENGER, 1992).

Ziel des TUB-BGR-Verfahrens ist es, ein Methode zur Bestimmung der Sickerwasserrate zu entwickeln, die eine bundesweite Anwendung ermöglicht (WESSOLEK et al., 2003). Deshalb wurde das Regressionsverfahren nach RENGER & WESSOLEK (1990) mit folgenden Schwerpunkten weiterentwickelt:

- Berücksichtigung weiterer Klimastationen mit größeren Unterschieden in Niederschlag und potentieller Evapotranspiration,
- Berücksichtigung des Oberflächenabflusses bei ackerbaulicher Nutzung (geneigte Flächen)
- bessere Berücksichtigung der kapillaren Nachlieferung aus dem Grundwasser (grundwassernahe Böden)

Weiterhin war es notwendig, die vorhandenen Regressionsgleichungen zur Ermittlung der Sickerwasserrate aus dem Boden zu modifizieren, da eine neue, bundesweit vorliegende Korrektur der Niederschlagshöhe (siehe Tafel 2.5 des HAD; BMU, 2003) eine Anpassung der Regressionsgleichungen erfordert. Auch liegt mit der FAO-Gras-Referenzverdunstung an Stelle der bisher üblichen HAUDE-Verdunstung eine neue, bundesweit einheitliche Verdunstungsberechnung für Deutschland vor (siehe Kap. 3.2.2.3 und Tafel 2.12 des HAD, BMU, 2003).

Vor diesem Hintergrund wurden Modellrechnungen mit dem Wasserhaushaltsmodell GWNEU (u.a. RENGER et al., 1977 und RENGER & STREBEL 1982) für eine Vielzahl bodenkundlicher und klimatischer Standortvarianten durchgeführt (WESSOLEK et al., 2003). Die dabei erzielten Ergebnisse der mittleren jährlichen Sickerwasserrate wurden zur Ableitung der verbesserten Regressionsgleichungen herangezogen. Diese berücksichtigten Standortvarianten umfassen vier Böden mit unterschiedlichem Wasserspeichervermögen, sechs Typen von Grundwasseramplituden, sechzehn Klimastationen (repräsentieren die Klimaregion Deutschland) sowie die Nutzungsarten Acker (Fruchtfolge aus Getreide und Hackfrüchten), Grünland, Laub- und Nadelwald. Mit Hilfe der multiplen Regressionsanalyse wurden die Ergebnisse aller Szenarien ausgewertet und neue Regressionsgleichungen abgeleitet.

Insgesamt acht Regressionsgleichungen bilden die Grundlage dieses neuen Verfahrens (WESSOLEK et al., 2003). Die Gleichungen berechnen die Sickerwasserrate für die Nutzungen Acker, Grünland, Nadel- und Laubwald jeweils für grundwassernahe (Berücksichtigung des kapillaren Aufstiegs) sowie grundwasserferne Standortbedingungen und benutzen dabei folgende Eingangsparameter:

- mittlere korrigierte jährliche Niederschlagshöhe (N_{Jahr})
- mittlere korrigierte Niederschlagshöhe des Sommerhalbjahres (N_{Som})
- mittlere jährliche potentielle Verdunstungshöhe als Gras-Referenzverdunstung (ET_0)
- effektive Durchwurzelungstiefe (W_e)
- nutzbare Feldkapazität (nFK)
- mittlerer Grundwassertiefstand (MNGW)

Aus diesen vorliegenden Standortparametern können nun weitere zur Berechnung notwendige Daten bestimmt werden:

- FAO Gras-Referenzverdunstung im Sommerhalbjahr ($ET0_{\text{Som}}$)
- nutzbare Feldkapazität im Wurzelraum (nFK_{we})
- kapillarer Aufstieg (V_{kap})

Zur Berechnung des Oberflächenabflusses schlagen die Autoren das *Curve-Number*-Verfahren (USDA SCS, 1972) vor. Dieses stellt eine bewährte Methode zur Bestimmung des Oberflächenabflusses dar, die nach Landnutzung, Boden und Neigung unterscheidet. Für eine detaillierte Beschreibung dieses Berechnungsverfahrens sei an dieser Stelle auf die Veröffentlichung in DVWK (1984) verwiesen.

6 Umsetzung der Berechnungsverfahren in einem GIS

Bei der Betrachtung der flächendifferenzierten Sickerwasserrate spielt der räumliche Bezug der vielfältigen Eingangsdatenebenen eine erhebliche Rolle. Eine Erfassung und Auswertung ohne den Einsatz von elektronischen Hilfsmitteln kann heutzutage nicht mehr bewältigt werden. Computersysteme, die diesen Raumbezug erstellen können, werden unter dem Begriff Geoinformationssystem zusammengefasst (GÖPFERT, 1991 und BILL & FRITSCH, 1994).

Der Einsatz eines Geoinformationssystems erlaubt die:

- *Datenerfassung*: durch direkte Eingabe am Rechner, Einlesen von Daten, Digitalisieren, Scannen
- *Datenverwaltung*: Speicherung und Organisation der Daten unter Berücksichtigung ihres Raumbezugs
- *Analyse*: geometrische, logische und relationale Verknüpfung mehrerer Datenebenen (Transformationen, Verschneidungen, Simulationen)
- *Präsentation*: Visualisierung der Daten und Ergebnisse, Erzeugen von Karten und Druckvorlagen

Im Rahmen dieser Arbeit wird das Programm ArcView® GIS 3.2a der Firma ESRI (<http://www.esri.com>) verwendet. Ausführliche Erläuterungen der Anwendungsmöglichkeiten finden sich z.B. in ESRI (1998). Für die Berechnung der flächendifferenzierten Sickerwasserrate sind Daten aus verschiedenen Bereichen digital bereitzustellen oder zu bearbeiten. Tabelle 6.1 stellt die für die beiden Verfahren benötigten, räumlichen bzw. räumlich zeitlichen Variablen (Klima, Boden, Landnutzung, Hydrologie) zusammen.

Mit dem in Tabelle 6.1 aufgeführte TUB-BGR-Verfahren (WESSOLEK et al., 2003) wird die Sickerwasserrate aus dem Boden bestimmt. Um die Grundwasserneubildung zu ermitteln, muss der Anteil des Direktabflusses von der Sickerwasserrate abgezogen werden. Im Rahmen dieser Arbeit wird der Direktabfluss nach verschiedenen Ansätzen berechnet. Diese sind im Kapitel 4.4 erläutert.

Im folgenden wird für die beiden Verfahren ihre Umsetzung in ArcView beschrieben. Am Ende der beiden Verfahrensbeschreibungen sind in einem Flussdiagramm die wichtigsten Eingangsdaten und Verfahrensschritte schematisch zusammengefasst.

Verfahren	Klima		Boden und Pflanze				Hydrologie	
	Niederschlag	Evapotranspiration	mFK	Bodengruppe, Bodenart	Nutzung	Reliefenergie	Grundwasserflurabstand	Direktabfluss
Schroeder & Wyrwich (1990)	u	-	-	•	•	•	•	•
TUB-BGR (Wessolek et al., 2003)	k	FAO	•	•	•	-	•	-

Tab. 6.1: Gegenüberstellung der Parameter der angewandten Verfahren. k = korrigiert, u = unkorrigiert, FAO = Grasreferenzverdunstung.

6.1 Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990)

Die Eingangsdaten dieses Verfahrens sind in der Abbildung 6.1 aufgeführt. Das ursprüngliche Verfahren wurde in der vorliegenden Arbeit leicht modifiziert. Anstatt des 2x2 km² Rasters wurde das Untersuchungsgebiet mit einem 500x500 m² Gitter überzogen. Die in das Verfahren eingehenden mittleren unkorrigierten jährlichen Niederschlagshöhen lagen als digitale Rasterdaten (1x1 km; vgl. Kap. 4.1) vom Deutschen Wetterdienst (DWD) vor. Zur Klassifizierung der Böden wurde die digitale Bodenübersichtskarte im Maßstab 1 : 200.000 (BÜK 200 – Ausschnitt Neumünster) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) herangezogen (siehe Kap. 4.2.2). Die Landnutzung basiert zum einen auf den Topographischen Karten im Maßstab 1 : 25.000 (TK 25) und wurde als Polygon-Thema mit Hilfe von ArcView digitalisiert sowie attribuiert. Weiterhin lag die Landnutzung auch in digitaler Form als CORINE-Daten vor (vgl. Kap. 4.3.2).

Im ersten Schritt wird das Bearbeitungsgebiet mit einem Gitter überzogen, wobei die Kantenlänge einer einzelnen (Gitter-) Zelle 500 m beträgt (s.o.). Bevor die Themen Landnutzung und Boden miteinander verschnitten werden können, müssen die einzelnen Bodenarten noch zu Bodentypen zusammengefasst werden (vgl. Kapitel 4.2.1). Nach dem Verschneiden der Themen Nutzung und Boden verfügt jede Fläche über beide Informationen. Dieses neue Thema wird „Hydrotope“ genannt. Weiterhin verschneidet man das DHM mit dem Gitter und weist jeder Rasterzelle einen Wert für die Reliefenergie zu (siehe Kap. 4.5.1). Da jeder Zelle des Gitters ein Wert für die Reliefenergie zugewiesen wurde, kann dieses Thema (Reliefenergie) mit dem Thema Hydrotope verschnitten werden.

Im nächsten Schritt werden nun die regionalisierten Niederschlagsdaten mit den bereits verschnittenen Themen Hydrotope und Reliefenergie zusammengefügt. Das so entstandene Thema enthält nun alle Eingangsdaten (Niederschlag, Landnutzung, Bodentyp, und Reliefenergie), die zur Bestimmung der Grundwasserneubildung nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) notwendig sind. Mit Hilfe der Tabelle 5.1 kann nun jeder Fläche ein Wert für die mittlere Verdunstungshöhe

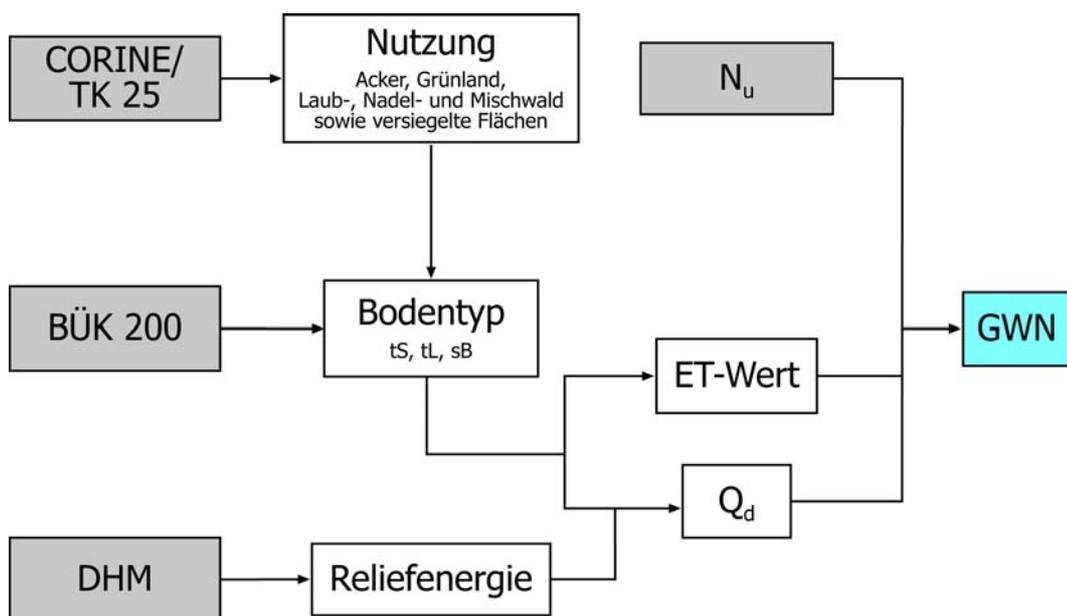


Abb. 6.1: Flussdiagramm der Methode nach SCHROEDER & WYRWICH (1990). Die grau unterlegten Felder sind die benötigten Eingangsparameter.

zugewiesen werden. Auch lässt sich nun für jede Teilfläche der prozentuale Anteil (proz) des Direktabflusses zuweisen (siehe Tab. 4.2), aus dem sich nach Gleichung 4.3 der Direktabfluss berechnen lässt.

Da die Grundwasserneubildungsrate rasterbezogen berechnet werden soll, ist es notwendig, die Hydrotope anteilig an der jeweiligen Rasterzelle zu bestimmen. Dazu wird die Fläche des Hydrotops (Einheit: km²) in der Gitterzelle durch die Fläche der Gitterzelle (0,25 km²) geteilt.

Als Basisabfluss (Q_b , siehe Kap. 3.3) ist die Grundwasserneubildung Teil der Wasserhaushaltsgleichung (vgl. Gl. 3.2) und kann durch einfaches Umstellen dieser Gleichung wie folgt berechnet werden:

$$GWN = N_u - ET - Q_d \quad \text{(Gleichung: 6.1)}$$

6.2 TUB-BGR Verfahren (WESSOLEK et al., 2003)

Die Eingangsdaten dieses Verfahrens sind in Abbildung 6.2 am Ende dieses Kapitels dargestellt. Die Ermittlung der Sickerwasserrate aus dem Boden erfolgt mit Hilfe von Regressionsgleichungen für unterschiedlichen Bodenbewuchs (vgl. Kap. 5.2). Die mittlere jährliche korrigierte Niederschlagshöhe (Jahreswerte und Werte für das Sommerhalbjahr) sowie die mittlere jährliche potentielle Verdunstungshöhe als Gras-Referenzverdunstung nach FAO-Standard lagen als Rasterdaten des DWD für das gesamte Untersuchungsgebiet vor (vgl. Kap 4.1). Mit diesen Daten können die klimatische Wasserbilanz (KWB_{Som}) nach Gleichung 9.1 und die FAO-Gras-Referenzverdunstung nach Gleichung 9.2 jeweils für das Sommerhalbjahr bestimmt werden. Die genannten Gleichungen sowie alle folgend aufgeführten Gleichungen befinden sich im Anhang dieser Arbeit.

Die Bestimmung der bodenkundlichen Parameter ist wesentlich aufwendiger. Grundlage hierfür bildet die Datenbank der BÜK 200 (BGR, 1999; vgl. Kap. 4.2.2) sowie die Verknüpfungsregeln (VKR) der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN, 1994). Die Datenbank der BÜK 200 (BGR, 1999) beinhaltet nur Bodenartengruppen, benötigt werden aber für die Anwendung der Verknüpfungsregeln entsprechend der Bodenkundlichen Kartieranleitung Kennwerte für Bodenartenuntergruppen. Jede Bodenartengruppe besteht i.d.R. aus mehreren Bodenartenuntergruppen (vgl. BGR, 2001). In die Bestimmung der mittleren nutzbaren Feldkapazität (nFK) nach VKR 1.11 und der effektiven Durchwurzelungstiefe (We) nach VKR 1.1 fließen demzufolge Mittelwerte für die betrachteten Bodenartengruppen ein, die aus den Daten der dazugehörigen Bodenartenuntergruppen gebildet wurden. Der Kennwert We bezieht sich auf die effektive Durchwurzelungstiefe bei einjährigen landwirtschaftlichen Nutzpflanzen in Trockenjahren; bei Forst- und Grünlandnutzung müssen die Kennwerte gem. *Bodenkundlicher Kartieranleitung* (AG BODEN, 1994) korrigiert werden:

$$\begin{aligned} \text{Grünland : } & We - 10\%, \\ \text{Forst: } & We + 20\%. \end{aligned}$$

Zur Ermittlung der nutzbaren Feldkapazität im Wurzelraum (nFK_{We}) wurde die nFK eines jeden Bodenhorizontes mit der Horizontmächtigkeit (bis maximal zur We) multipliziert und die Produkte aufsummiert (Gl. 9.3).

Für jede Nutzungsart und jeden Profiltyp wurde die nFK_{We} separat ermittelt und anschließend in Abhängigkeit vom Flächenanteil der einzelnen Bodenprofile einer Legendeneinheit gemittelt.

Zur Bestimmung des Maximalbetrags des mittleren kapillaren Aufstiegs (KA) muss der Abstand (z_a) zwischen der Grundwasseroberfläche (mittlerer GW-Tiefstand = MNGW) und der Untergrenze des effektiven Wurzelraums (We) bestimmt werden (Gl. 9.4).

Die Angaben zum mittleren GW-Tiefstand (MNGW) können der BÜK 200-Datenbank entnommen werden. Für die Schwankungsbreite des MNGW wurde jeweils der Mittelwert angesetzt (vgl. BGR, 2001). Beträgt der MNGW mehr als 2 m, handelt es sich um einen GW-fernen Standort und es findet kein kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser statt.

Die MNGW-Angaben wurden nur an Standorten berücksichtigt, deren Bodenprofile keine Grundwasserbeeinflussung in Form von G-Horizonten aufweisen. In diesen Fällen wurde die Oberkante des G-Horizontes als mittlerer Grundwassertiefstand angesetzt. Infolge dieser Modifikation fallen die Werte für z_a häufig sehr gering aus ($MNGW = We$). Bei alternativer Verwendung der zugehörigen MNGW-Angaben würden sich im Untersuchungsgebiet vielfach größere Abstände zwischen Unterkante des effektiven Wurzelraumes und dem mittleren Grundwassertiefstand ergeben.

Der Abstand z_a zwischen GW-Oberfläche und Untergrenze des effektiven Wurzelraumes ist neben Bodenart und Lagerungsdichte eine wichtige Eingangsgröße zur Ermittlung der mittleren kapillaren Aufstiegsrate (KR). Diese wurde unter Verwendung der VKR 1.16 bestimmt. Die mittlere Dauer des kapillaren Aufstiegs (ta) ist neben der mittleren kapillaren Aufstiegsrate KR die zweite Eingangsgröße zur Bestimmung des Maximalbetrags des mittleren kapillaren Aufstiegs (KA). Unter Verwendung der VKR 1.17 wurde ta bestimmt. Dabei wurden zur Kennwertermittlung für Ackerland die Werte für Getreide und Zuckerrüben/Mais gemittelt.

Durch die gegenüber anderen Nutzungen erhöhte Interzeption und die starke Transpiration von Waldbeständen ist die Bodenfeuchte unter diesen im Sommer und Herbst in der Regel geringer als im Umland. In der weiteren Berechnung von KR und ta wurden – aufgrund fehlender Zahlen – Waldstandorte wie Grünland behandelt.

Der Maximalbetrag des mittleren kapillaren Aufstiegs (KA) entspricht dem Produkt aus mittlerer kapillarer Aufstiegsrate KR und der mittleren Dauer des kapillaren Aufstiegs ta (Gl. 9.5). KA wurde für jede Nutzungsart und jeden Profiltyp separat ermittelt und anschließend in Abhängigkeit vom Flächenanteil der einzelnen Bodenprofile einer Legendeneinheit gemittelt. Sollte $KA=0$ mm sein, dann sind zur Berechnung der Sickerwasserrate aus dem Boden die Regressionsgleichungen für grundwasserferne Standorte anzuwenden. Die Berechnung der nutzungs-differenzierten maximalen Aufstiegsmenge $v_{kap_{kli}}$ erfolgt unter Berücksichtigung der klimatischen Rahmenbedingungen am Standort (Gl. 9.6a-c). Für die Regressionsgleichungen grundwasserbeeinflusster Standorte wird V_{kap} (kapillarer Aufstieg) aus KA und V_{kap} abgeleitet (Gl. 9.7a-c).

