



# Holozäne Landschaftsentwicklung und Paläohydrologie der Zentralen Sahara

Dipl.-Geogr.  
**Jan Krause**

Dissertation

---

Berlin 2013

# Holozäne Landschaftsentwicklung und Paläohydrologie der Zentralen Sahara

Inauguraldissertation  
zur Erlangung des akademischen Grades *Dr. rer. nat.*

Fach Geographie  
Fachbereich Geowissenschaften



vorgelegt von

**Dipl.-Geogr. Jan Krause**

Erstgutachterin: Univ.-Prof. Dr. Brigitta Schütt  
Institut für Geographische Wissenschaften  
Fachbereich Geowissenschaften  
Freie Universität Berlin

Zweitgutachter: Univ.-Prof. Dr. Roland Baumhauer  
Institut für Geographie und Geologie  
Lehrstuhl I - Physische Geographie  
Julius-Maximilians-Universität Würzburg

Tag der Disputation: 29.04.2013



## Danksagung

Diese Arbeit entstand im Rahmen des DFG geförderten Projektes "Quartäre Landschaftsentwicklung und aktuelle Morphodynamik in der zentralen Sahara (NE-Niger)", kurz: „Limnosahara“. So ein Projekt fällt nicht vom Himmel, genauso wenig wie eine Dissertation. Daher möchte ich folgende Personen im Kontext dieser Arbeit besonders hervorheben:

Frau **Prof. Dr. Brigitta Schütt** (Freie Universität Berlin) gilt mein größter Dank. Sie ist nicht nur Erstgutachterin der Arbeit sondern auch Limnosahara-PI. Damit hat sie das Projekt und diese Arbeit erst möglich gemacht. Als *die Chefin* gehört sie zu den größten Kritikerinnen (im Positiven und auch Negativen). Ich danke ihr für die Möglichkeiten die sie mir an der Freien Universität Berlin eröffnet hat, dass anhaltende sehr große Vertrauen in meine Arbeit und ihr Durchhaltevermögen. Als Co-Pilotin auf den beiden Limnosahara Expeditionen haben wir das eine oder andere Sandloch gemeistert. Liebe Frau Schütt, vielen herzlichen Dank!

Herrn **Prof. Dr. Roland Baumhauer** (Julius-Maximilians-Universität Würzburg) möchte ich für die Übernahme des Zweitgutachtens danken. Auch er ist Limnosahara-PI und damit an der Entstehung dieser Arbeit beteiligt. Als „Chef de Mission“ der beiden Limnosahara Expeditionen habe ich auch neben Fachlichem einiges lernen können. Merci.

Über die Jahre und auf den vielen Seiten solch einer Arbeit schleichen sich Fehler, sowohl grammatikalischer als auch inhaltlicher Natur ein. Die Herren **Dr. Andreas Marx** (UFZ Leipzig) und **Dr. Jens Brauneck** (Julius-Maximilians Universität Würzburg) haben über die Jahre immer wieder als Berater, Korrekturleser und Motivatoren ihren Dienst an der Wissenschaft geleistet – Dankeschön! Frau **Dr. Franziska Regner** (DFG) möchte ich ganz herzlich für die fachfremde aber fachmännische Korrektur dieser Arbeit danken.

Über die Laufzeit des Limnosahara Projektes waren verschiedenste Studierende als Hilfskräfte angestellt. Alle haben Ihren wissenschaftlichen Beitrag liefern können. Besonders möchte ich Frau **Nicole Marquardt** (Landesumweltamt Potsdam) und Frau **Katharina Ducke** (Bezirksregierung Köln) beides ehemalige Limnosahara SHK und Diplomandinen danken. Des Weiteren danke ich Herrn **Sven Seifert** (DHI-WASY GmbH) für seine geleistete Arbeit.

Viel Diskussion, Motivation und ‚scientific social life‘ fand und findet in den Fluren des Gebäudes H des GeoCampus der Freien Universität Berlin in Lankwitz statt. Ich möchte hierfür den Kolleginnen und Kollegen der Physischen Geographie sowie diversen Ex-Bewohnern danken. Hervorheben möchte ich **Jun.-Prof. Dr. Wiebke Bebermeier**, **Dr. Brian Beckers**, **Dr. Jonas Berking** und besonders **Dr. Philipp Hoelzmann** (alle Freie Universität Berlin).

Den Teilnehmern der beiden Limnosahara Expeditionen 2005 und 2006 danke ich für zwei gelungene Kampagnen. Trotz der großen Anstrengungen hat die Gruppen in beiden Jahren sehr gut funktioniert, manch Sandsturm zum trotz.