Für die Nutzung lässt die BÜK 200-Datenbank nur eine grobe Einteilung (Ackerland allgemein/Grasland, Grünland allgemein/Ödland allgemein [naturnah, ungenutzt oder nur extensiv genutzt]) zu. Eine weitere Untergliederung der Nutzungsart (aktuelle Bodennutzung), wie sie die

Bodenkundliche Kartieranleitung (AG BODEN, 1994) vorsieht, liegt in der BÜK 200 (BGR, 1999) für das Untersuchungsgebiet nicht vor. Deshalb bilden die CORINE Land-Cover-Daten (CEC, 1989) in der vorliegenden Arbeit die Grundlage für die Nutzungsunterteilung. Diese mussten entsprechend der drei im TUB-BGR-Verfahren vorgesehenen Nutzungsarten (Acker, Grünland und Wald) aggregiert und georeferenziert werden. Die Klassifizierung der Nutzungsarten durch die BGR sind in Tabelle 9.2 (im Anhang) aufgelistet.

Um die Sickerwasserrate mit dem TUB-BGR-Verfahren für alle in den CORINE Land-Cover-Daten (CEC, 1989) ausgewiesenen Nutzungsvarianten errechnen zu können, ist für jede Nutzungsvariante eine Klassifizierung nach den prozentualen Anteilen der Hauptnutzungsvarianten Ackerland, Grünland, Laub- und Nadelwald erforderlich. So wird beispielsweise die CORINE-Klasse „Komplexe Parzellenstrukturen“ als Kombination aus 40% Acker, 35% Grünland, 25% Laub- und 0% Nadelwald parameterisiert (vgl. Tab. 9.2).

Nach dieser Aufbereitung der BÜK 200- und CORINE Land-Cover-Daten (BGR, 1999 bzw. CEC, 1989) kann nun die eigentliche GIS-gestützte Berechnung der Sickerwasserrate aus dem Boden beginnen. Dabei wird das Bearbeitungsgebiet wiederum mit einem 500x500 m² Gitter überzogen. Im nächsten Schritt werden die Themen Niederschlag (inkl. N_{Jahr} , N_{Som} , $ET0$, $ET0_{\text{Som}}$), Boden (BÜK 200; BGR, 1999) und Nutzung (CORINE-Daten; CEC, 1989) miteinander verschnitten. Anschließend werden die bodenkundlichen Parameter (nFK_{We} , V_{kap}) für die jeweiligen Nutzungen hinzugefügt sowie eine Fallunterscheidung nach grundwasserbeeinflussten und grundwasserunabhängigen Standorten vorgenommen. Weiterhin wird die pflanzenverfügbare Wassermenge im Sommerhalbjahr mit der Gleichung 9.8 ermittelt. Die Grenzwerte für die Wasserversorgung der Pflanzen liegen bei $WV = 700$ mm für landwirtschaftliche Nutzung (Acker/Grünland) bzw. $WV = 750$ mm für forstwirtschaftliche Nutzung.

Unter Einbeziehung der so ermittelten Parameter und den vorhandenen Eingangsdaten (N_{Jahr} , N_{Som} , $ET0$) kann die Sickerwasserrate aus dem Boden mit Hilfe der nutzungsspezifischen Regressionsgleichungen (Gl. 9.9 bis Gl. 9.25) bestimmt werden.

Das von WESSOLEK et al. (2003) vorgeschlagene *Curve-Number*-Verfahren zur Ermittlung des Oberflächenabflusses konnte im Untersuchungsgebiet nicht angewandt werden, da nur wenige Abflussmessstellen an den Vorflutern zeitlich lange bzw. durchgehende Datenreihen liefern. Um die Grundwasserneubildung nach dem TUB-BGR-Verfahren zu ermitteln, wurde in der vorliegenden Arbeit der Direktabfluss nach verschiedenen Ansätzen ermittelt. Zum Einsatz kamen dabei die Methoden nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980), SCHROEDER & WYRWICH (1990) und MEß ER (1997) (vgl. Kap. 4.4). Die Bestimmung des Direktabflusses nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) ist für das Untersuchungsgebiet gut geeignet, da es Reliefenergien von bis zu 160 m/km² berücksichtigt. Die Ansätze nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) und MEß ER (1997) sind Weiterentwicklungen der DÖRHÖFER-JOSOPAIT-Methode. Sie berücksichtigen neben Reliefenergie und Flurabstand auch den Boden und die Nutzung. Zusätzlich geht bei dem Ansatz nach MESSER die Versiegelungsstufe ein (vgl. Kap. 4.4.3).

Zur Bestimmung des Direktabflusses wird das DHM mit dem 500x500 m²-Gitter verschnitten. Anschließend wird jeder Zelle ein Wert für die Reliefenergie zugewiesen. Nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) ist der Direktabfluss nur abhängig vom Flurabstand und der Reliefenergie. Als

erstes wurde für alle Flächen der Flurabstand bestimmt. Wo dieser <15 dm betrug wurde den Flächen die A/A_u -Stufe 4, 5 oder 6 zugewiesen (siehe Kap. 4.4.1). Für allen anderen Flächen war die Reliefenergie die entscheidende Größe für die A/A_u -Stufen Einteilung. Mit Hilfe der in Kapitel 4.4.1 beschriebenen Beziehungen in einem rechtwinkligen Dreieck (Abb. 4.8) und der nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) ermittelten Steigungen der A/A_u -Stufe (vgl. Tab. 4.1) kann aus der Sickerwasserrate und dem Anteil des unterirdischen Abflusses ($\tan \alpha$) die Grundwasserneubildung gemäß Gleichung 4.3 bestimmt werden.

Für die Bestimmung des Direktabflusses nach SCHROEDER & WYRWICH und MEß ER wurde zunächst der prozentuale Anteil (proz) des Direktabflusses unter Berücksichtigung des Bodens, der Nutzung sowie der Reliefenergie mit Hilfe von Tabellen bestimmt (Tab. 4.2, 4.3 und 9.3-9.6 im Anhang). Anschließend konnte aus der Sickerwasserrate und dem prozentualen Anteil (proz) der Direktabfluss errechnet werden (siehe Gl. 4.5). Die Grundwasserneubildung ist dann die Differenz aus Sickerwasserrate und Direktabfluss (Gl. 6.2).

(Gleichung: 6.2)

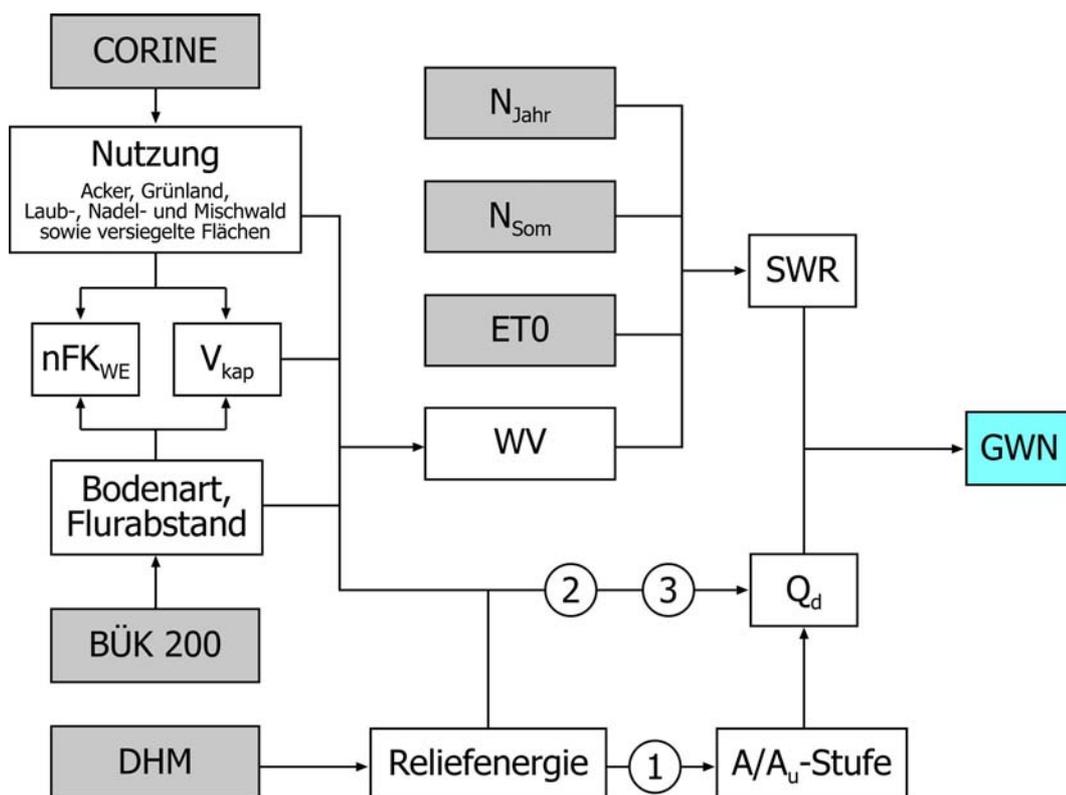


Abb. 6.2: Flussdiagramm des TUB-BGR-Verfahrens. Die grau unterlegten Felder sind die benötigten Eingangsparameter. Direktabfluss (Q_d) bestimmt nach (1) DÖRHÖFER & JOSOPAIT, (2) SCHROEDER & WYRWICH, (3) MEß ER.

7 Ergebnisse und Diskussion

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsrate vorgestellt und diskutiert. Die Ermittlung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsrate erfolgte mit zwei unterschiedlichen Verfahren, dem Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) und dem TUB-BGR-Verfahren (WESSOLEK et al., 2003). Weiterhin wurde die Grundwasserneubildungsrate bei dem Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) mit verschiedenen Datengrundlagen bestimmt.

Um eine vergleichbare Datenbasis zu haben, wurden bei beiden Verfahren die CORINE-Daten als Grundlage der Landnutzung verwendet. Außerdem wurden die Berechnung nur für den Geestbereich des Untersuchungsgebietes durchgeführt, da das Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) eine Bestimmung der Grundwasserneubildung in den Marschen nicht zulässt. Die Fläche des (Geest-) Gebietes beträgt 127,5 km². Dabei verteilt sich die Landnutzung (Datengrundlage: CORINE) auf 44% Acker, 36% Grünland, 13% Wald und 7% sonstige Nutzungen (versiegelte Flächen, Gewässer). Nach TK 25 nehmen Acker/Grünlandflächen 81%, Waldflächen 12% und versiegelte Flächen sowie Wasserflächen 7% ein. Es wird davon ausgegangen, dass unter Gewässern keine Grundwasserneubildung stattfindet.

In den Karten (siehe Abb. 9.14 – 9.19 im Anhang) werden die berechneten Einzelwerte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate (Sickerwasserrate in Abb. 9.15) durch die Darstellung des flächengewichteten Mittels für Zellgrößen von 500x500 m² wiedergegeben. Dies ermöglicht eine bessere Visualisierung der Ergebnisse. Eine besondere Berücksichtigung finden alle Flächenanteile, deren prozentualer Anteil am Gebiet 4% übersteigt. Für diese Flächen wird

Verfahren	Q _d -Verfahren nach	Datengrundlage		GWN [mm/a]	% des N	Standard- abweichung [mm]
		Niederschlag	Nutzung			
Schroeder & Wyrwich (1990)		Rasterdaten (unkorr.)	CORINE	224	26%	101
		Thiessen (unkorr.)	CORINE	217	26%	96
		Rasterdaten (unkorr.)	TK 25	225	26%	103
		Thiessen (unkorr.)	TK 25	219	26%	98
TUB-BGR (Wessolek et al., 2003)	Dörhöfer & Josopait (1980)	Rasterdaten (korr.)	CORINE	206	22%	50
	Schroeder & Wyrwich (1990) (ohne CORINE- Klassifizierung)			266	28%	103
	Schroeder & Wyrwich (1990) (mit CORINE- Klassifizierung)			243	26%	90
	Meßner (1997)			232	25%	97

Tab. 7.1: Mittlere Grundwasserneubildung für das Untersuchungsgebiet – Ergebnisse der verwendeten Datengrundlagen und Direktabfluss-Ansätze.

das flächengewichtete Mittel der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate im Untersuchungsgebiet angegeben (Tab. 7.1).

Die Berechnung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungs- (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, 1990) bzw. Sickerwasserrate (TUB-BGR-Verfahren; WESSOLEK et al. 2003) wird bei beiden Methoden für den Zeitraum von 1961-1990 (Grundlage: Niederschlagsrasterdaten sowie Niederschlagsstationen des DWD, siehe Kap. 4.1) vorgenommen. Die Niederschlagshöhen gehen bei SCHROEDER & WYRWICH (1990) als mittlere unkorrigierte Jahreswerte in die Berechnung ein. Die Einteilung der Böden erfolgt bei diesem Verfahren anhand der nutzbaren Feldkapazität sowie des Flurabstandes. Da SCHROEDER & WYRWICH (1990) für ihre Einteilung aber keine konkreten Werte für diese beiden Größen definieren, ist diese nur schwer umzusetzen. Die bodenkundliche Kartieranleitung (AG BODEN, 1994) bietet Tabellen für die Einstufung der pflanzenverfügbaren Wassermenge (nFK_{We}) an, die vom effektiven Wurzelraum und damit vom Bewuchs abhängig ist. Da der Bewuchs im Verfahren von SCHROEDER & WYRWICH (1990) aber erst in einem späteren Arbeitsschritt einfließt, wird bei der Klassifizierung von einem effektiven Wurzelraum von 10 dm ausgegangen (RENGER & STREBEL, 1980). Bis zu einem Flurabstand von 12,5 dm werden Böden als semiterrestrisch eingestuft, wenn aufgrund der Klassifizierung von langen Staunässephasen ausgegangen wird. Diese beiden Festlegungen führen zu einer starken Vereinheitlichung der Böden. Die Höhe der Evapotranspiration wird durch tabellarische Werte (Grundlage: Lysimeterdaten) den Hydrotopen (= Kombination aus Boden und Nutzung) zugewiesen. Diese Werte sind nur für Norddeutschland ohne weiteres anwendbar. Für andere Klimabedingungen müssten diese modifiziert werden.

Beim TUB-BGR-Verfahren gehen als klimatische Größen die mittleren korrigierten Jahres- bzw. Halbjahresniederschlagshöhen (1.4. – 30.9.) sowie die FAO-Gras-Referenzverdunstung in die Berechnung ein. Die Bestimmung der bodenkundlichen Parameter ist trotz der vorliegenden BÜK 200 (BGR, 1999) sehr aufwendig. Um die Berechnungen im GIS durchführen zu können, mussten die Parameter nFK , We und nFK_{We} aufwendig bearbeitet werden. Der Zeitaufwand würde sich erheblich erhöhen, wenn keine digitalen Bodenkarten zur Verfügung ständen.

Mit dem TUB-BGR-Verfahren (WESSOLEK et al., 2003) wird die mittlere jährliche Sickerwasserrate aus dem Boden bestimmt. Um die Grundwasserneubildungsrate mit diesem Verfahren ermitteln zu können, wurden in der vorliegenden Arbeit drei verschiedene empirische Ansätze für

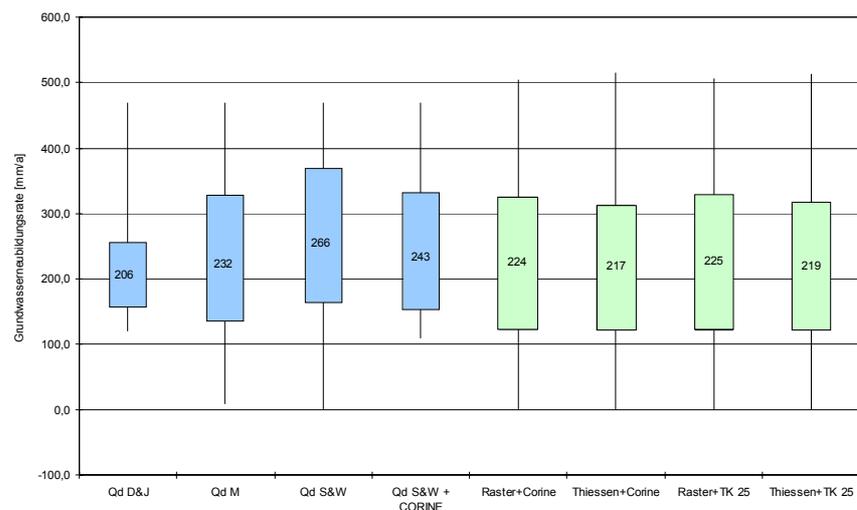


Abb. 7.1: Mittlere jährliche Grundwasserneubildung für das Untersuchungsgebiet – Ergebnisse der verwendeten Datengrundlagen und Direktabfluss-Ansätze. Blaue Kästen = TUB-BGR-Verfahren (Qd nach: D&J = DÖRHÖFER & JOSOPAIT, S&W = SCHROEDER & WYRWICH, S&W+CORINE = SCHROEDER & WYRWICH + CORINE-Klassifizierung, M = MEßER), Grüne Kästen = Schroeder-Wyrwich-Verfahren (verschiedene Datengrundlagen).

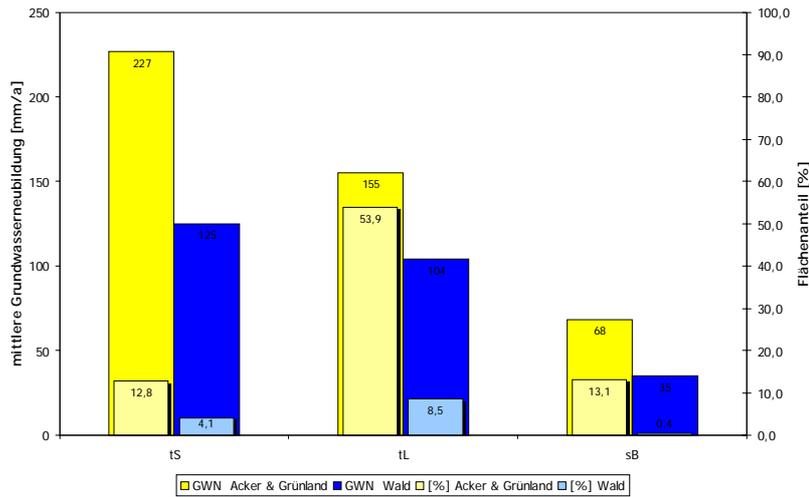


Abb. 7.2: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990)). Datengrundlage: Niederschlagsrasterdaten und CORINE-Nutzungsdaten.

die Bestimmung des Direktabflusses gewählt (vgl. Kap. 4.4). In den Karten (Abb. 9.20 – 9.23) werden die berechneten Einzelwerte des Direktabflusses durch die Darstellung des flächengewichteten Mittels für Zellgrößen von 500x500 m² wiedergegeben. Eine besondere Berücksichtigung finden alle Flächenanteile, deren prozentualer Anteil am Gebiet 4% übersteigt. Für diese Flächen wird das flächengewichtete Mittel des Direktabflusses im Un-

tersuchungsgebiet angegeben (Tab. 9.6a). Da empirische Verfahren im Allgemeinen aber nur Näherungswerte für den Direktabfluss ermitteln, wäre es sinnvoll, die Ergebnisse mit Hilfe von Abflussdatenauswertungen zu überprüfen. Dies war im Untersuchungsgebiet nicht möglich, da keine Abflussmessstellen an relevanten Vorflutern zeitlich ausreichend lange bzw. durchgehende Datenreihen liefern.

Sowohl Landnutzung als auch die abgeleiteten Bodenkennwerte werden als konstant angesehen und entsprechen in ihrer Aktualität dem zugrunde liegenden Datenmaterial (vgl. Kap. 4). Die Ergebnisse stellen die Höhe der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate im untersuchten Gebiet dar.

Die Berechnung der Grundwasserneubildungsrate wurde bei dem Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) mit unterschiedlichen Datengrundlagen durchgeführt (Tab. 7.1). Wie in Abbildung 7.1 ersichtlich, beträgt die mittlere Grundwasserneubildungsrate für das Untersuchungsgebiet zwischen 217 mm/a und 225 mm/a, was ca. 26 % des unkorrigierten Gebietsniederschlages (Station Helse bzw. Mittelwert der Niederschlagsrasterdaten) entspricht (Tab. 7.1). Die Standardabweichung beträgt rund 100 mm/a, so dass sich ein hoher Variabilitätskoeffizient von etwa 45% ergibt.

Bodentyp	GWN Acker & Grünland [mm/a]	Flächenanteil Acker & Grünland [%]	GWN Wald [mm/a]	Flächenanteil Wald [%]
tS	227	12,8	125	4,1
tL	155	53,9	104	8,5
sB	68	13,1	35	0,4

Tab. 7.2: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990)). Datengrundlage: Niederschlagsrasterdaten und CORINE-Nutzungsdaten.

Bei allen Nutzungsarten ist im Gebietsmittel eine deutliche Abnahme der Grundwasserneubildungsrate von terrestrischen Sandböden über Lehm Böden zu den semiterrestrischen Böden zu erkennen

(Abb. 7.2 sowie Abb. 9.7b bis 9.9b im Anhang). Dabei wirken sich die verschiedenen Datengrundlagen kaum auf die Grundwasserneubildungsrate aus (vgl. Abb. 7.3, Tab. 7.3 sowie Abb. 9.10b bis 9.13b im Anhang). Unter Waldflächen ist die Neubildungsrate bei der TK 25-Datengrundlage geringer als bei der CORINE-Datengrundlage.

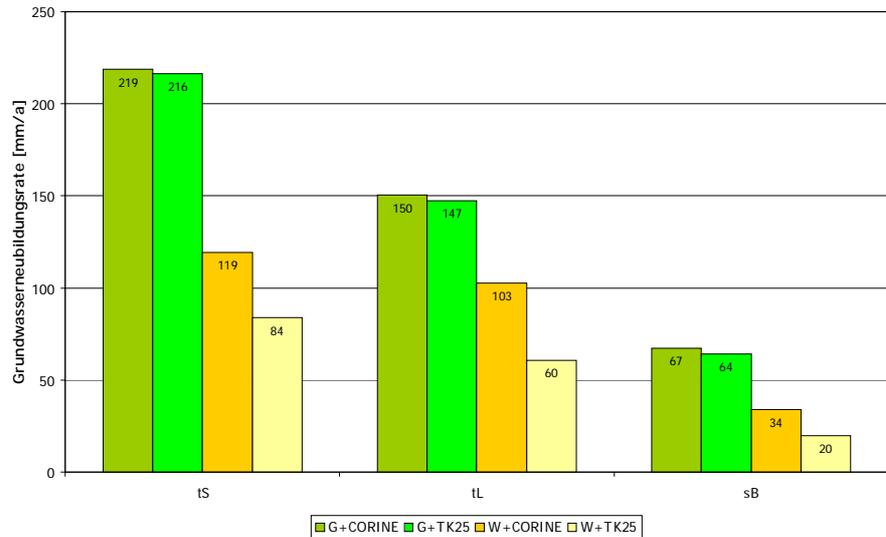


Abb. 7.3: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Niederschlagsdatengrundlage: Thiessen-Polygone (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990)).

Dies ist darauf zurückzuführen, dass beim Bearbeiten der TK 25 viele kleine Waldflächen digitalisiert wurden. Somit wird die mittlere Grundwasserneubildungsrate aus viele kleinen Flächen bestimmt und fällt dadurch geringer aus.

Die höchsten mittleren Grundwasserneubildungsraten von ca. 227 mm/a finden sich bei der Landnutzungsart Acker/Grünland auf terrestrischen Sandböden, die 13% der Flächenanteile besitzen (Datengrundlage: Niederschlagsrasterdaten und CORINE-Nutzungsdaten). Mehr als 50% des Gebietes weisen Acker/Grünlandnutzung auf lehmigen Substraten vor, wobei hier im Gebietsmittel etwa 155 mm/a Grundwasser neugebildet wird. Die geringsten mittleren Neubildungsraten werden bei landwirtschaftlicher Nutzung auf semiterrestrischen Böden erzielt (68 mm/a), die einen Flächenanteil von 13% besitzen (Abb.7.2 und Tab. 7.2). Bei forstwirtschaftlicher Nutzung ergeben sich für terrestrische Sandböden Grundwasserneubildungsraten von ca. 125 mm/a, bei terrestrischen Lehm Böden ca. 104 mm/a und bei semiterrestrischen Böden etwa 35 mm/a (Abb. 7.2 und Tab 7.2). Der Einfluss der Bodenart wirkt sich bei landwirtschaftlicher Nutzung stärker auf die Höhe der Grundwasserneubildungsrate aus als bei forstwirtschaftlicher Nutzung. So verringert sich die Grundwasserneubildungsrate bei Ackerflächen bei einem Substratwechsel von Sand zu Lehm um 32%, während es bei Waldflächen nur 17% sind. Unterschiedliche Landnutzungen führen zu einer Differenz von 102 mm (~ 45%) bei Sanden bzw. 51 mm (~ 33%) bei Lehmen.

	G+CORINE	G+TK25	W+CORINE	W+TK25
tS	219	216	119	84
tL	150	147	103	60
sB	67	64	34	20

Tab. 7.3: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Niederschlagsdatengrundlage: Thiessen-Polygone (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990)).

Bei Anwendung der Thiessen-Polygone zur Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate fallen die Ergebnisse um 6 bis 7 mm/a niedriger aus als bei der Verwendung der Niederschlagsrasterdaten (vgl. Abb. 7.1). Die Bestimmung des Gebietsniederschlags mit Hilfe von Thiessen-Polygonen oder mittels Rasterdaten des DWD haben also keinen großen Einfluss auf die Ermittlung der mittleren jährlichen Grundwasserneubildung.

Die mit dem TUB-BGR-Verfahren (WESSOLEK et al., 2003) bestimmte mittlere jährliche Sickerwasserrate beträgt für das Untersuchungsgebiet 382 mm/a (Abb. 9.15 im Anhang). Die mittlere jährliche Grundwasserneubildungsrate für dieses Gebiet schwankt je nach Direktabflussansatz sehr stark (Tab. 7.1). Mit dem Ansatz nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) zur Bestimmung des Direktabflusses wurde die niedrigste Grundwasserneubildungsrate ermittelt. Diese beträgt im Untersuchungsgebiet 206 mm/a und entspricht damit etwa 22% der mittleren jährlichen korrigierten Niederschlagshöhe (Rasterdaten). Der Ansatz von SCHROEDER & WYRWICH (1990) wurde in unterschiedlicher Form angewandt. Zum einen wurde der Direktabfluss ohne die in den CORINE-Daten ausgewiesenen Nutzungsanteile bestimmt (vgl. Tab. 9.2 im Anhang). Es gingen also nur die Nutzungen Acker, Grünland, Wald sowie versiegelte Flächen und Gewässer ein. Mit dieser „Grobeinteilung“ wurde die höchste mittlere jährliche Grundwasserneubildungsrate bestimmt. Sie beträgt 266 mm/a, was einem Anteil von 28% der mittleren jährlichen korrigierten Niederschlagshöhe (Rasterdaten) entspricht. Da die CORINE-Daten eine Differenzierung der Landnutzung zulässt (vgl. Kap. 4.3 und Tab. 9.2 im Anhang), wurde der Ansatz nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) auch darauf angewandt. Die hiermit bestimmte mittlere jährliche Grundwasserneubildungsrate beträgt 243 mm/a, was einem Anteil von 26% der mittleren jährlichen korrigierten Niederschlagshöhe (Rasterdaten) entspricht. Mit dem Ansatz nach MEß ER (1997), der den Versiegelungsgrad mit berücksichtigt (vgl. Kap.4.4.3), wurde eine Grundwasserneubildungsrate von 232 mm/a ermittelt. Diese entspricht einem Anteil von 25% des mittleren jährlichen korrigierten Niederschlages (Rasterdaten). Abbildung 7.4 vergleicht die ermittelte Grundwasserneubildungsrate des TUB-BGR-Verfahrens (verschiedene Berechnungsansätze für den Direktabfluss) mit dem Schroeder-Wyrwich-Verfahren bei unterschiedlicher Nutzung.

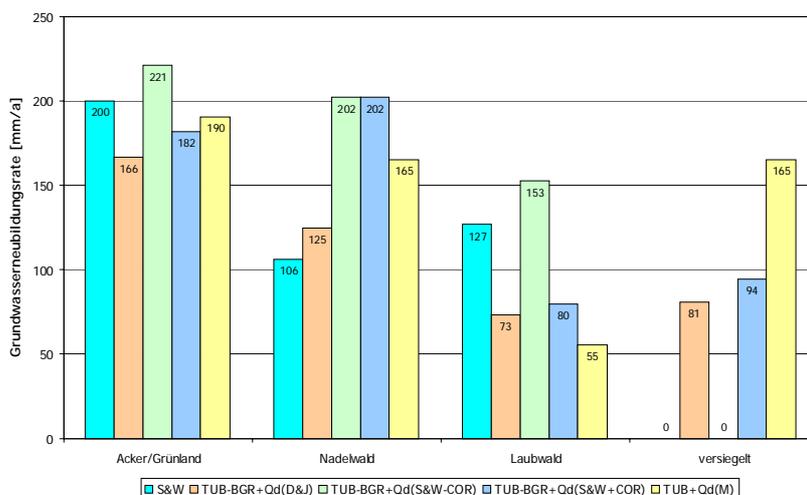


Abb. 7.4: Vergleich der mittleren Grundwasserneubildungsrate in Abhängigkeit der Nutzung (CORINE) zwischen Schroeder-Wyrwich- und TUB-BGR-Verfahren. S&W = Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, Qd (D&J) = DÖRHÖFER & JOSOPAIT, (S&W-COR) = SCHROEDER & WYRWICH, (S&W+COR) = SCHROEDER & WYRWICH + CORINE-Klassifizierung, (M) = MEß ER.

Da bei der Abflussbestimmung nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) nur der Flurabstand und die Reliefenergie eingehen, kann davon ausgegangen werden, dass dieser Ansatz die Höhe des Direktabflusses überschätzt. Zu einer Unterschätzung des Direktabflusses kann es bei dem Ansatz nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) kommen, wenn die CORINE-Klassifizierungen nicht berücksichtigt werden. Dann wird

wahrscheinlich auf Acker- und Grünlandflächen bei Reliefenergien $> 40 \text{ m/km}^2$ der Anteil des Direktabflusses zu gering eingeschätzt. Die Ansätze nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) mit Berücksichtigung der CORINE-Klassifizierungen sowie MEßER (1997), der hohe Reliefenergien und den Versiegelungsgrad berücksichtigt, zeigen ähnliche Ergebnisse bei der Bestimmung des Direktabflusses bzw. der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate (vgl. Tab. 7.1 sowie Tab. 9.6a im Anhang).

Die unterschiedlichen Ergebnisse (Tab. 7.1 sowie Tab. 9.6a und Abb. 9.13b im Anhang) zeigen, dass der Direktabfluss eine sehr entscheidende Rolle bei der Bestimmung der Grundwasserneubildung spielt. Neben der Reliefenergie beeinflussen auch Boden und Nutzung die Höhe des Direktabflusses. Daher kann in Gebieten mit geringer Reliefenergie ebenfalls Direktabfluss stattfinden.

Fazit

Das Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) zur Bestimmung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildung stellt eine einfache und leicht umzusetzende Methode zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate dar. Aufgrund der festgelegten Werte für die Evapotranspiration ist dieses in Nordrhein-Westfalen entwickelte Verfahren nicht ohne weiteres auf andere Klimabedingungen umsetzbar. Den Anteil des Direktabflusses unter Waldflächen völlig unberücksichtigt zu lassen muss kritisch betrachtet werden. Dass unter Waldgebieten kein Oberflächenabfluss stattfindet (WAGENHOFF, 1979) ist durchaus verständlich. Dabei aber auch den Zwischenabfluss, der ebenfalls Teil des Direktabflusses ist, nicht zu berücksichtigen, ist nicht nachzuvollziehen. Für das Untersuchungsgebiet bietet diese Methode dennoch eine einfache und schnelle Möglichkeit, die Grundwasserneubildung abzuschätzen (z. B. für Grundwassermodelle).

Im Gegensatz dazu stellt das TUB-BGR-Verfahren (WESSOLEK et al., 2003) eine sehr aufwendige Methode zur Bestimmung der Sickerwasserrate dar. Um die Grundwasserneubildung mit diesem Verfahren zu bestimmen, muss zusätzlich der Direktabfluss ermittelt werden. Dieser kann mit empirischen Näherungsverfahren abgeschätzt werden. Die mit diesen Verfahren ermittelten Werte für den Direktabfluss können durch Abflussmessstellenauswertungen validiert werden. Die Überprüfung der ermittelten Direktabflusswerte mit Hilfe von Abflussmessstellenauswertungen konnten für das Untersuchungsgebiet nicht durchgeführt werden.

Das TUB-BGR-Verfahren ist deutschlandweit einsetzbar und die Ergebnisse der Sickerwasserrate bzw. der Grundwasserneubildung sind im HAD (BMU, 2003) veröffentlicht. Für dieses weiträumige Gebiet ist es durchaus sinnvoll die Berechnungen mit einem (einheitlichen) Verfahren durchzuführen. In kleinräumigeren Gebieten (Untersuchungsgebiet) sind diese Berechnungen allerdings sehr (zeit-) aufwendig. Wie diese Arbeit zeigt, kann das TUB-BGR-Verfahren in Schleswig-Holstein durch einfachere Methoden (z.B. Schroeder-Wyrwich-Verfahren) ersetzt werden.

8 Literaturverzeichnis

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung (KA 4). 392 Seiten.
- AGSTER, G. (1996): Untersuchungsprogramm zur Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebotes im schleswig-holsteinischen Nachbarraum zu Hamburg (Südost-Holstein). *Abschlußbericht zur Geologie und Hydrogeologie des Untersuchungsraumes. Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Flintbek*. [unveröffentlicht]
- ALLEN, R. G. (1986): A Penman for all Seasons. *Journal Irrigation and Drainage Division, ASCE*, **112**, 348-369.
- ALLEN, R. G., L. S. PEREIRA, D. RAES & M. SMITH (1998): Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, **56**, 300 Seiten.
- ALLEN, R. G., M. SMITH, A. PERRIER & L. S. PEREIRA (1994): An Update for Definition of Reference Evapotranspiration. *ICID Bulletin 43*, **2**, 1-34.
- ALLEN, R.G., M.E. JENSEN, J.L. WRIGHT & R.D. BURMAN (1989): Operational Estimates of Reference Evapotranspiration. *Agronomy Journal*, **81**, 650-662.
- ATV-DVWK (Hrsg., 2002): Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. *Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V.*, Merkblatt M 504.
- BAUMANN, H., SCHEKKOR, E. & SCHENDEL, U. (1970): Gebietswasserhaushaltsbilanzen in kleinen Einzugsgebieten in Schleswig-Holstein. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, Sonderheft, 97-107.
- BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (1996): Lehrbuch der Hydrologie Bd. 1: Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie. 694 Seiten.
- BEINHAEUER, R. (1998): Flächenhafte potentielle Verdunstung nach Haude für Norddeutschland. *Meteorologische Rundschau*, **41(1)**, 24-31.
- BILL, R. & FRITSCH, D. (1994): Grundlagen der Geographischen Informationssysteme. Band 1: Hardware, Software und Daten.
- BLUMANHOURST, G. (2003): <http://www.etgage.com/articles/CSUagnewsJun99.htm> (Abruf: 20.08.2004)
- BREDENKAMP, D., BOTHA, L., VAN TONDER, G., & JANSE VAN RENSBURG, H. (1995): Manual on quantitative of groundwater recharge and aquifer storativity. 424 Seiten.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) (Hrsg., 1999): Bodenübersichtskarte im Maßstab 1 : 200.000 (BÜK 200) Blatt CC 2318 Neumünster. *Digitales Archiv FISBo BGR*.

- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) (Hrsg., 2001): Online-Hilfe der Datenbank Bodenübersichtskarte der BRD 1 : 200.000 (BÜK 200).
- BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (BMU) (Hrsg., 2000 – 2003): Hydrologischer Atlas von Deutschland.
- COMMISSION OF THE EUROPEAN COMMUNITIES (CEC) (1989): CORINE (Co-ordinated Information on the European Environment). *Data base manual*.
- DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG (DIN) (1994): DIN 4049-3: Hydrologie Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie.
- DÖRHÖFER, G. & JOSOPAIT, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildung. *Geologisches Jahrbuch*, **C27**, 45-65.
- DOORENBROS, J. & PRUITT, W. O. (1977): Guideline for Predicting Crop Water Requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, **24**, 144 Seiten.
- DÜCKER, A. (1969): Der Ablauf der Holstein-Warmzeit in Westholstein. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **20**, 46-57.
- DUPHORN, K., STAY, B. & STILLER, D. (1979): Deglaciation of the Bara Basin near Malmö, Sweden. *Boreas*, **8**, 141-144.
- DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTUR (DVWK) (Hrsg., 1984): Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlags-/Abfluss-Modellen in kleinen Einzugsgebieten.
- DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTUR (DVWK) (Hrsg., 1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. „*Verdunstung*“ – *Merckblätter zur Wasserwirtschaft*, **238**, 1-102.
- DYCK, S. (1978): Angewandte Hydrologie, Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flußgebiete. VEB Verlag für Bauwesen, 544 Seiten.
- EHLERS, J., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. (1984): Pre-Weichselian Glaciation of North-West Europe. *Quaternary Science Reviews*, **3**, 1-40.
- EHLERS, J. (1990a): Untersuchung zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete. *Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung*, **19**, 81.
- EHLERS, J. (1990b): Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen in Norddeutschland. In: LIEDTKE, H. (Hrsg.): *Eiszeitforschung*, 159-172.
- ERNSTBERGER, H. (1987): Einfluß der Landnutzung auf Verdunstung und Wasserbilanz: Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration von unterschiedlich genutzten Standorten zur Ermittlung der Wasserbilanz in unteren Mittelgebirgslagen Hessens. 189 Seiten.