Meinen Eltern **Ute** und **Dr. Peter Krause** gilt unter Anderem für Korrekturlesen mein großer Dank.

Und allen: Es ist vollbracht. Vielen Dank!!



# Inhaltsverzeichnis

<i>Abbildungsverzeichnis</i>	----- SEITE	<b>IV</b>
<i>Tabellenverzeichnis</i>	----- SEITE	<b>IX</b>
<i>Zusammenfassung</i>	----- SEITE	<b>XI</b>
<i>Abstract</i>	----- SEITE	<b>XIII</b>
<b>1. Einleitung</b>	----- SEITE	<b>1</b>
1.1. Das DFG-Projekt „Limnosahara“	----- SEITE	<b>1</b>
1.2. Zielsetzung der Arbeit	----- SEITE	<b>2</b>
1.3. Lage des Großraumes und des Untersuchungsgebietes	----- SEITE	<b>4</b>
1.3.1. Lage des Großraumes der südlichen Zentralen Sahara	----- SEITE	<b>4</b>
1.3.2. Das Untersuchungsgebiet „Seeterrassental“	----- SEITE	<b>5</b>
<b>2. Stand der Forschung</b>	----- SEITE	<b>6</b>
2.1. Paläoumweltveränderung in der westlichen und Zentralen Sahara	----- SEITE	<b>6</b>
2.1.1. Paläoumweltrekonstruktion	----- SEITE	<b>6</b>
2.1.2. Paläoklimatischer Überblick für die Zentrale Sahara und ihre Randgebiete	----- SEITE	<b>9</b>
2.1.3. Paläoumweltbedingungen im raum-zeitlichen Vergleich	----- SEITE	<b>12</b>
2.1.4. Wirkungszusammenhänge zwischen globalen Klimasystemparametern und Paläoumweltbedingungen	----- SEITE	<b>14</b>
2.2. Hydrologische Modellierung	----- SEITE	<b>17</b>
<b>3. Material und Methoden</b>	----- SEITE	<b>20</b>
3.1. Datengrundlage und deren Aufbereitung	----- SEITE	<b>20</b>
3.2. Analyse der Klimadaten	----- SEITE	<b>21</b>
3.2.1. Datenverarbeitung der Klimareihen	----- SEITE	<b>21</b>
3.2.2. Raum-zeitliche Niederschlagsanalyse	----- SEITE	<b>22</b>
3.2.3. Clusteranalyse der Klimastationen	----- SEITE	<b>22</b>
3.2.4. Temporale Niederschlagsprofile	----- SEITE	<b>23</b>
3.2.5. Größenfrequenzanalyse	----- SEITE	<b>24</b>
3.3. Geomorphologische Geländeaufnahme	----- SEITE	<b>25</b>
3.4. Parametrisierung der Einzugsgebiets- und Gerinnegeomorphologie	----- SEITE	<b>27</b>
3.5. Hydraulische Abflussberechnung	----- SEITE	<b>29</b>
3.5.1. Abflussberechnung nach Manning-Strickler	----- SEITE	<b>29</b>
3.5.2. Abflussberechnung nach Costa	----- SEITE	<b>30</b>
3.5.3. Vergleichende hydrologische Größen	----- SEITE	<b>30</b>