- ESRI (Hrsg., 1998): *ArcView GIS – Handbuch*. Environmental Systems Research Institut, Inc.
- FARAHANI, H.J. & BAUSCH, W.C. (1995): Performance of Evapotranspiration Models for Maize - Bare soil to closed canopy. *Trans. ASAE*, **38 (4)**, 1049 - 1059.
- GLUGLA, G., GOEDECKE, M., WESSOLEK, G. & FÜRTIG, G. (1999): Langjährige Abflußbildung und Wasserhaushalt im urbanen Gebiet Berlin. *Wasserwirtschaft*, **89**, 34-42.
- GÖPFERT, W. (1991): Raumbezogene Informationssysteme – Grundlagen der integrierten Verarbeitung von Punkt-, Vektor- und Rasterdaten, Anwendung in Kartographie, Fernerkundung und Umweltplanung. 318 Seiten.
- GOLDEN SOFTWARE (2002): *Surfer 8 – User’s Guide*, Golden Software, Inc., Colorado, USA.
- GOTTSCHÉ, C. (1897): Die tiefsten Glazialablagerungen der Gegend von Hamburg (Vorläufige Mittheilung). *Mittheilung der Geographischen Gesellschaft in Hamburg*, **XIII**, 131-140.
- GRUBE, F. & EHLERS, J. (1975): Pleistozäne Flußsedimente im Hamburger Raum. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, **44**, 353-382.
- GRUNSKÉ, K.-A. (1975): Zur Methodik der Berechnung der Grundwasserneubildung bzw. des Grundwasserdargebotes. *Wissenschaftlich-Technischer Informationsdienst WTI*, **16** (Sonderheft 5), 68.
- HAQ, B. U. & EYSINGA, F. W. B. (1987): *Geological time table*. Elsevier Verlag
- HAUDE, W. (1954): Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. *Mitteilungen des deutschen Wetterdienstes*, **8**, 22 Seiten.
- HINSCH, W. (1974): Das Tertiär im Untergrund von Schleswig Holstein. *Geologisches Jahrbuch*, **A 24**, 34 Seiten.
- HÖFLE, H.-CH., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1985): Die Ausbreitung des Eem-Meers in Nordwestdeutschland. *Eiszeit und Gegenwart*, **35**, 49-59.
- HÖLTING, B. (1996): *Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie*. Enke-Verlag, 441 Seiten.
- HORTON, R. (1933): The role of infiltration in the hydrologic cycle. *American Geophysical Union*, **13**, 446-460.
- HUMBOLDT-UNIVERSITÄT BERLIN (2003): <http://www.agrar.hu-berlin.de/pflanzenbau/agrarmet/wetter.html> (Abruf: 20.08.2004)
- JACOBS, A. F. G., HEUSINKVELD, B. G. & LUCASSEN, D. C. (1998): Temperature Variation in a Class A Evapotranspiration Pan. *Journal of Hydrology*, **206**, 75 – 83.

- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen in Nordwestdeutschland. *Geologisches Jahrbuch*, **A 10**, 1-77.
- JELINEK, S. (1999): Wasser- und Stoffhaushalt im Einzugsgebiet der oberen Stör, *Dissertation*, Christian-Albrecht-Universität Kiel, 172 Seiten.
- KEILHACK, K. (1896): Die Geikiessche Gliederung der norddeutschen Glazialablagerungen. *Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1895*, 111-124.
- KEILHACK, K. (1911): Geologische Karte von Preußen 1 : 25.000, Erläuterungen zu Blatt Teltow. *Königlich Preußische Geologische Landesanstalt*.
- KJELGAARD, J. F., STÖCKLE C. O., VILLAR MIR, J. M., EVANS, R. G. & CAMPBELL G. S. (1994): Evaluating Methods to Estimate Corn Evapotranspiration from Short-Time Interval Weather Data. *Trans. ASAE*, **37 (6)**, 1825 - 1833.
- KNUDSEN, K. L. (1979): Foraminiferal faunas in marine Holsteinian Interglacial deposits of Hamburg-Hummelsbüttel. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, **49**, 193-214.
- KNUDSEN, K. L. (1986): Foraminiferal Stratigraphy of the Late Elsterian – Holsteinian Sequence in Borings at Eggstedt and the Hamburg Area. *INQUA Holstein-Symposium Hamburg 22.-26. Sept.*, Abstracts: 14-15.
- KOSACK, B. & LANGE, W. (1985): Das Eem-Vorkommen von Offenbüttel/Schnittlohe und die Ausbreitung des Eem-Meeres zwischen Nord- und Ostsee. *Geologisches Jahrbuch*, **A 86**, 3-17.
- LANDESVERMESSUNGSAMT SCHLESWIG-HOLSTEIN (Hrsg., 1975-1996): Topographische Karte im Maßstab 1:25.000, Blätter: 1920, 1921, 2020, 2021.
- LEGATES, D. (1993): Biases in precipitation gauge measurements. In: W. C. R. Programme (Hrsg.): *Global observations, analyses and simulation of precipitation WMO/Td*, **544**, 31-34.
- LERNER, D., ISSAR, A. & SIMMERS, I. (1990): Groundwater recharge – A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge. *International Association of Hydrogeologists*, **8**, 116-127.
- LILLICH, W. (1970): Vergleich moderner Methoden zur Bestimmung des Grundwasseranteils am Gesamtabfluß an der Erdoberfläche. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, Sonderheft, 17-25.
- LÜTZKE, R. (1965): Über die Tauglichkeit der Lysimetermethode für Wasserhaushaltsuntersuchungen und Vergleichsmessungen mit Groß- und Kleinlysimetern. *Besondere Mitteilungen zum gewässerkundlichen Jahrbuch der DDR*, **4**, 3-20.

- MANIAK, U. (1997): Hydrogeologie und Wasserwirtschaft. Springer-Verlag, 576 Seiten.
- MENKE, B. (1968): Beiträge zur Biostratigraphie des Mittelpleistozäns in Norddeutschland (pollenanalytische Untersuchungen aus Westholstein). *Meynina*, **18**, 35-42.
- MENKE, B. (1981): Vegetation, Klima und Verwitterung im Eem-Interglazial und Weichsel-Frühglazial Schleswig-Holsteins. *Abhandlungen des naturwissenschaftlichen Vereins Hamburg*, **24**, 123-132.
- MENKE, B. (1984): Wie stabil ist das Ökosystem „Wald“?. *Allgemeine Forst-Zeitschrift*, **36**, 122-126.
- MENKE, B. & SIEM, H.-K. (1993): Umweltrelevante Sediment- und Bodenmerkmale in der geowissenschaftlichen Landesaufnahme am Beispiel von Waldstandorten in Schleswig-Holstein. *Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein*, **3**, 77-127.
- MEYER, T., TESMER, M., SOMMER VON JARMERSTED, C., & OTTO, R. (1998): Die Verwendung eines geographischen Informationssystems zur Berechnung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildung mit unterschiedlichen Methoden. In: Alfred-Wegener-Stiftung (Hrsg.): *Geowissenschaften in Ökonomie und Ökologie – Das System Erde*, 122.
- MEYER, T & TESMER, M. (2000): Ermittlung der Grundwasserrate in Südost-Holstein nach verschiedenen Verfahren unter Verwendung eines Geoinformationssystems, *Dissertation*, Freie Universität Berlin (Fachbereich Geowissenschaften), 201 Seiten.
- MINISTERIUM FÜR UMWELT, NATUR UND FORSTEN DES LANDES SCHLESWIG-HOLSTEIN (1998): Gesamtplan Grundwasserschutz in Schleswig-Holstein. 34 Seiten.
- MONTEITH, J. L. (1965): Evaporation and Environment. In: FOGY, G. (Hrsg.): *Symp. Soc. Exp. Biol. XIX: The state and movement of water in living organism*. 205-234.
- MORAN, M.S., RAHMAN, A. F., WASHBURNE, J.C., GOODRICH, D.C., WELTZ M, A. & KUSTAS, W.P. (1996): Combining the Penman-Monteith Equation with Measurements of Surface Temperature and Reflectance to Estimate Evaporation Rates of Semiarid Grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, **80**, 87 - 109.
- NATERMANN, E. (1958): Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebietes nach dem Au- Linienverfahren. *Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten des Landes NRW*, 44 Seiten.
- NOMMENSEN, B. & NACHTIGALL, K.-H. (1987): Bericht des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein über die hydrogeologischen Vorarbeiten zum Grundwasserbewirtschaftungsplan für den Wirtschaftsraum Brunsbüttel, *Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein*, 99 Seiten. [unveröffentlicht].

- PENCK, A. (1879): Die Geschiebeformation Norddeutschlands. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **31**, 117-203.
- PENMAN, H.L. (1948): Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proc. Roy. Meteorol. Soc*, **A 193**, 120-145.
- PICARD, K. (1959): Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **6**, 259-272.
- PICARD, K. (1960): Zur Untergliederung der Saalevereisung im Westen Schleswig-Holsteins. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **112**, 316-325.
- PRANGE, W. (1991): Geologie der Steilufer zwischen Kieler Förde und Hohwachter Bucht. *Schriften des naturwissenschaftlichen Vereins in Schleswig-Holstein*, **61**, 1-18.
- RAPP, J. & SCHÖNWIESE, C. (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Universität Frankfurt/M (FB Geowissenschaften), 253 Seiten.
- RENGER, M. (1992): Bestimmung der Bodenwasserhaushaltskomponenten. *DVGW-Schriftenreihe Wasser*, **72**, 283-298.
- RENGER, M., STREBEL, O., MÜNNICH, K. O. & SONNTAG, C. (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. *Geologisches Jahrbuch*, **C 19**, 98 Seiten.
- RENGER, M. & STREBEL, O. (1980): Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. *Wasser und Boden*, **8**: 362-366.
- RENGER, M. & STREBEL, O. (1982): Berechnungsbedürftigkeit der landwirtschaftlichen Nutzflächen in Niedersachsen. *Geologisches Jahrbuch*, **F 13**, 66 Seiten.
- RENGER, M. & WESSOLEK, G. (1990): Auswirkungen von Grundwasserabsenkung auf die Grundwasserneubildung. *Mitteilungen des Instituts für Wasserwesen*, **386**, 295- 307.
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. *Berichte des DWD*, **194**, 93.
- RICHTER, W. & LILICH, W. (1975): Abriß der Hydrogeologie. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 281 Seiten.
- RIEDEL, W. (1987): Umweltbedingungen in Schleswig-Holstein, Teil A: Entstehung und Wandel der schleswig-holsteinischen Landschaften. Wachholz-Verlag, 28 Seiten.
- ROTH, D. & GÜNTHER, R. (1992): Vergleich von Meß- und Schätzwerten der potentiellen Evapotranspiration. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung*, **33**, 13-22.
- SCHRÖDTER, H. (1985): Verdunstung - Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer-Verlag, 173 Seiten.

- SCHROEDER, M. & WYRWICH, D. (1990): Eine in Nordrhein-Westfalen angewendete Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildung. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, **34(1/2)**, 12-16.
- SERAPHIM, E. T. (1980): Über einige neuere Ergebnisse zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und des Unteren Weserberglandes. *Westfälische Geographische Studien*, **36**, 11-20.
- SEVRUK, B. (1994): Spatial and temporal inhomogeneity of global precipitation data. In: DESBOIS, M. & DESALAMAND F. (Hrsg.): *Global precipitation and climate change*, 219- 230.
- SEVRUK, B. & NESPOR, V. (1994): The effect of dimensions and shape of precipitation gauges on the wind-induced-error. In: DESBOIS, M. & DESALAMAND F. (Hrsg.): *Global precipitation and climate change*, 231-246.
- SIEBERITZ, H. (1984): Die Stellung der Strauchwälder von Kleve-Kranenburg im Rahmen der saalezeitlichen Gletschervorstöße am Niederrhein. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **34**, 163-168.
- SMITH, M., ALLEN, R.G., MONTEITH, J.L., PERRIER, A., PEREIRA, L. & SEGEREN, A. (1992): Report on the Expert Consultation on Revision of FAO Methodologies for Crop Water Requirements. Land and Water Development Division of the FOOD AND AGRICULTURE ORGANISATION OF THE UNITED NATIONS (FAO), 45 Seiten.
- SPONAGEL, H. (1980): Zur Bestimmung der realen Evapotranspiration landwirtschaftlicher Kulturpflanzen. *Geologisches Jahrbuch*, **F9**: 3-87.
- STEPHAN, H.-J. (1980): Glazialgeologische Untersuchungen im südlichen Geestgebiet Dithmarschens. *Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins in Schleswig-Holstein*, **50**, 1-36.
- STEPHAN, H.-J. (1990): Till stratigraphy in Schleswig-Holstein. In: LAGERLUND, E. (Hrsg.): *Methods and problems of till-stratigraphy*, 26-28.
- STEPHAN, H.-J. (1994): Der jungbaltische Gletschervorstoß in Norddeutschland. *Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins in Schleswig-Holstein*, **64**.
- STEPHAN, H.-J. (1995): Schleswig-Holstein. In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*. 1-13.
- STEPHAN, H.-J. (2003): Zur pleistozänen Landschaftsentwicklung und Stratigraphie in Schleswig-Holstein: Ein Überblick. *12. Jahrestagung der Gesellschaft für Geowissenschaften, 10.09.-13.09.2004 (Husum)*, Abstract, 77-79.
- STEPHAN, H.-J. & MENKE, B. (1993): Das Pleistozän in Schleswig-Holstein. *Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein*, **3**, 19-62.

- STOLLER, J. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25.000 (Blatt Ebstorf). *Königlich Preußische Geologische Landesanstalt*.
- TYAGI, N. K., SHARMA, D. K. & LUTHRA, S. K. (2000): Evapotranspiration and Crop Coefficients of Wheat and Sorghum. *Journal Irrigation and Drainage Division, ASCE*, **126**, 215-222.
- USDA-SCS (1972): National Engineering Handbook – Section 4: Hydrology.
- Weber, H. (1977): Salzstrukturen, Erdöl und Kreidebasis in Schleswig-Holstein. *Übersichtskarten zur Geologie von Schleswig-Holstein*, 106 Seiten.
- WENDLING, U. (1995): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. *Wasserwirtschaft*, **85**, 602 - 604.
- WESSOLEK, G., DUIJNISVELD, W.H.M. & TRINKS, S. (2003): Die Entwicklung eines neuen Verfahrens zur bundesweit einheitlichen Berechnung der Sickerwasserrate aus dem Boden im Rahmen des Projektes „Hydrologischer Atlas von Deutschland“ (HAD). *Wasser und Boden* (In Vorbereitung).
- WICHMANN, K. & SCHNEIDER, W. (2003): Hydrogeologisches Gutachten für das Wasserwerk Kuden. *Technische Universität Hamburg-Harburg*, 39 Seiten. [unveröffentlicht].
- WOHLRAB, B., ERNSTBERGER, H., MEUSER, A., & SOKOLLEK, V. (1992): Landschaftswasserhaushalt. 352 Seiten.
- WRIGHT, J. L. (1982): New Evapotranspiration Crop Coefficients. *Journal Irrigation and Drainage Division, ASCE*, **108**, 57 - 74.
- ZAGWIJN, W. H. (1957): Vegetation, climate and timecorrelations in the Early Pleistocene of Europe. *Geologie en Mijnbouw*, **19**, 233-244.
- ZENKER, T. (2003): Verdunstungswiderstände und Gras-Referenzverdunstung, *Dissertation*, Technische Universität Berlin (Fakultät VII – Architektur, Umwelt und Gesellschaft), 147 Seiten.

9 Anhang

Gleichungen des TUB-BGR-Verfahrens

Tabellen

Diagramme

9.1 Gleichungen des TUB-BGR-Verfahrens

Klimatologische Standortparameter:

FAO-Gras-Referenzverdunstung im Sommerhalbjahr (1.4. – 30.9.):

$$ET0_{Som} = 0,72 \cdot ET0 + 48 \quad (\text{Gleichung: 9.1})$$

Klimatische Wasserbilanz im Sommerhalbjahr (1.4. – 30.9.):

$$KWB_{Som} = N_{Som} - ET0_{Som} \quad (\text{Gleichung: 9.2})$$

Bodenkundliche Parameter:

Nutzbare Feldkapazität im Wurzelraum:

$$nFK_{We} = \sum_0^{We} nFK \quad (\text{Gleichung: 9.3})$$

Abstand des mittleren Grundwassertiefstand von der effektiven Durchwurzelungstiefe:

$$z_a = MNGW - We \quad (\text{Gleichung: 9.4})$$

Mittlerer kapillarer Aufstieg:

$$KA = KR \cdot ta \quad (\text{Gleichung: 9.5})$$

Nutzungsspezifischer kapillarer Aufstieg:

Acker:	$vkap_{kli} = 1,05 \cdot ET0_{Som} - N_{Som}$	
Grünland:	$vkap_{kli} = 1,2 \cdot ET0_{Som} - N_{Som}$	(Gleichung: 9.6)
Laub- und Nadelwald:	$vkap_{kli} = 1,3 \cdot ET0_{Som} - N_{Som}$	

Kapillarer Aufstieg:

wenn $vkap_{kli} < 0$,	dann ist $V_{kap} = 0$	
wenn $KA > vkap_{kli}$,	dann ist $V_{kap} = vkap_{kli}$	(Gleichung: 9.7)
wenn $KA \leq vkap_{kli}$,	dann ist $V_{kap} = KA$	

Planzenverfügbare Wassermenge im Sommerhalbjahr:

$$WV = nFK_{We} + V_{kap} + N_{Som} \quad (\text{Gleichung: 9.8})$$

Regressionsgleichungen zur Bestimmung der Sickerwasserrate

Acker

a) für grundwasserbeeinflusste Standorte:

wenn $WV > 700$ mm, dann ist:

$$SWR = N_{\text{jahr}} - ET0 \cdot 1,05 \cdot [0,61 \cdot \log\left(\frac{1}{ET0}\right) + 2,66] \quad (\text{Gleichung: 9.9})$$

wenn $WV \leq 700$ mm, dann ist :

$$SWR = N_{\text{jahr}} - ET0 \cdot [1,45 \cdot \log(WV) - 3,08] \cdot [0,61 \cdot \log\left(\frac{1}{ET0}\right) + 2,66] \quad (\text{Gleichung: 9.10})$$

b) für grundwasserferne Standorte ($V_{\text{kap}}=0$):

wenn $WV > 700$ mm, dann ist:

$$SWR = N_{\text{jahr}} - ET0 \cdot 1,05 \cdot [0,76 \cdot \log\left(\frac{1}{ET0}\right) + 3,07] \quad (\text{Gleichung: 9.11})$$

wenn $WV \leq 700$ mm, dann ist :

$$SWR = N_{\text{jahr}} - ET0 \cdot [1,45 \cdot \log(WV) - 3,08] \cdot [0,76 \cdot \log\left(\frac{1}{ET0}\right) + 3,07] \quad (\text{Gleichung: 9.12})$$

Grünland

a) für grundwasserbeeinflusste Standorte:

wenn $WV > 700$ mm, dann ist:

$$SWR = N_{\text{jahr}} - ET0 \cdot 1,20 \cdot [0,40 \cdot \log\left(\frac{1}{ET0}\right) + 2,07] \quad (\text{Gleichung: 9.13})$$

wenn $WV \leq 700$ mm, dann ist :

$$SWR = N_{\text{jahr}} - ET0 \cdot [1,79 \cdot \log(WV) - 3,89] \cdot [0,40 \cdot \log\left(\frac{1}{ET0}\right) + 2,07] \quad (\text{Gleichung: 9.14})$$

b) für grundwasserferne Standorte:

wenn $WV > 700$ mm, dann ist:

$$SWR = N_{\text{jahr}} - ET0 \cdot 1,20 \cdot [0,66 \cdot \log\left(\frac{1}{ET0}\right) + 2,79] \quad (\text{Gleichung: 9.15})$$

wenn $WV \leq 700$ mm, dann ist :

$$SWR = N_{\text{jahr}} - ET0 \cdot [1,79 \cdot \log(WV) - 3,89] \cdot [0,66 \cdot \log\left(\frac{1}{ET0}\right) + 2,79] \quad (\text{Gleichung: 9.16})$$

Wald

a) für grundwasserbeeinflusste Standorte:

Nadelwald

wenn $WV > 750$ mm, dann ist:

$$SWR = N_{\text{jahr}} - ET_0 \cdot 1,30 \cdot [0,81 \cdot \log(\frac{1}{ET_0}) + 3,20] \quad (\text{Gleichung: 9.17})$$

wenn $WV \leq 750$ mm, dann ist :

$$SWR = N_{\text{jahr}} - ET_0 \cdot [1,68 \cdot \log(WV) - 3,53] \cdot [0,81 \cdot \log(\frac{1}{ET_0}) + 3,20] \quad (\text{Gleichung: 9.18})$$

Laubwald

wenn $WV > 750$ mm, dann ist:

$$SWR = N_{\text{jahr}} - 0,9 \cdot ET_0 \cdot 1,30 \cdot [0,81 \cdot \log(\frac{1}{ET_0}) + 3,20] \quad (\text{Gleichung: 9.19})$$

wenn $WV \leq 750$ mm, dann ist :

$$SWR = N_{\text{jahr}} - 0,9 \cdot ET_0 \cdot [1,68 \cdot \log(WV) - 3,53] \cdot [0,81 \cdot \log(\frac{1}{ET_0}) + 3,20] \quad (\text{Gleichung: 9.20})$$

b) für grundwasserferne Standorte:

Nadelwald

wenn $WV > 750$ mm, dann ist:

$$SWR = N_{\text{jahr}} - ET_0 \cdot 1,30 \cdot [0,92 \cdot \log(\frac{1}{ET_0}) + 3,52] \quad (\text{Gleichung: 9.21})$$

wenn $WV \leq 750$ mm, dann ist :

$$SWR = N_{\text{jahr}} - ET_0 \cdot [1,68 \cdot \log(WV) - 3,53] \cdot [0,92 \cdot \log(\frac{1}{ET_0}) + 3,52] \quad (\text{Gleichung: 9.22})$$

Laubwald

wenn $WV > 750$ mm, dann ist:

$$SWR = N_{\text{jahr}} - 0,9 \cdot ET_0 \cdot 1,30 \cdot [0,92 \cdot \log(\frac{1}{ET_0}) + 3,52] \quad (\text{Gleichung: 9.23})$$

wenn $WV \leq 750$ mm, dann ist :

$$SWR = N_{\text{jahr}} - 0,9 \cdot ET_0 \cdot [1,68 \cdot \log(WV) - 3,53] \cdot [0,92 \cdot \log(\frac{1}{ET_0}) + 3,52] \quad (\text{Gleichung: 9.24})$$

$$SWR = 0,5 \cdot SWR(\text{Laubwald}) + 0,5 \cdot SWR(\text{Nadelwald}) \quad (\text{Gleichung: 9.25})$$

9.2 Tabellen und Abbildungen

Tabelle 9.1: Einteilung der Böden aus der BÜK 200 (BGR, 1999) in die Bodenklassen nach SCHROEDER & WYRWICH (1990); tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden.

Bodengroß-landschaft	Bodentyp	Spezifikation	SCHROEDER & WYRWICH (1990)	MEBER (1997)
Marschen und Moore im Tideinflussbereich (Tidal-marines Milieu bzw. tidal-brackisches Milieu)	<i>Gleye und Podsole</i>	Regosol-Gleye, Gleye und Gley-Podsole aus Strandwallsand	sB	tS
	<i>Kalkmarschen</i>	Kalkmarschen vergesellschaftet mit Kleimarschen aus marinem Sand und Schluff	sB	tS
	<i>Kleimarschen</i>	Kleimarschen vergesellschaftet mit Dwogmarschen aus marinem Schluff und Ton	sB	tL
	<i>Organomarschen</i>	Organomarschen aus brackischem Ton und Organomarschen aus brackischem Ton über Niedermoor vergesellschaftet mit Niedermooren	sB	tL
	<i>Niedermoore</i>	Niedermoore über brackischem Ton vergesellschaftet mit Organomarschen aus brackischem Ton über Niedermoor	sB	tL
Ästuargebiete (Watt und Vorlandgebiete mit Süßwasservegetation; tidal-brackisches Milieu bzw. tidal-fluviatiles Milieu)	<i>Kleimarschen und Dwogmarschen</i>	Kleimarschen und Dwogmarschen aus perimarinem Schluff und Ton	sB	tL
	<i>Organomarschen und Niedermoore</i>	Organomarschen aus perimarinem Ton über Niedermoor und Niedermoore	sB	tL
	<i>Hochmoore</i>	Hochmoore vergesellschaftet mit Hochmooren über Niedermoor und mit Organomarschen aus perimarinem Ton über Niedermoor	tS	tS
Grundmoränenplatten und (überwiegend) lehmigen Endmoränen im Altmoränengebiet Norddeutschlands	<i>Podsole und Gleye</i>	Gley-Podsole und Gleye vergesellschaftet mit Anmoorgleyen aus Flugsand über Geschiebedecksand	sB	tS
	<i>Braunerden</i>	Braunerden und Podsol-Braunerden aus Flugsand über Sandersand vergesellschaftet mit Pseudogley-Braunerden aus Sandersand über Geschiebelehm	tL	tL
	<i>Braunerden</i>	Braunerden und Podsol-Braunerden aus Geschiebedecksand über Sandersand vergesellschaftet mit Pseudogley-Braunerden aus Sandersand über Geschiebelehm	tL	tL
	<i>Podsole</i>	Braunerde-Podsole aus Flugsand über Sandersand vergesellschaftet mit Podsolen aus Flugsand	tS	tS
	<i>Braunerden</i>	Braunerden und Podsol-Braunerden aus Geschiebedecksand über Geschiebesand vergesellschaftet mit Pseudogley-Braunerden aus Geschiebedecksand über Geschiebelehm	tL	tL

Fortsetzung Tabelle 9.1

Bodengroß-landschaft	Bodentyp	Spezifikation	SCHROEDER & WYRWICH (1990)	MEBER (1997)
Grundmoränenplatten und (überwiegend) lehmigen Endmoränen im Altmoränengebiet Norddeutschlands	<i>Podsole</i>	Braunerde-Podsole vergesellschaftet mit Braunerden aus Flugsand über Geschiebesand	tS	tS
	<i>Pseudogleye</i>	Pseudogleye vergesellschaftet mit Pseudogleye-Podsolen aus Flugsand über Geschiebelehm und vergesellschaftet mit Pseudogleye-Braunerden und Braunerden über Parabraunerden aus Geschiebedecksand über Geschiebelehm	tL	tL
	<i>Pseudogleye und Gleye</i>	Gley-Pseudogleye und Gleye aus Geschiebedecksand über Geschiebelehm vergesellschaftet mit Podsolen aus Flugsand und Geschiebedecksand über Geschiebelehm	sB	tL
	<i>Podsole</i>	Podsole vergesellschaftet mit Podsol-Regosolen aus Dünen sand und vergesellschaftet mit Braunerde-Podsolen aus Flugsand über Geschiebesand	tS	tS
	<i>Niedermoore</i>	Niedermoore vergesellschaftet mit Gleyen und Anmoorgleyen aus Geschiebedecksand	sB	tS
	<i>Niedermoore</i>	Niedermoore	sB	tS
	<i>Hochmoore</i>	Hochmoore	tS	tS
größere Siedlungs-, Industrie- und Gewerbegebiete	<i>Böden aus Spülsubstraten</i>	Böden aus Spülsubstraten (ungegliedert)	sB	tL

Tab. 9.2: Im Untersuchungsgebiet vorhandene Flächen nach CORINE-Landcover-Daten (CEC, 1989). Die Zuweisung der prozentualen Nutzungsanteile erfolgte durch die BGR.

¹Der im Untersuchungsgebiet liegende Flughafen weist keine großen versiegelten Flächen auf, so dass er wie „nicht durchgängig städtische Prägung“ behandelt wird.

Beschreibung	Acker	Grünland	Laubwald	Nadelwald
nicht durchgängig städtische Prägung	25	50	25	0
Flughäfen ¹	0	0	0	0
nicht bewässertes Ackerland	100	0	0	0
Wiesen und Weiden	0	100	0	0
komplexe Parzellenstruktur	35	40	25	0
landw. genutztes Land mit Flächen natürlicher Bodenbedeckung	35	40	25	0
Laubwälder	0	0	100	0
Nadelwälder	0	0	0	100
Mischwälder	0	0	50	50
natürliches Grünland	0	100	0	0
Sümpfe	0	75	25	0
Torfmoore	0	75	25	0
Gewässer	0	0	0	0

Tabelle 9.3: Ableitung des prozentualen Anteils des Direktabflusses am Wasserüberschuss in Abhängigkeit von Bodengruppe und Bewuchs für Reliefenergien von 20 m/km² bis 40 m/km² nach MEß_{ER} (1997).

Boden	Sand			Lehm			Sand/Lem
	< 1,5 [m]	1,5-3,0 [m]	> 3,0 [m]	< 1,5 [m]	1,5-3,0 [m]	> 3,0 [m]	
Flurabstand							oberflächennaher Geringleiter
Flächennutzung							
Acker/Grünland unbewachsen	50	15	15	60	55	50	100
Laubwald	20	5	0	45	42	40	100
Mischwald	20	5	0	45	42	40	100
Nadelwald	20	5	0	45	42	40	100
Versiegelung 0% (Mischvegetation)	30	15	10	50	47	45	100
Versiegelung 1-20% (Mischvegetation)	38	27	17	55	52	49	100
Versiegelung 21-40% (Mischvegetation)	58	47	36	67	63	58	100
Versiegelung 41-60% (Mischvegetation)	73	64	56	79	76	74	100
Versiegelung 61-80% (Mischvegetation)	86	81	76	88	87	86	100
Versiegelung 81-100% (Mischvegetation)	92	90	88	93	92	92	100
Wasserflächen	0	0	0	0	0	0	0
Halden (kaum bewachsen)	100	100	100	100	100	100	100

Tabelle 9.4: Ableitung des prozentualen Anteils des Direktabflusses am Wasserüberschuss in Abhängigkeit von Bodengruppe und Bewuchs für Reliefenergien von 40 m/km² bis 100 m/km² nach MEß_{ER} (1997).

Boden	Sand			Lehm			Sand/Lem
	< 1,5 [m]	1,5-3,0 [m]	> 3,0 [m]	< 1,5 [m]	1,5-3,0 [m]	> 3,0 [m]	
Flurabstand							oberflächennaher Geringleiter
Flächennutzung							
Acker/Grünland unbewachsen	80	40	40	80	70	70	100
Laubwald	50	35	30	55	57	60	100
Mischwald	50	35	30	55	57	60	100
Nadelwald	50	35	30	55	57	60	100
Versiegelung 0% (Mischvegetation)	65	40	35	70	67	65	100
Versiegelung 1-20% (Mischvegetation)	68	54	40	72	70	67	100
Versiegelung 21-40% (Mischvegetation)	75	63	52	78	75	73	100
Versiegelung 41-60% (Mischvegetation)	85	76	67	87	84	82	100
Versiegelung 61-80% (Mischvegetation)	90	85	81	91	90	89	100
Versiegelung 81-100% (Mischvegetation)	95	93	91	95	94	94	100
Wasserflächen	0	0	0	0	0	0	0
Halden (kaum bewachsen)	100	100	100	100	100	100	100

Tabelle 9.5: Ableitung des prozentualen Anteils des Direktabflusses am Wasserüberschuss in Abhängigkeit von Bodengruppe und Bewuchs für Reliefenergien > 100 m/km² nach MEß_{ER} (1997).

Boden	Sand			Lehm			Sand/Lem
	< 1,5 [m]	1,5-3,0 [m]	> 3,0 [m]	< 1,5 [m]	1,5-3,0 [m]	> 3,0 [m]	
Flurabstand							oberflächennaher Geringleiter
Flächennutzung							
Acker/Grünland unbewachsen	80	67	55	100	100	100	100
Laubwald	50	47	45	95	90	80	100
Mischwald	50	47	45	95	90	80	100
Nadelwald	50	47	45	95	90	80	100
Versiegelung 0% (Mischvegetation)	65	55	50	95	95	90	100
Versiegelung 1-20% (Mischvegetation)	68	60	53	95	95	90	100
Versiegelung 21-40% (Mischvegetation)	76	69	63	100	95	92	100
Versiegelung 41-60% (Mischvegetation)	85	79	74	100	96	95	100
Versiegelung 61-80% (Mischvegetation)	91	88	86	100	100	97	100
Versiegelung 81-100% (Mischvegetation)	95	93	92	100	100	100	100
Wasserflächen	0	0	0	0	0	0	0
Halden (kaum bewachsen)	100	100	100	100	100	100	100

Tabelle 9.6a: Höhe des Direktabflusses für das Untersuchungsgebiet – Ergebnisse der verwendeten Datengrundlagen und Direktabfluss-Ansätze.

Verfahren	Q _d -Verfahren nach	Datengrundlage		Q _d [mm/a]	Standard- abweichung [mm]
		Niederschlag	Nutzung		
Schroeder & Wyrwich (1990)		Rasterdaten (unkorr.)	CORINE	186	135
		Thiessen (unkorr.)	CORINE	182	132
		Rasterdaten (unkorr.)	TK 25	195	141
		Thiessen (unkorr.)	TK 25	191	139
TUB-BGR (Wessolek et al., 2003)	Dörhöfer & Josopait (1980)	Rasterdaten (korr.)	CORINE	176	51
	Schroeder & Wyrwich (1990) (ohne CORINE- Klassifizierung)			116	96
	Schroeder & Wyrwich (1990) (mit CORINE- Klassifizierung)			139	82
	Meßer (1997)			151	91

Abbildung 9.6.b: Direktabfluss für das Untersuchungsgebiet – Ergebnisse der verwendeten Datengrundlagen und Direktabfluss-Ansätze. Blaue Kästen = TUB-BGR-Verfahren (Q_d nach: D&J = DÖRHÖFER & JOSOPAIT, S&W = SCHROEDER & WYRWICH, S&W+CORINE = SCHROEDER & WYRWICH + CORINE-Klassifizierung, M = MEß ER), Grüne Kästen = Schroeder-Wyrwich-Verfahren (verschiedene Datengrundlagen).

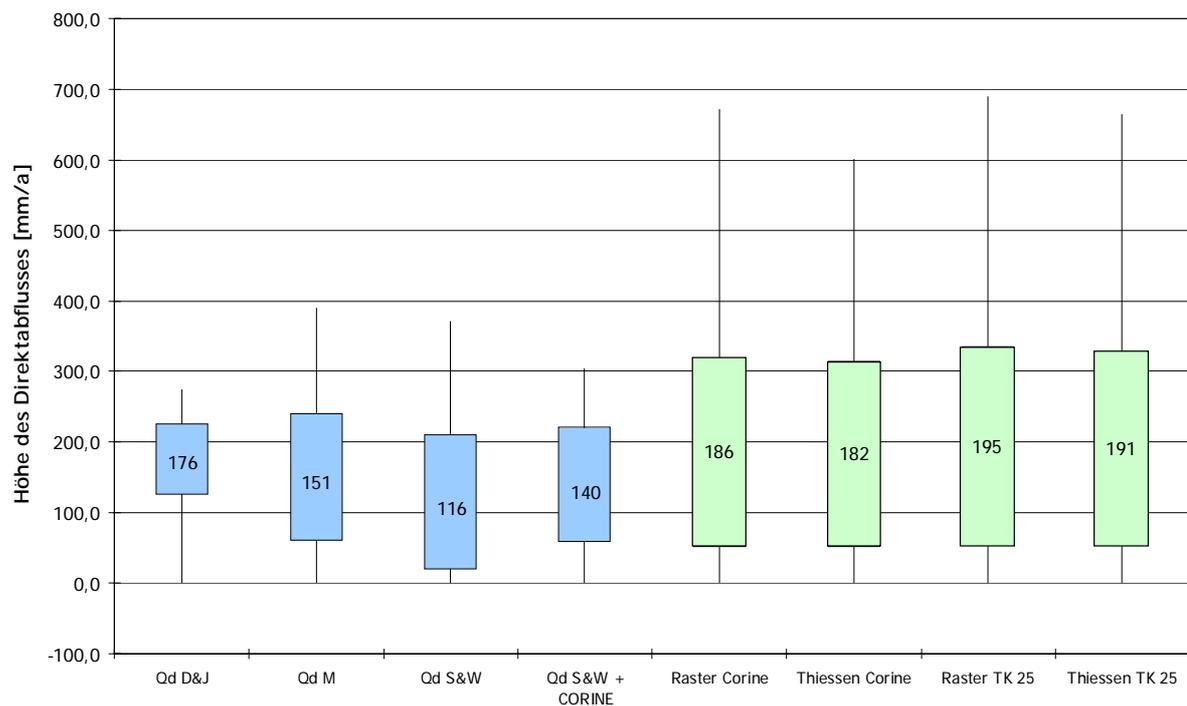


Tabelle 9.7a: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehmböden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, 1990). Datengrundlage: Niederschlag (Thiessen-Polygone) und CORINE-Nutzungsdaten.

Bodentyp	GWN Acker & Grünland [mm/a]	Flächenanteil Acker & Grünland [%]	GWN Wald [mm/a]	Flächenanteil Wald [%]
tS	219	12,8	119	4,1
tL	150	53,9	103	8,5
sB	67	13,1	34	0,4

Abbildung 9.7b: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehmböden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, 1990). Datengrundlage: Niederschlag (Thiessen-Polygone) und CORINE-Nutzungsdaten.