3.6. Paläohydrologische Modellierung	----- SEITE	<b>31</b>
3.6.1. Modellierungsstrategie	----- SEITE	<b>31</b>
3.6.2. Hydrologische Modell	----- SEITE	<b>32</b>
3.7. Literaturanalyse	----- SEITE	<b>37</b>
<b>4. Der Großraum der südlichen Zentralen Sahara</b>	----- SEITE	<b>40</b>
4.1. Naturräumliche Differenzierung	----- SEITE	<b>40</b>
4.2. Geologie und Paläogeographie	----- SEITE	<b>42</b>
4.3. Relief und Boden	----- SEITE	<b>46</b>
4.3.1. Geomorphologische Einheiten des Ostniger	----- SEITE	<b>46</b>
4.3.2. Böden der Region	----- SEITE	<b>51</b>
4.4. Klima und Vegetation	----- SEITE	<b>54</b>
4.4.1. Klima der Sahara	----- SEITE	<b>54</b>
4.4.2. Vegetation der Sahara	----- SEITE	<b>60</b>
4.5. Wasserhaushalt	----- SEITE	<b>64</b>
<b>5. Klimaparameter</b>	----- SEITE	<b>66</b>
5.1. Raum-zeitliche Niederschlagsanalyse	----- SEITE	<b>66</b>
5.2. Clusteranalyse	----- SEITE	<b>68</b>
5.3. Temporale Niederschlagsprofile	----- SEITE	<b>69</b>
5.4. Größenfrequenzanalyse	----- SEITE	<b>72</b>
<b>6. Geomorphologie</b>	----- SEITE	<b>74</b>
6.1. Geomorphologische Kartierung	----- SEITE	<b>74</b>
6.1.1. Aufnahme des Reliefs für die Region um das Untersuchungsgebiet	----- SEITE	<b>74</b>
6.1.2. Geomorphologie des Untersuchungsgebietes	----- SEITE	<b>78</b>
6.2. Hydraulische Abflussberechnung	----- SEITE	<b>86</b>
6.2.1. Aktuelles Gerinne	----- SEITE	<b>86</b>
6.2.2. Paläogerinne	----- SEITE	<b>88</b>
<b>7. Hydrologische Modellierung</b>	----- SEITE	<b>90</b>
7.1. N-A-Modellierung des aktuellen Gerinnes	----- SEITE	<b>93</b>
7.2. N-A-Modellierung der Paläogerinne mit gleichbleibenden Kalibrierungsparametern	----- SEITE	<b>95</b>
7.3. N-A-Modellierung der Paläogerinne mit geänderten Kalibrierungsparametern	----- SEITE	<b>99</b>

<b>8. Diskussion</b>	----- SEITE	<b>103</b>
8.1. Klimaparameter	----- SEITE	<b>103</b>
8.1.1. Raum-zeitliche Niederschlagsanalyse	----- SEITE	<b>103</b>
8.1.2. Clusteranalyse	----- SEITE	<b>104</b>
8.1.3. Temporale Niederschlagsprofile	----- SEITE	<b>105</b>
8.1.4. Größenfrequenzanalyse	----- SEITE	<b>107</b>
8.2. Geomorphologie	----- SEITE	<b>109</b>
8.2.1. Geomorphologische Kartierung	----- SEITE	<b>109</b>
8.2.2. Hydraulische Abflussberechnung	----- SEITE	<b>115</b>
8.3. Hydrologische Modellierung	----- SEITE	<b>121</b>
8.3.1. N-A-Modellierung des aktuellen Gerinnes	----- SEITE	<b>123</b>
8.3.2. N-A-Modellierung der Paläogerinne mit gleichbleibenden Kalibrierungsparametern	----- SEITE	<b>124</b>
8.3.3. N-A-Modellierung der Paläogerinne mit geänderten Kalibrierungsparametern	----- SEITE	<b>125</b>
8.3.4. Zusammenfassung der iterativ generierten Niederschläge der Paläogerinne	----- SEITE	<b>127</b>
<b>9. Fazit</b>	----- SEITE	<b>129</b>
<b>10. Literaturverzeichnis</b>	----- SEITE	<b>134</b>
10.1. Schriftquellen	----- SEITE	<b>134</b>
10.2. Datenquellen	----- SEITE	<b>160</b>
10.3. Internetquellen	----- SEITE	<b>160</b>
<i>Curriculum Vitae</i>	----- SEITE	<b>161</b>
<i>Schriftenverzeichnis</i>	----- SEITE	<b>165</b>
<i>Eidesstattliche Erklärung</i>	----- SEITE	<b>168</b>