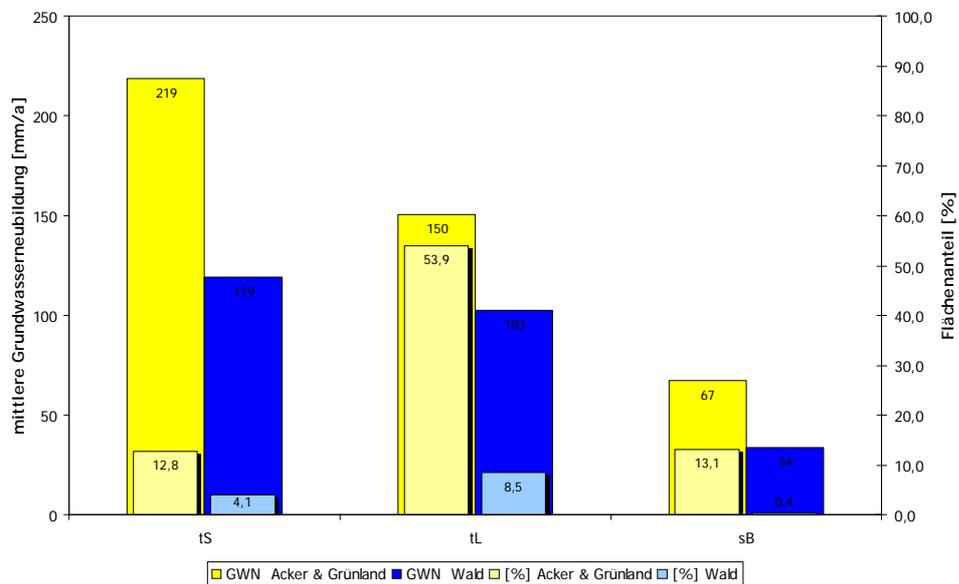


Tabelle 9.8a: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehmböden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, 1990). Datengrundlage: Niederschlagsrasterdaten und TK 25-Nutzungsdaten.

Bodentyp	GWN Acker & Grünland [mm/a]	Flächenanteil Acker & Grünland [%]	GWN Wald [mm/a]	Flächenanteil Wald [%]
tS	226	13,1	88	4,3
tL	152	54,7	60	7,7
sB	65	13,4	22	0,3

Abbildung 9.8b: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehmböden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, 1990). Datengrundlage: Niederschlags-rasterdaten und TK 25-Nutzungsdaten.

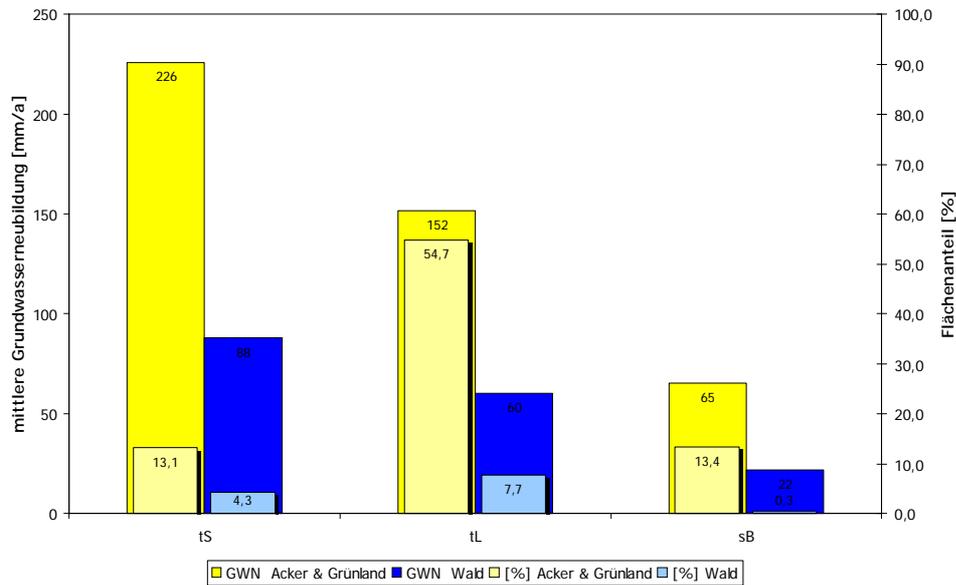


Tabelle 9.9a: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehmböden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, 1990). Datengrundlage: Niederschlag (Thiessen-Polygone) und TK 25-Nutzungsdaten.

Bodentyp	GWN Acker & Grünland [mm/a]	Flächenanteil Acker & Grünland [%]	GWN Wald [mm/a]	Flächenanteil Wald [%]
tS	216	13,1	84	4,3
tL	147	54,7	60	7,7
sB	64	13,4	20	0,3

Abbildung 9.9b: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes mit prozentualen Flächenanteilen der Nutzungsart in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehmböden, sB = semiterrestrische Böden (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, 1990). Datengrundlage: Niederschlag (Thiessen-Polygone) und TK 25-Nutzungsdaten.

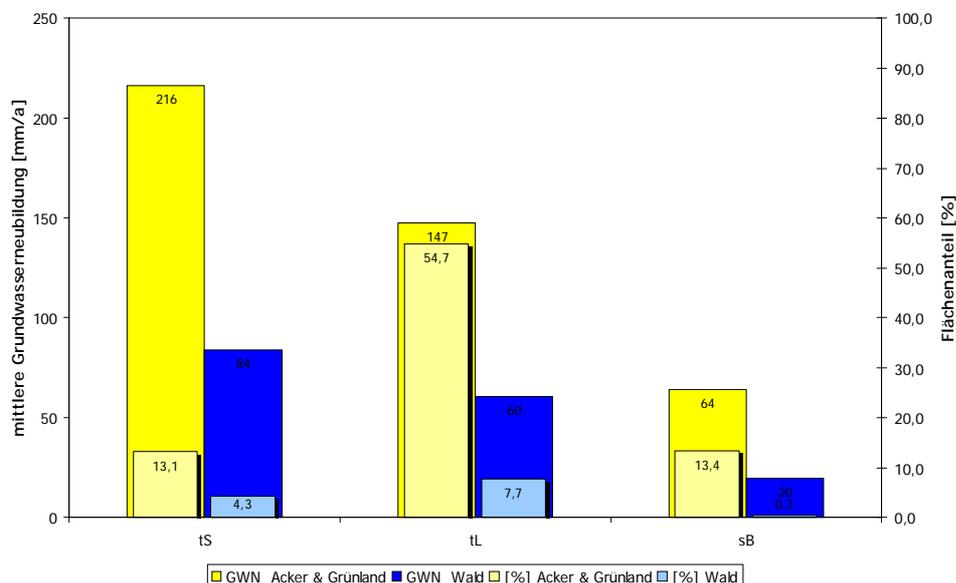


Tabelle 9.10a: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Niederschlagsdatengrundlage: Rasterdaten (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, 1990).

	G+CORINE	G+TK25	W+CORINE	W+TK25
tS	227	226	125	88
tL	155	152	104	60
sB	68	65	35	22

Abbildung 9.10b: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Niederschlagsdatengrundlage: Rasterdaten (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH (1990).

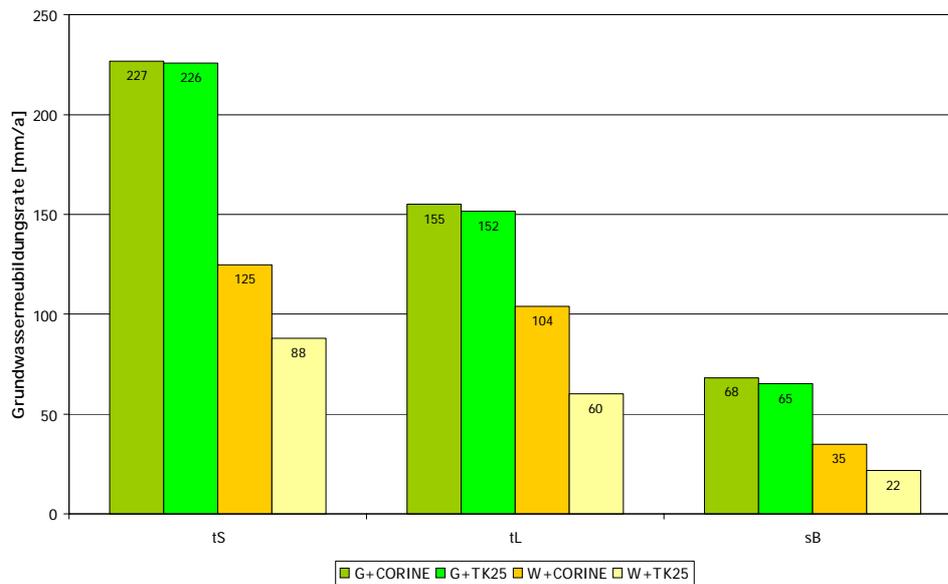


Tabelle 9.11a: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Nutzungsgrundlage: CORINE (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, 1990).

	G+Raster	G+Thiessen	W+Raster	W+Thiessen
tS	227	219	125	119
tL	155	150	104	103
sB	68	67	35	34

Abbildung 9.11b: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Nutzungsgrundlage: CORINE (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, 1990).

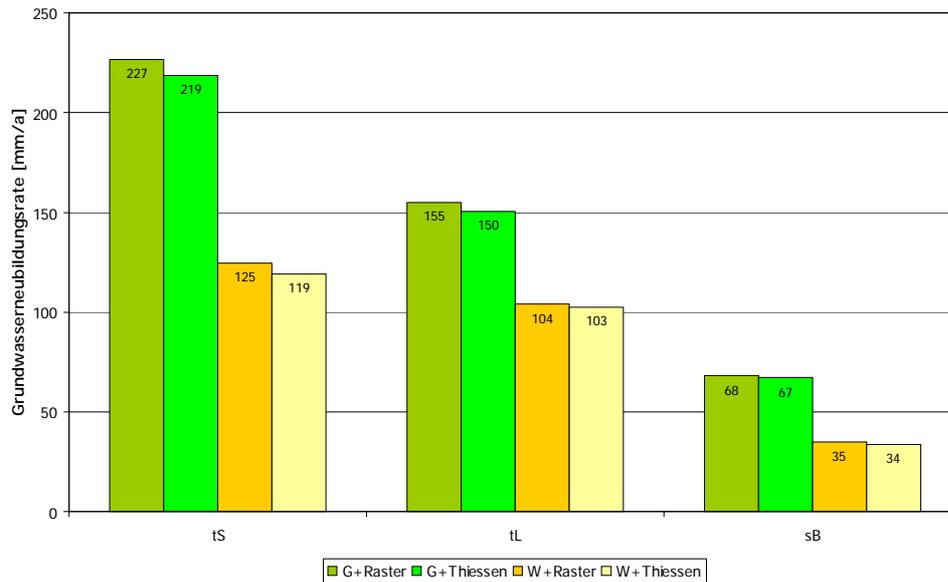
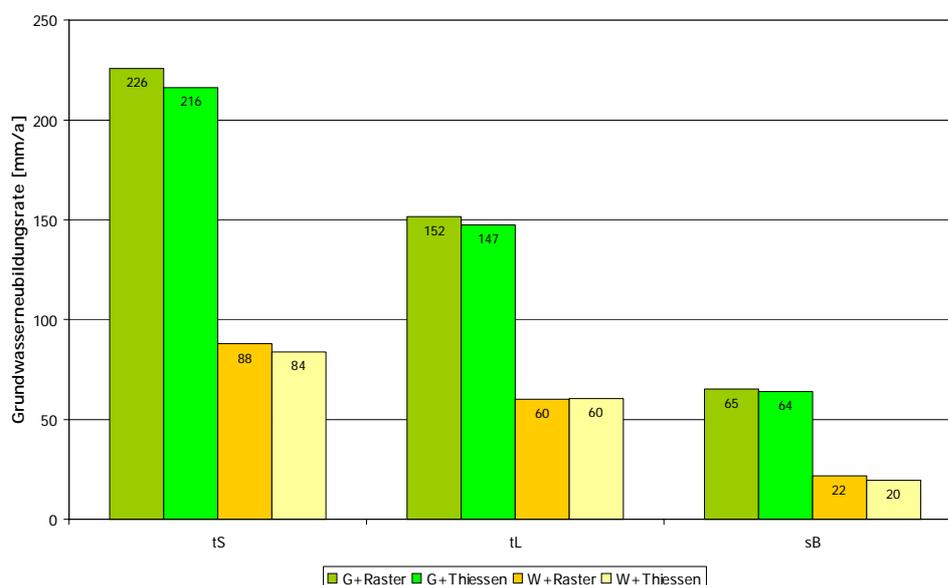


Tabelle 9.12a: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Nutzungsgrundlage: TK 25 (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, 1990).

	G+Raster	G+Thiessen	W+Raster	W+Thiessen
tS	226	216	88	84
tL	152	147	60	60
sB	65	64	22	20

Abbildung 9.12b: Mittlere Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Bodentypen: tS = terrestrische Sandböden, tL = terrestrische Lehm Böden, sB = semiterrestrische Böden, G = Acker/Grünland, W = Wald und Nutzungsgrundlage: TK 25 (Verfahren nach SCHROEDER & WYRWICH, 1990).



Tab. 9.13a: Darstellung der Sickerwasserrate (= ohne A_d) und Grundwasserneubildung nach dem TUB-BGR-Verfahren in Abhängigkeit verschiedener Nutzungen und unterschiedlicher Ansätze für den Direktabfluss.

Verfahren	Q_d -Verfahren nach	SWR/GWN Acker [mm/a]	Flächenprozent Acker [%]	SWR/GWN Grünland [mm/a]	Flächenprozent Grünland [%]	SWR/GWN Wald [mm/a]	Flächenprozent Wald [%]
TUB-BGR (Wessolek et al., 2003)	ohne Direktabfluss	213	44,3	218	35,5	195	13,0
	Dörhöfer & Josopait (1980)	117		111		113	
	Schroeder & Wyrwich (1990) (ohne CORINE-Klassifizierung)	154		149		195	
	Schroeder & Wyrwich (1990) (mit CORINE-Klassifizierung)	118		133		181	
	Messer (1997)	129		132		141	

Abb. 9.13b: Darstellung der Sickerwasserrate (= ohne Q_d) und Grundwasserneubildung nach dem TUB-BGR-Verfahren in Abhängigkeit verschiedener Nutzungen. Q_d (D&J) = Direktabfluss nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT, Q_d (S&W-COR) = Direktabfluss nach SCHROEDER & WYRWICH ohne CORINE-Klassifizierung, Q_d (S&W+COR) = Direktabfluss nach SCHROEDER & WYRWICH mit CORINE-Klassifizierung, Q_d (M) = Direktabfluss nach MEßER.

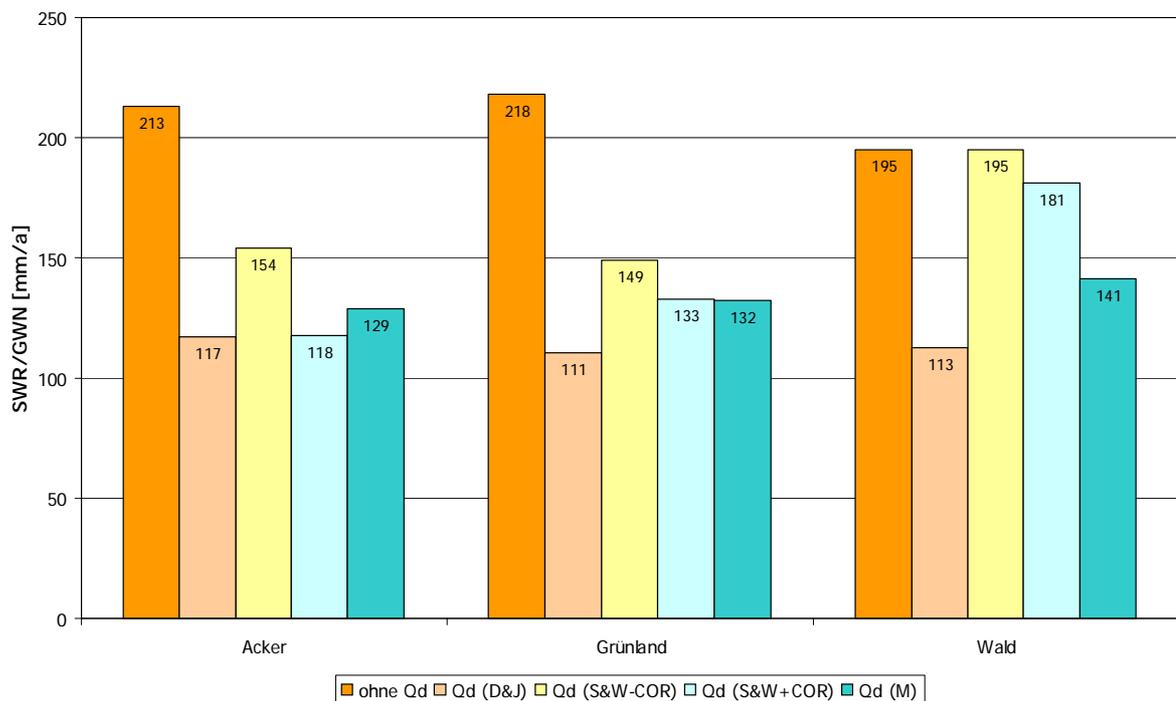


Abb. 9.14: Karte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes im Zeitraum 1961-1990. Berechnungsansatz nach SCHROEDER & WYRWICH. Datengrundlage Niederschlagsraterdaten und CORINE-Nutzungsdaten.

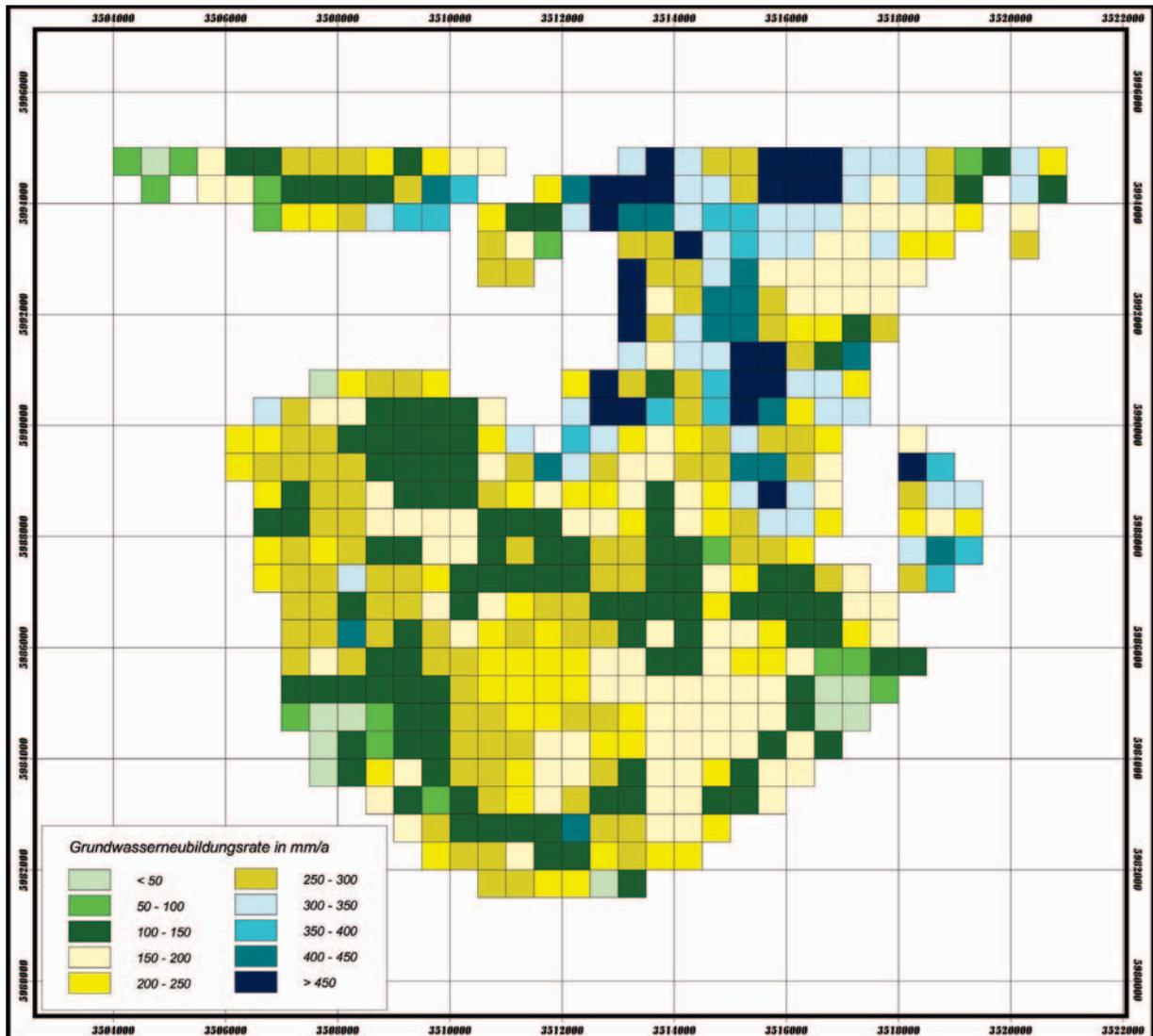


Abb. 9.15: Karte der mittleren jährlichen Sickerwasserrate des Untersuchungsgebietes im Zeitraum 1961-1990. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren.

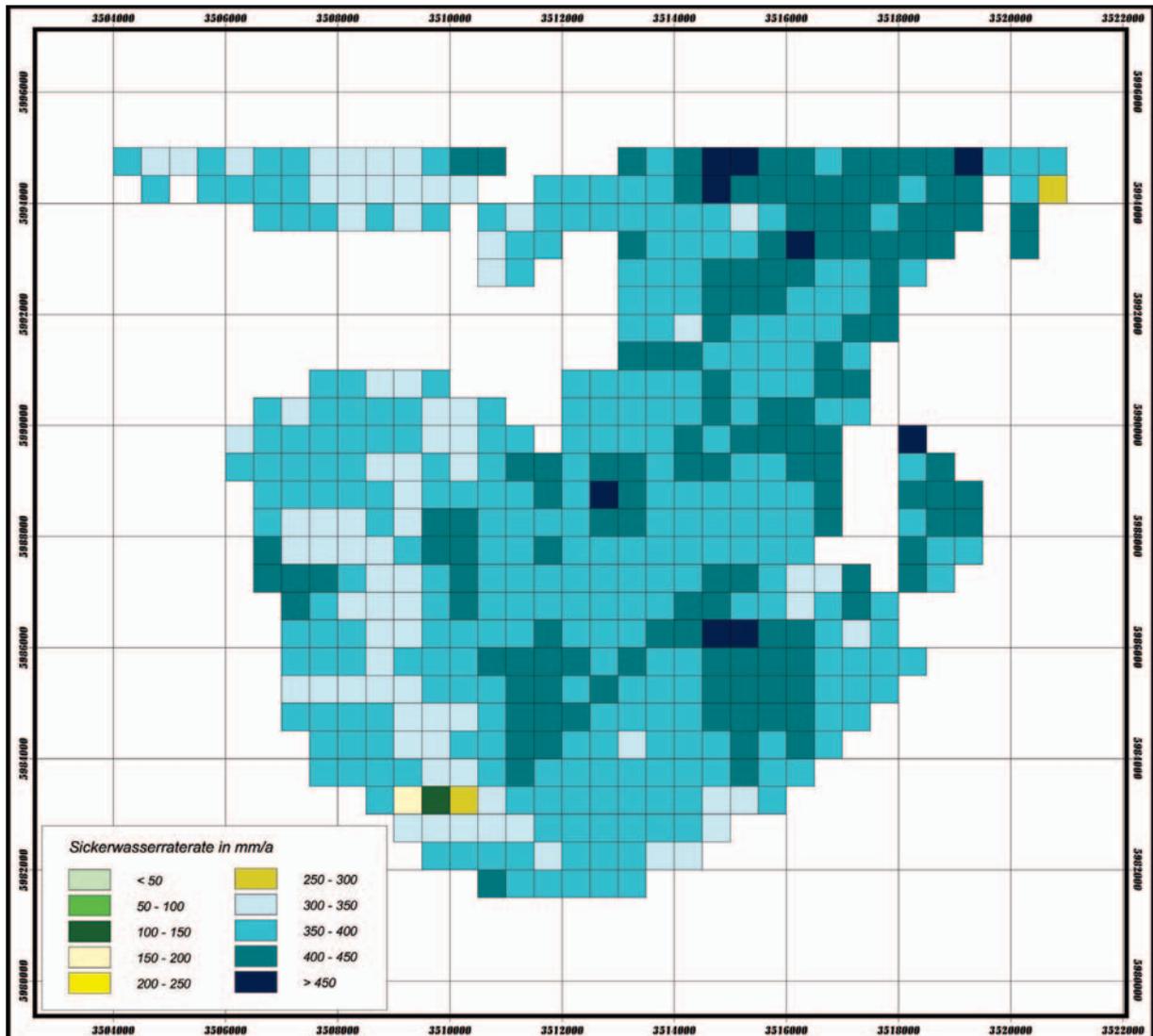


Abb. 9.16: Karte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes im Zeitraum 1961-1990. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT.

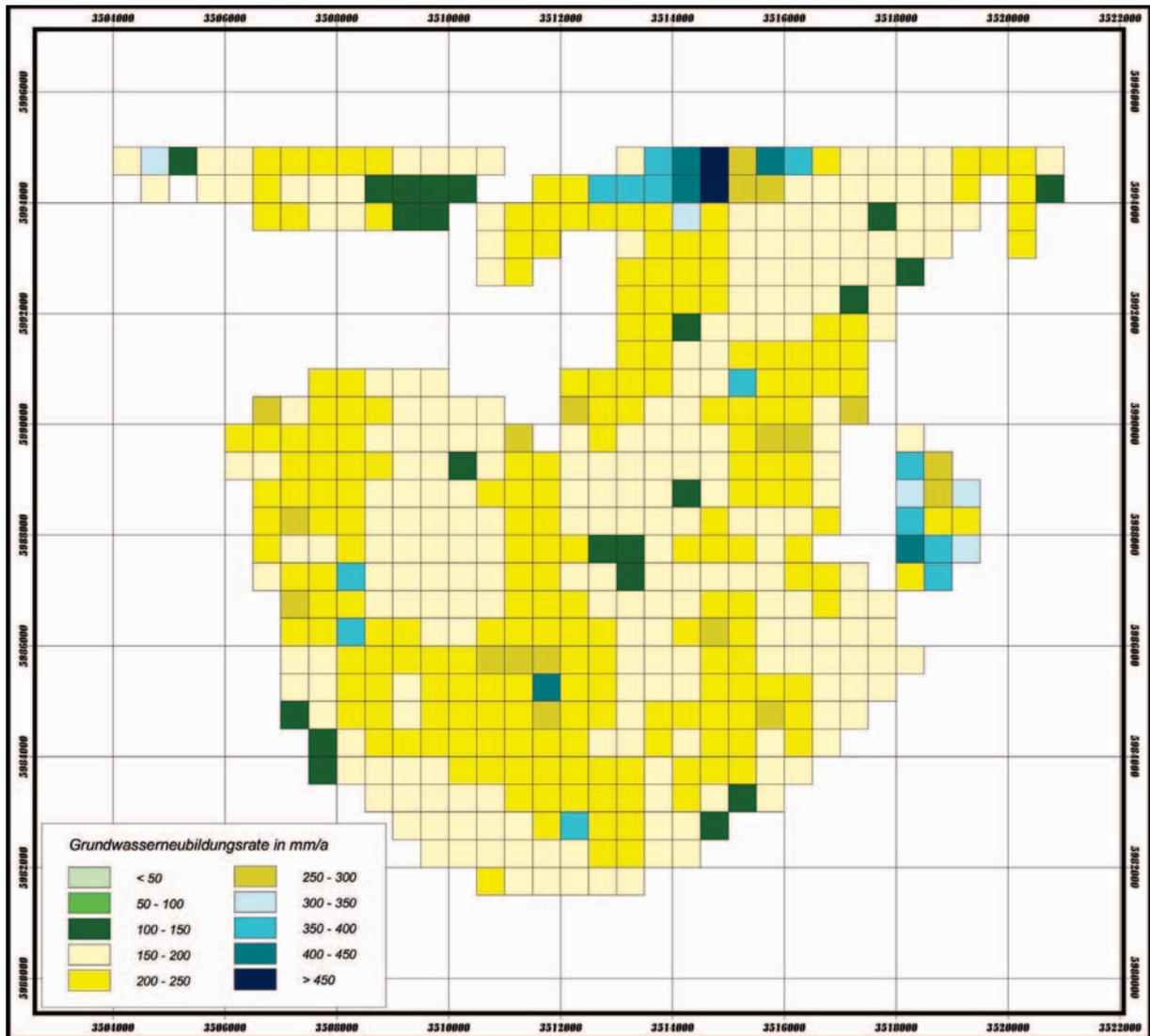


Abb. 9.17: Karte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes im Zeitraum 1961-1990. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach SCHROEDER & WYRWICH ohne CORINE-Klassifizierung.

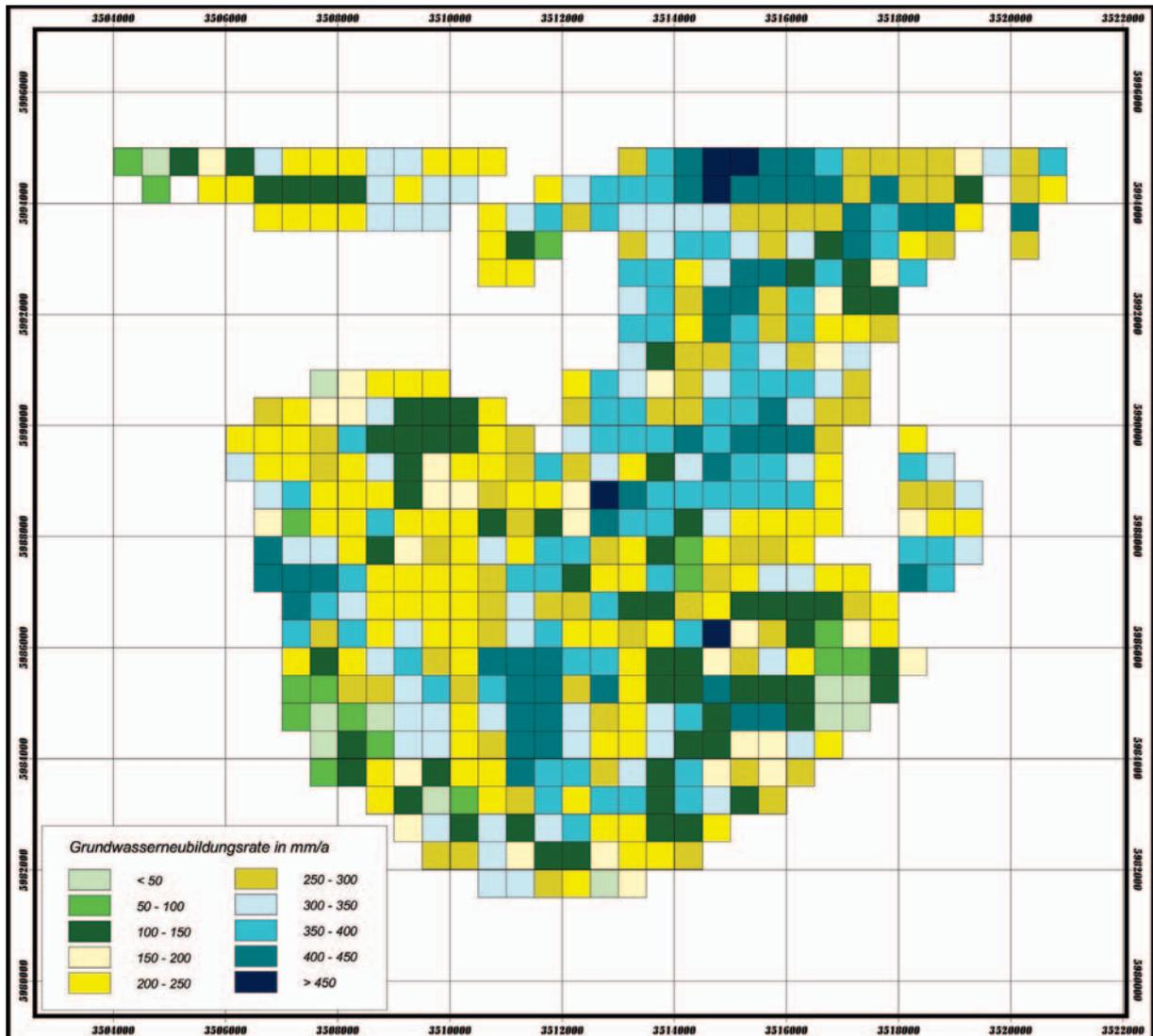


Abb. 9.18: Karte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes im Zeitraum 1961-1990. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach SCHROEDER & WYRWICH mit CORINE-Klassifizierung.

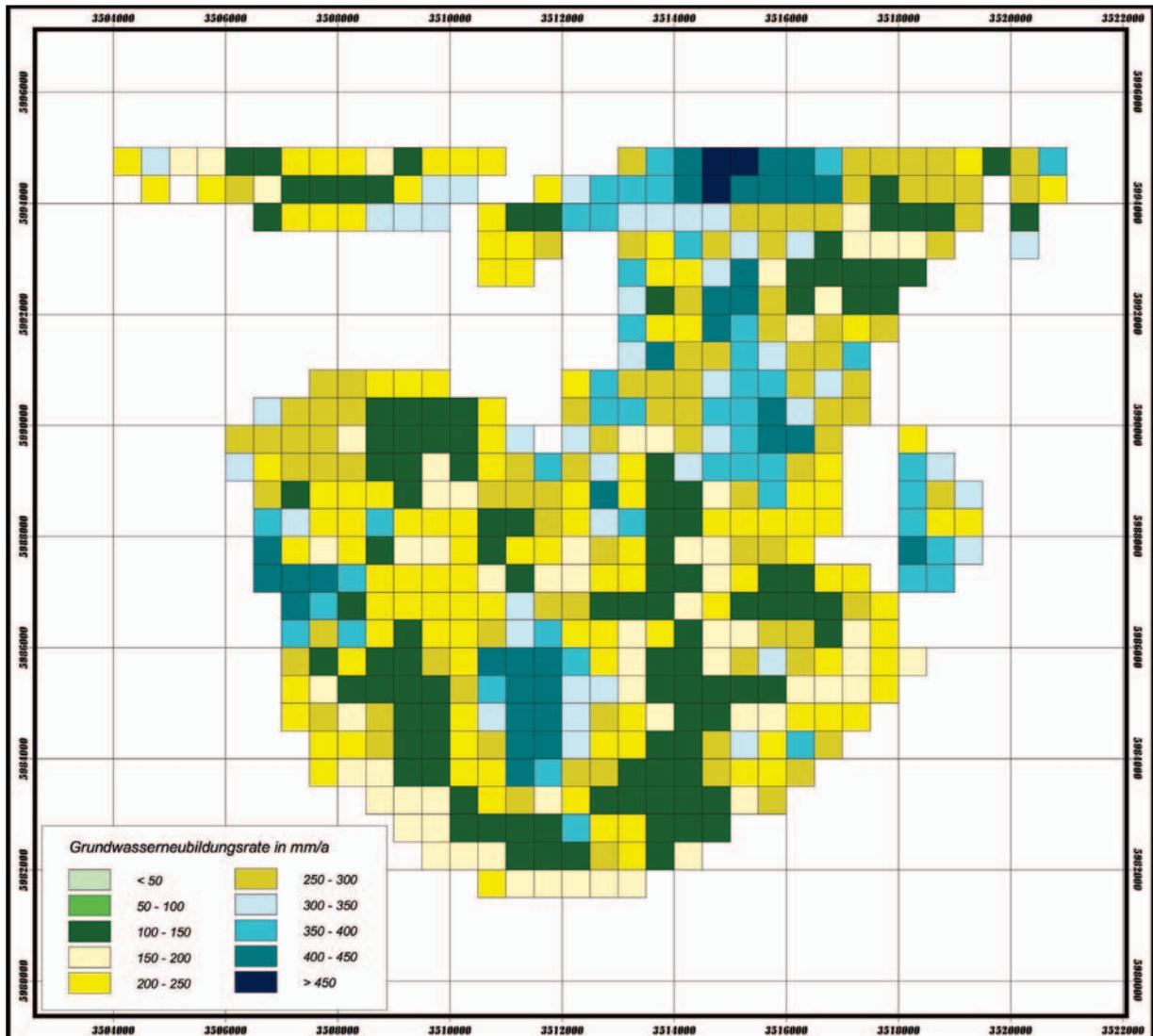


Abb. 9.19: Karte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate des Untersuchungsgebietes im Zeitraum 1961-1990. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach MEß ER.