## Abbildungsverzeichnis

<b>Abbildung 1.1.</b>	<i>Lage des Großraumes der südlichen Zentralen Sahara im westafrikanischen Kontext. Die Republik Niger ist hervorgehoben.</i>	----- SEITE	<b>4</b>
<b>Abbildung 1.2.</b>	<i>Lage des Untersuchungsgebietes „Seeterrassental“ [schwarzes Viereck] im Großraum der südlichen Zentralen Sahara [rote Begrenzung]. In der Karte verortet sind die Landesgrenze der Republik Niger [grau] sowie die wichtigsten Ortschaften und Großräume. (Quelle Kartenhintergrund: GoogleMaps)</i>	----- SEITE	<b>5</b>
<b>Abbildung 2.1.</b>	<i>Verortung der Untersuchungsgebiete der in der Literaturanalyse verwendeten Paläoumweltstudien. Die Nummerierung gibt die Autoren an, wie sie in Abb. 2.2 aufgeführt sind. (nach SCHÜTT &amp; KRAUSE, 2009)</i>	----- SEITE	<b>7</b>
<b>Abbildung 2.2.</b>	<i>Paläoumweltbedingungen für die letzten 20 ka für ausgewählte Untersuchungsgebiete in Nordafrika auf der Basis publizierter Proxydaten (Verortung in Abb. 2.1). Die Abbildung zeigt die Paläoumweltbedingungen abgegrenzt nach regionalen Studien [1-52] und den ausgewählten Großräumen. Die Proxydaten sind in drei hygrische Kategorien eingeteilt: trocken (gelb), feucht (grün), Übergangsphase (grüngelb) sowie keine Daten (grau). Zusätzlich werden trockene (rot) und feuchte (schwarz) Intervalle mit Dreiecken ausgewiesen. Weiße Dreiecke beschreiben das Ende von feuchten Verhältnissen. Publikationen ohne Verortung sind mit * gekennzeichnet. Mit (a)-(e) sind verschiedene Untersuchungsgebiete in einer Publikation gekennzeichnet. Die zeitlichen Grenzen für Feucht- und Trockenphasen basieren auf dem Median der Kalibrierung bzw. wurden aus den Publikationen übernommen. (nach SCHÜTT &amp; KRAUSE, 2009)</i>	----- SEITE	<b>8</b>
<b>Abbildung 2.3.</b>	<i>Ausdehnung der afrikanischen und arabischen Wüsten während des Letzten Glazialen Maximums und der heutigen Situation. Horizontale Linien = heutige aktive Dünen; vertikale Linien = Grenze der aktiven Dünen um 18 ka B.P. (GLENNIE &amp; SHINGVI, 2002).</i>	----- SEITE	<b>9</b>
<b>Abbildung 2.4.</b>	<i>Räumliche Verteilung der aus der Literaturanalyse (vgl. Abb. 2.1 &amp; 2.2) abgeleiteten Paläoumweltbedingungen für die Zeitscheiben 3, 6, 9 ka cal. B.P. (nach SCHÜTT &amp; KRAUSE, 2009)</i>	----- SEITE	<b>13</b>
<b>Abbildung 2.5.</b>	<i>Wirkungs-Ursachenkomplex von Paläoklimaschwankungen und globalen Klimasystemparametern für das Untersuchungsgebiet für den betrachteten Zeitraum der letzten 20 ka. Die farbigen Balken geben die generalisierten Klimaphasen entsprechend der Zusammenfassung der Literaturanalyse (Abb. 2.2) wieder, gegliedert in die drei hygrischen Kategorien. Die grau unterlegten Kästchen stellen den Zeitraum globaler Klimaevents dar (LGM = Last Glacial Maximum; H1 = Heinrich Event 1; B-A = Bølling-Allerød; JD = Jüngere Dryas; 8.2 ka-Event). Die schwarze Linie gibt die globale Temperatur wieder, wie sie aus dem Grönland Eisbohrkern GISP 2 abgeleitet wurde (nach Alley, 2004). Die schwarzen Kästchen entsprechen der Solarstrahlung nach DEMENOCAL ET AL. (2000). Die rote Linie gibt die globale Methankonzentration (CH<sub>4</sub>) in der Atmosphäre nach BLUNIER ET AL. (1995) wieder. (verändert nach MARQUARDT, 2009; MARQUARDT ET AL., in Vorbereitung)</i>	----- SEITE	<b>16</b>