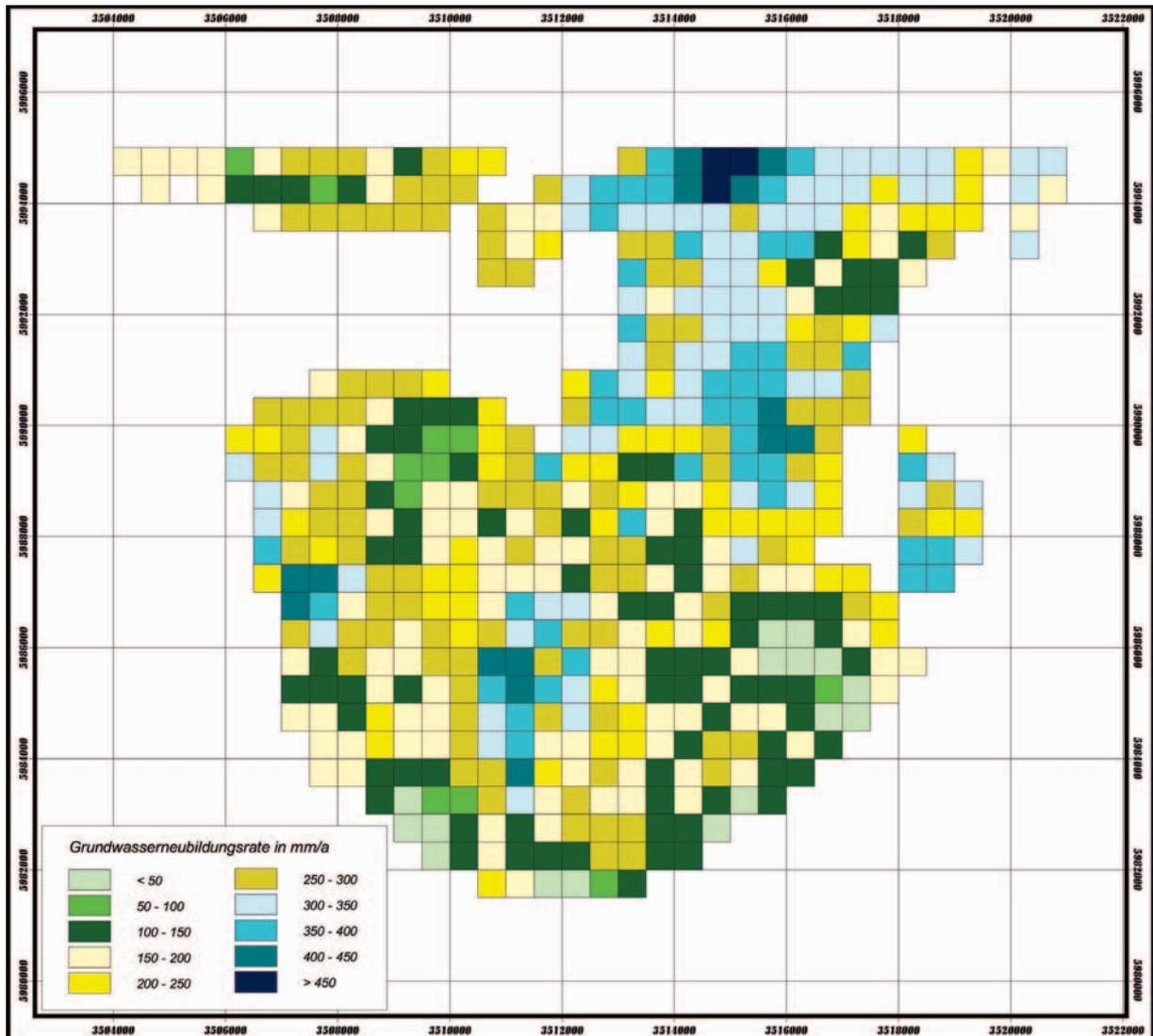


Abb. 9.20: Karte des mittleren Direktabflusses im Untersuchungsgebiet. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT.

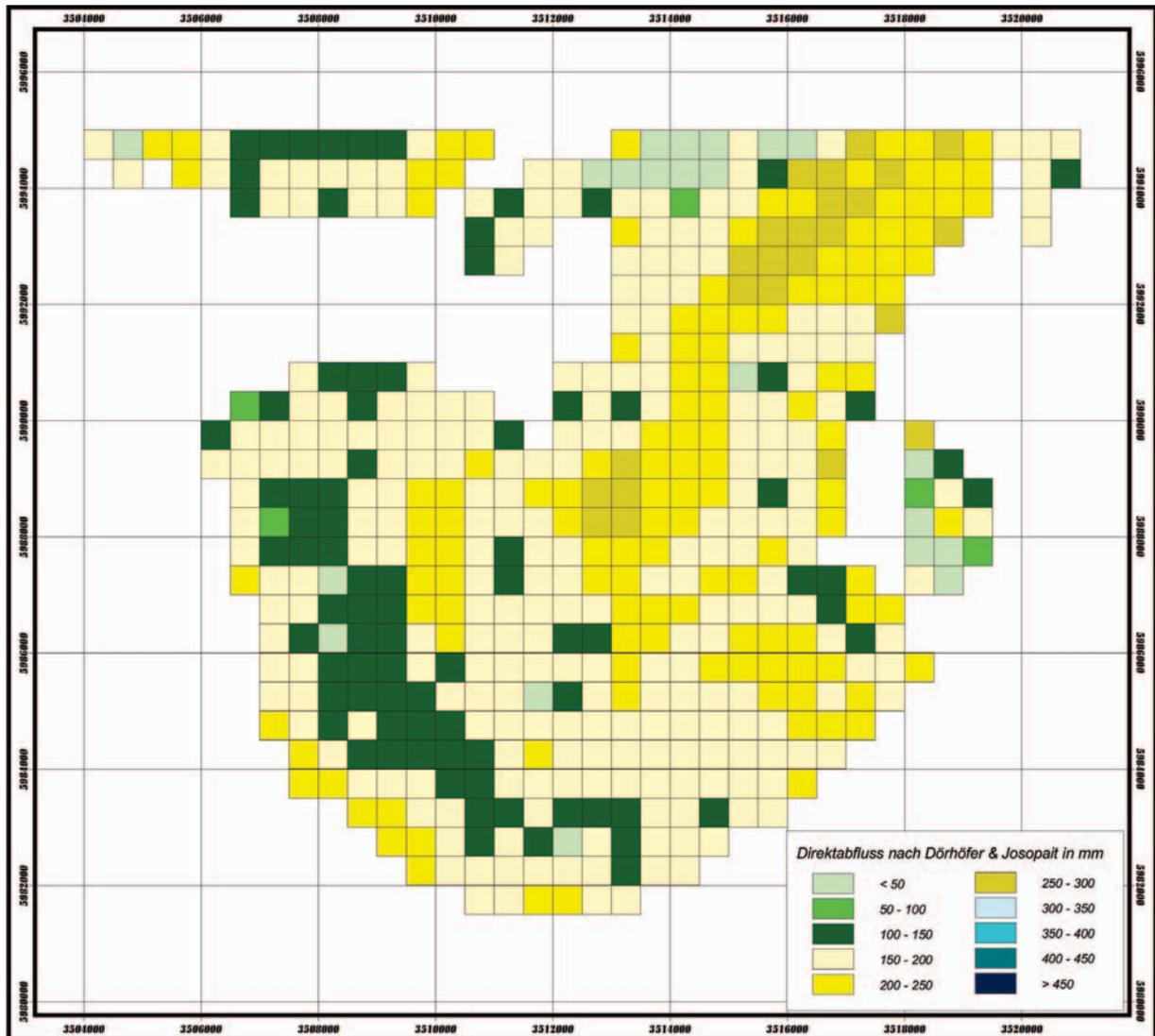


Abb. 9.21: Karte des mittleren Direktabflusses im Untersuchungsgebiet. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach SCHROEDER & WYRWICH ohne CORINE-Klassifizierung.

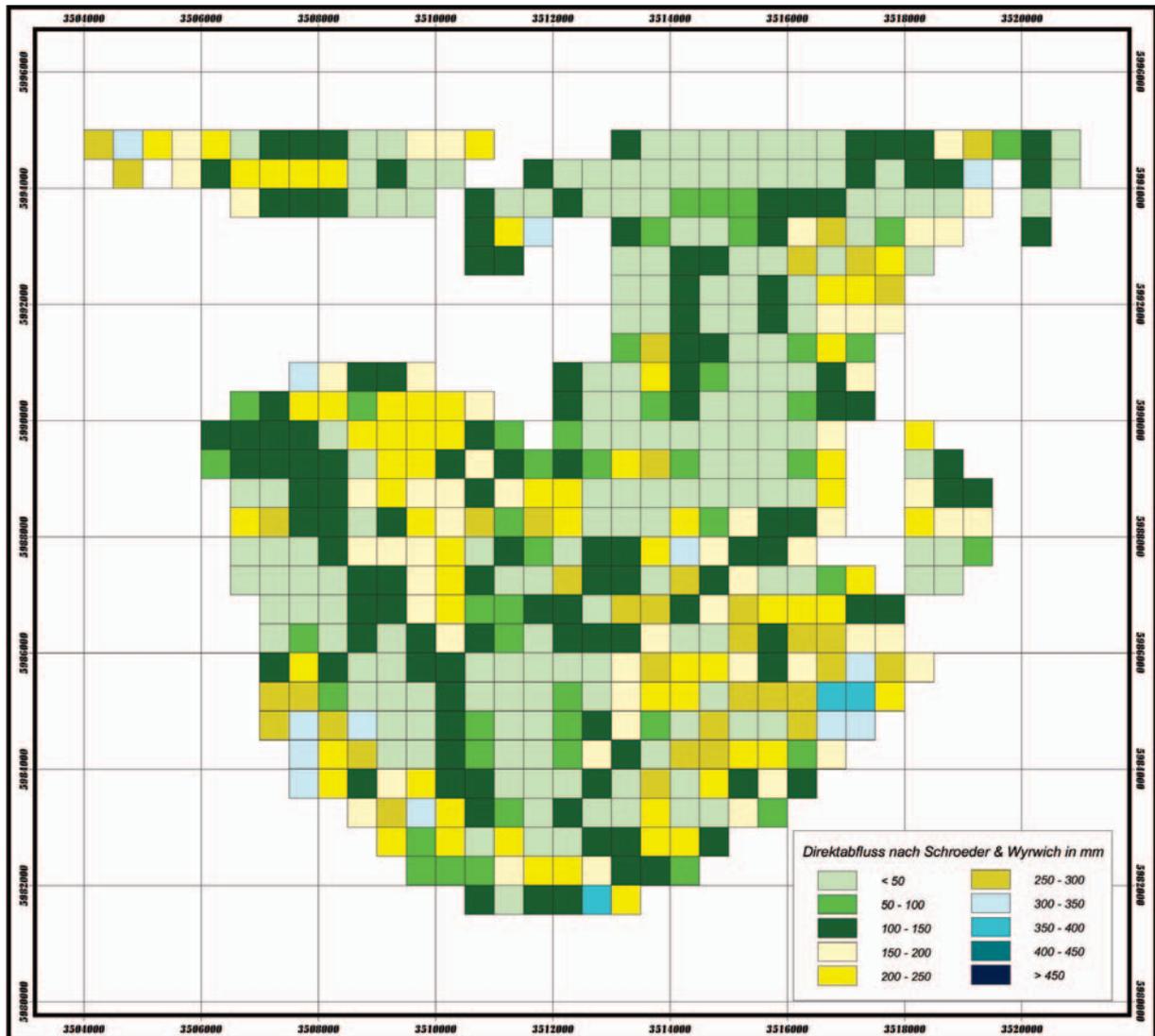


Abb. 9.22: Karte des mittleren Direktabflusses im Untersuchungsgebiet. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach SCHROEDER & WYRWICH mit CORINE-Klassifizierung.

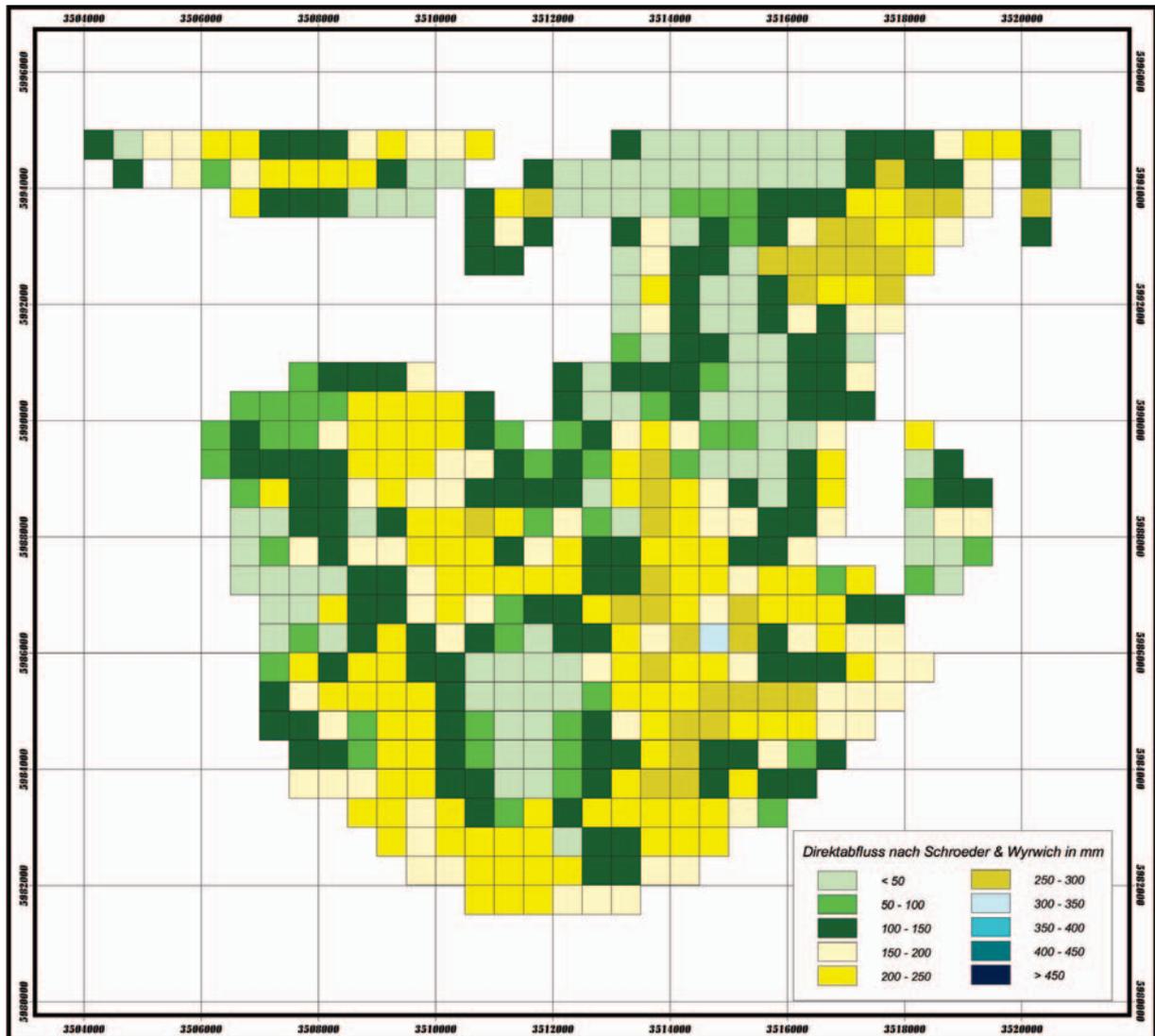
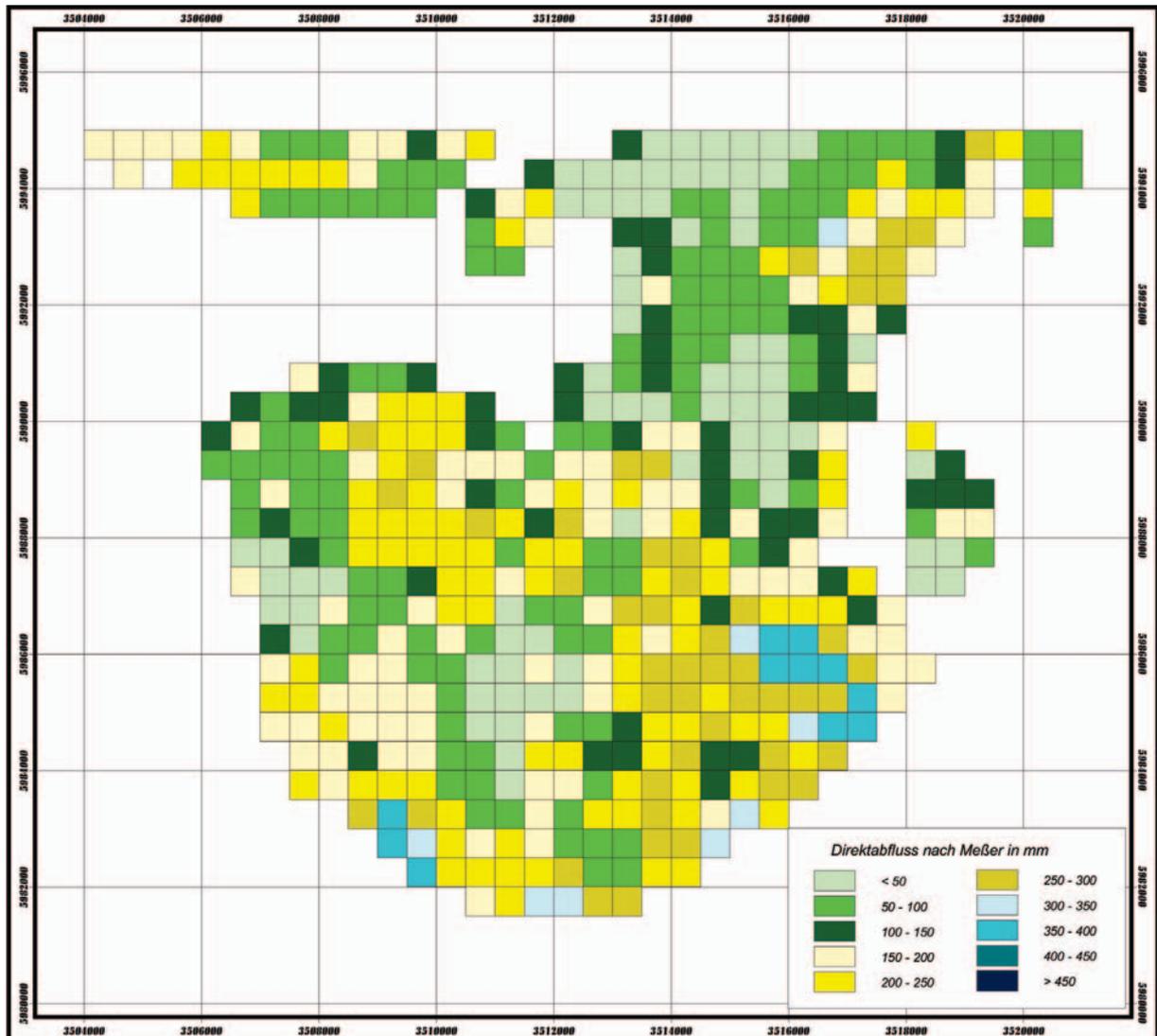


Abb. 9.23: Karte des mittleren Direktabflusses im Untersuchungsgebiet. Berechnungsansatz: TUB-BGR-Verfahren und Direktabflussbestimmung nach MEß ER.



Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen verwendet habe.

Weiterhin stimme ich einer Ausleihe dieser Arbeit zu.

Hamburg 30. September 2004