<b>Abbildung 3.1.</b>	<i>Idealisiertes Gerinnequerprofil mit aktuellen Gerinnebett (FB) und zwei darüber liegenden Gerinnegenerationen (T1 und T2). Die Geröllcluster (Cl) sind auf den entsprechenden Niveaus eingetragen (KRAUSE &amp; SCHÜTT, 2009).</i>	----- SEITE	<b>29</b>
<b>Abbildung 3.2.</b>	<i>Schema der verwendeten Modellierungsstrategie. Mit rot sind die relevanten Inputdaten markiert (FB = aktuelles Gerinne, T1 = Gerinne des Terrassenniveaus 1, T2 = Gerinne des Terrassenniveaus 2). Das verwendete hydrologische Modell (blau) ist HEC-HMS in der Version 3.3. Der Output der gewählten Modellierungsstrategie ist orange hinterlegt</i>	----- SEITE	<b>32</b>
<b>Abbildung 4.1.</b>	<i>Großraum der südlichen Zentralen Sahara (BAUMHAUER ET AL., 2009).</i>	----- SEITE	<b>41</b>
<b>Abbildung 4.2.</b>	<i>Strukturelief der Zentralen Sahara (nach KLITZSCH, 1970). Die Region um das Untersuchungsgebiet ist gestrichelt eingezeichnet.</i>	----- SEITE	<b>42</b>
<b>Abbildung 4.3.</b>	<i>Transgressionsgrenzen der Zentralen Sahara (nach KLITZSCH, 1970). Die Region um das Untersuchungsgebiet ist gestrichelt eingezeichnet.</i>	----- SEITE	<b>43</b>
<b>Abbildung 4.4.</b>	<i>Geologische Karte der Zentralen Sahara. Die Region um das Untersuchungsgebiet ist gestrichelt eingezeichnet. (nach GREIGERT &amp; POUGNET, 1965)</i>	----- SEITE	<b>45</b>
<b>Abbildung 4.5.</b>	<i><b>links:</b> Südliche Ausläufer des Aïr, NE Niger (2006) <b>rechts:</b> Fläche der Ténéré, NE Niger (2006)</i>	----- SEITE	<b>46</b>
<b>Abbildung 4.6.</b>	<i><b>links:</b> Nahaufnahme Serir-Fläche in der Ténéré, NE Niger (2005) <b>rechts:</b> Zerfallene Tepee-Strukturen in der Sebka von Seguedine, NE Niger (2005)</i>	----- SEITE	<b>47</b>
<b>Abbildung 4.7.</b>	<i><b>links:</b> Stufenfront der Schichtstufen von Bilma, NE Niger (2006) <b>rechts:</b> Stufenfront mit der Oase von Seguedine als Stufenvorlanddepression, NE</i>	----- SEITE	<b>48</b>
<b>Abbildung 4.8.</b>	<i><b>links:</b> Lösungsverwitterungsform des Silikatkarsts (2005) <b>rechts:</b> Inselberg Pic Zourmi, NE Niger (2006)</i>	----- SEITE	<b>49</b>
<b>Abbildung 4.9.</b>	<i><b>links:</b> Eingeschnittenes Gerinne eines Tributäres des Acheloumatal, NE Niger (2006) <b>rechts:</b> Dünenformen nahe des Pic Zourmi, NE Niger (2006)</i>	----- SEITE	<b>50</b>
<b>Abbildung 4.10.</b>	<i>Schema der meridionalen Querzirkulation auf einer Halbkugel mit jahreszeitlicher Verlagerung der Zirkulationsglieder und die daraus resultierenden Niederschlagsregime. Abkürzungen: PH= polares Hoch; SP= subpolares Tief; PJ= Polarjet; S-RH= subtropisch-randtropisches Hoch; ITC= Intertropische Konvergenz Zone. Rot hervorgehoben ist der Bereich der Hadley-Zelle. (Weischet, 1995)</i>	----- SEITE	<b>55</b>
<b>Abbildung 4.11.</b>	<i>Atmosphärisches Zirkulationsmuster über Afrika und Vorderasien im Juli und Januar (WIESE, 1997).</i>	----- SEITE	<b>56</b>
<b>Abbildung 4.12.</b>	<i>Verteilung der Niederschläge und Lage der ITCZ im Juni bzw. Januar (www.eduspace.esa.int)</i>	----- SEITE	<b>57</b>
<b>Abbildung 4.13.</b>	<i>Klimadiagramm der Station Bilma, NE Niger (in GRUNERT, 1983, nach DUBIEF, 1963).</i>	----- SEITE	<b>58</b>
<b>Abbildung 4.14.</b>	<i>Schematische Karte der Vegetation des nördlichen und westlichen Afrika (SCHULZ ET AL., 2009).</i>	----- SEITE	<b>62</b>

<b>Abbildung 5.1.</b>	<i>Verteilung der mittleren monatlichen Niederschläge Nordafrikas für die Monate Januar, März, Mai, Juli, September und November, berechnet auf der Grundlage der Stationsniederschläge (1960-1990); die Pfeile symbolisieren die Herkunft der feuchtigkeitbringenden Luftmassen.</i>	----- SEITE <b>67</b>
<b>Abbildung 5.2.</b>	<i>Ergebnis der Clusteranalyse ausgewählter Klimastationen Nordafrikas. Verortung der bei der Größenfrequenzanalyse (Abb. 5.4) verwendeten Klimastationen (a-g).</i>	----- SEITE <b>68</b>
<b>Abbildung 5.3a.</b>	<i>Lage der Transekte der temporalen Niederschlagsprofile aus Abbildungen 5.4b und 5.4c mit Verortung des Untersuchungsgebietes (schwarzes Rechteck).</i>	----- SEITE <b>69</b>
<b>Abbildung 5.3b.</b>	<i>Westliches Nord-Süd Transekt der Niederschlagsverteilung und der Niederschlagswahrscheinlichkeit. Datengrundlage: mittlere monatliche Niederschlags-summen der Jahre 1960 bis 1990 (WMO). links: Eintreten von Niederschlagsereignissen (1= Niederschlag, 0= Kein Niederschlag, -1= Datenlücke) der einzelnen Monate für die Jahre 1960 bis 1990. rechts: Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Niederschlag (%) monatsweise für die Jahre 1960 bis 1990.</i>	----- SEITE <b>70</b>
<b>Abbildung 5.3c.</b>	<i>Östliches Nord-Süd Transekt der Niederschlagsverteilung und der Niederschlagswahrscheinlichkeit. Datengrundlage: mittlere monatliche Niederschlags-summen der Jahre 1960 bis 1990 (WMO). links: Eintreten von Niederschlagsereignissen (1= Niederschlag, 0= Kein Niederschlag, -1= Datenlücke) der einzelnen Monate für die Jahre 1960 bis 1990. rechts: Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Niederschlag (%) monatsweise für die Jahre 1960 bis 1990.</i>	----- SEITE <b>71</b>
<b>Abbildung 5.4.</b>	<i>Ergebnisse der Größenfrequenzanalyse auf Basis der gemittelten monatlichen Niederschlagswerte des Zeitraumes 1960 bis 1990. Die verwendeten Klimastationen sind in Abb. 5.2 verortet und entsprechend der Klimaklassifikation nach Köppen (1936) beschrieben.</i>	----- SEITE <b>73</b>
<b>Abbildung 6.1.</b>	<i>3D-Darstellung des Digitalen Höhenmodells für: a) die Region um das Untersuchungsgebiet (SRTM Höhenmodell 90·90 m<sup>2</sup> Auflösung; 50-fach überhöht), b) das Acheloumatal mit angrenzenden Tributären (Seeterrassental als markierter Tributär) sowie Kluffrosen für die Plateaus de Mangueni und du Djado (SRTM Höhenmodell 90·90 m<sup>2</sup> Auflösung; 10-fach überhöht).</i>	----- SEITE <b>75</b>
<b>Abbildung 6.2.</b>	<i>Geomorphologische Karte der Region um das Untersuchungsgebiet mit den in Abb. 6.3 näher charakterisierten ausgewählten Landschaftseinheiten (LSU).</i>	----- SEITE <b>76</b>
<b>Abbildung 6.3.</b>	<i>Morphometrische Charakterisierung ausgewählter Landschaftseinheiten (LSU) über die Verteilung der Parameter Höhe, Hangneigung, Ausrichtung, Vertikal- sowie Horizontalwölbung. Die Lage der ausgewählten LSU ist in Abb. 6.2 dargestellt.</i>	----- SEITE <b>77</b>
<b>Abbildung 6.4.</b>	<i>Geomorphologische Karte des Seeterrassentals mit Lage des in Abb. 6.5 dargestellten Talquerprofils.</i>	----- SEITE <b>79</b>
<b>Abbildung 6.5.</b>	<i>Talquerprofil des unteren Seeterrassentals. Datengrundlage: SRTM Daten verschnitten mit differentiellen GPS Messungen. Die Profillage ist in Abb. 6.4 verortet.</i>	----- SEITE <b>80</b>

<b>Abbildung 6.6.</b>	<i>Luftbild des Seeterrassentals mit der Lage der definierten Gerinneabschnitte OL = Oberlauf, ML = Mittellauf, UL = Unterlauf, UE<sub>SF-UL</sub> = Übergangszone von Unterlauf zu Schwemmfächer, SF = Schwemmfächer.</i>	----- SEITE	<b>81</b>
<b>Abbildung 6.7.</b>	<i>Tallängsprofil des Talwegs entsprechend der Gerinneabschnitte (siehe Abb. 6.6). Die Lage der Gerinnequerprofile (Abb. 6.8), Riffle und Stillwassersedimente sind entlang des Talwegs markiert. Stillwassersedimente sind entsprechend der relativen Mächtigkeit in 5 Klassen gegliedert (0 - 0,5 m, 0,5 - 1 m, 1 - 2 m, 2 - 3 m, 3 - 5 m, 5 - 10 m).</i>	----- SEITE	<b>82</b>
<b>Abbildung 6.8.</b>	<i>Gerinnequerprofile entlang des Talwegs innerhalb der unterschiedlichen Gerinneabschnitte (vgl. Abb. 6.6 und 6.7). Die Lage der Gerinnequerprofile und des Talquerprofils (vgl. Abb. 6.5) sind im Gerinnenetz verortet.</i>	----- SEITE	<b>83</b>
<b>Abbildung 6.9.</b>	<i>Ergebnisse der Fließgeschwindigkeits- und Abflussberechnung mittels Manning-Strickler- und Costa-Ansatz für fünf ausgewählte Querprofile im aktuellen Gerinnebett.</i>	----- SEITE	<b>86</b>
<b>Abbildung 6.10.</b>	<i>Ergebnisse der Fließgeschwindigkeits- und Abflussberechnung mittels Manning-Strickler- und Costa-Ansatz für fünf ausgewählte Querprofile für die Gerinnegeneration entsprechend dem Terrassenniveau T1 (links) und dem Terrassenniveau T2 (rechts)</i>	----- SEITE	<b>88</b>
<b>Abbildung 6.11.</b>	<i>Vergleich der Längsgefälle entlang des Seeterrassentals: FB = Gefälle des aktuellen Gerinnes; T1 links und T1 rechts = Gefälle der linken und rechten Terrasse entsprechend Niveau T1; T2 links und T2 rechts = Gefälle der linken und rechten Terrasse entsprechend Niveau T2</i>	----- SEITE	<b>89</b>
<b>Abbildung 6.12.</b>	<i>Vergleich der berechneten Abflüsse nach Manning-Strickler (links) beziehungsweise Costa (rechts) mit der Breite der Gerinne an den verschiedenen Querprofilen. FB = aktuelles Gerinne; T1= Gerinne der Terrasse entsprechend Niveau T1, T2 = Gerinne der Terrasse entsprechend Niveau T2.</i>	----- SEITE	<b>89</b>
<b>Abbildung 7.1.</b>	<i>Visualisierung des HEC-HMS ‚basin models‘ für das Untersuchungsgebiet.</i>	----- SEITE	<b>90</b>
<b>Abbildung 7.2.</b>	<i>Ergebnisse der Abflussmodellierung vs. der hydraulischen Abflussberechnung auf Basis der Berechnungen nach Costa (links) und nach Manning-Strickler (rechts) für die aktuellen Gerinne.</i>	----- SEITE	<b>94</b>
<b>Abbildung 7.3.</b>	<i>Ergebnisse der Abflussmodellierung vs. der hydraulischen Abflussberechnung auf Basis der Berechnungen nach Costa (links) und nach Manning-Strickler (rechts) für die Paläogerinne, die der Generation des Terrassenniveaus T1 entsprechen; Abflussmodellierung mit gleichbleibender Kalibrierung.</i>	----- SEITE	<b>97</b>
<b>Abbildung 7.4.</b>	<i>Ergebnisse der Abflussmodellierung vs. der hydraulischen Abflussberechnung auf Basis der Berechnungen nach Costa (links) und nach Manning-Strickler (rechts) für die Paläogerinne, die der Generation des Terrassenniveaus T2 entsprechen; Abflussmodellierung mit gleichbleibender Kalibrierung.</i>	----- SEITE	<b>98</b>
<b>Abbildung 7.5.</b>	<i>Ergebnisse der Abflussmodellierung vs. der hydraulischen Abflussberechnung auf Basis der Berechnungen nach Costa (links) und nach Manning-Strickler (rechts) für die Paläogerinne, die der Generation des Terrassenniveaus T1 entsprechen; Abflussmodellierung mit geänderter Kalibrierung.</i>	----- SEITE	<b>99</b>

<b>Abbildung 7.6.</b>	<i>Ergebnisse der Abflussmodellierung vs. der hydraulischen Abflussberechnung auf Basis der Berechnungen nach Costa (links) und nach Manning-Strickler (rechts) für die Paläogerinne, die der Generation des Terrassenniveaus T2 entsprechen; Abflussmodellierung mit geänderter Kalibrierung.</i>	----- SEITE <b>101</b>
<b>Abbildung 7.7.</b>	<i>Ergebnisse der Abflussmodellierung vs. der hydraulischen Abflussberechnung auf Basis der Berechnungen nach Costa für die Paläogerinne, die der Generation des Terrassenniveaus T2 entsprechen; Abflussmodellierung mit geänderter Kalibrierung (Ober- und Unterlauf).</i>	----- SEITE <b>102</b>
<b>Abbildung 8.1.</b>	<i>Darstellung der Zirkulation in Nordafrika – links: Wintersituation, rechts: Sommersituation. (RUDDIMAN, 2008)</i>	----- SEITE <b>103</b>
<b>Abbildung 8.2.</b>	<i>Vergleich verschiedener Klimaklassifikationen für NE-Afrika: A: Cluster-Analyse, B: Klassifikation nach Köppen-Geiger (Karte nach KOTTEK ET AL., 2006), C: Klassifikation nach Troll-Paffen (Karte nach SCHERHAG UND LAUER, 1982) und D: Klassifikation nach Lauer-Frankenber (Karte nach FRANKENBERG, 1995). (SCHÜTT ET AL., 2010)</i>	----- SEITE <b>105</b>
<b>Abbildung 8.3.</b>	<i>Satellitenbild des Seeterrassental (Datengrundlage: GoogleMaps 08/2011): in blau sind Bereiche markiert in denen Stillwassersedimente sichtbar sind; die weiß-schraffierte Fläche skizziert grob einen potentiellen Stillwasserbereich. Die beiden stärksten Laufwegs-verkürzungen sind im Detail aufgelöst (A &amp; B) sowie im Längsprofil (s. Abb.6.7) markiert.</i>	----- SEITE <b>111</b>
<b>Abbildung 8.4.</b>	<i>Übersichtsskizze, Querprofil und Terrassenaufschluß des Seeterrassentales. Im Detailprofil (PXII) sind die 14C-Alter in a B.P. (unkalibriert) eingetragen. (GRUNERT, 1983)</i>	----- SEITE <b>112</b>
<b>Abbildung 8.5.</b>	<i><b>links:</b> Profil 8 beprobt im Bereich des Mittellaufs des Seeterrassentals, die 14C-Alter in a cal. B.P. eingetragen. (BRAUNECK, 2010) <b>rechts:</b> Profil 11 beprobt im Bereich des Oberlaufs des Seeterrassentals, die 14C-Alter in a cal. B.P. eingetragen. (BRAUNECK, 2010)</i>	----- SEITE <b>120</b>
<b>Abbildung 9.1.</b>	<i>Konzeptioneller Aufbau bestehend aus Datengrundlage, Methodik und Ergebnissen. Dunkelblau: hydraulische Abflussberechnung als Modellinput (<math>Q_{M-S}</math> = Abflussberechnung nach Manning-Strickler, <math>Q_C</math> = Abflussberechnung nach Costa); Hellblau: effektiver Niederschlag als Modelloutput (<math>P_{M-S}</math> = effektiver Niederschlag auf Basis der Abflusswerte nach Manning.-Strickler, <math>P_C</math> = effektiver Niederschlag auf Basis der Abflusswerte nach Costa).</i>	----- SEITE <b>129</b>

## Tabellenverzeichnis

<b>Tabelle 2.1.</b>	<i>Durchschnittswerte der Änderungen der hygrischen Bedingungen um 9 ka B.P. im Vergleich zu heute (nach KUTZBACH &amp; GALLIMORE (1988) und ROBERTS (1989)).</i>	----- SEITE	<b>14</b>
<b>Tabelle 3.1.</b>	<i>Charakterisierung von Gerinnen anhand der Sinuosität (SI) (nach BRIEM, 2002).</i>	----- SEITE	<b>28</b>
<b>Tabelle 3.2.</b>	<i>Aufstellung der HEC-HMS Modellkomponenten (HEC-HMS, 2008)</i>	----- SEITE	<b>33</b>
<b>Tabelle 3.3.</b>	<i>Vorausgehende Feuchtebedingungen (antecedent moisture condition) der CN Methode (nach LARRANDO-PETRIE &amp; FRANCE, 1995)</i>	----- SEITE	<b>35</b>
<b>Tabelle 3.4.</b>	<i>HEC-HMS Niederschlags Methoden (HEC-HMS, 2008)</i>	----- SEITE	<b>36</b>
<b>Tabelle 3.5.</b>	<i>Zusammenstellung einiger Indikatoren für eine feuchte oder trockene Paläoumwelt (ADAMSON, 1982; ARZ ET AL., 2003; AYALON ET AL., 1999; BAR-MATTHEWS, 1997; HAMANN ET AL., 2008; MACHADO ET AL., 1998; PARKER ET AL., 2004 &amp; 2006; PFLAUMBAUM, 1987; ROBERTS, 1989).</i>	----- SEITE	<b>38</b>
<b>Tabelle 4.1.</b>	<i>Angenäherte Klimakriterien für die entsprechenden Stationen der Zonen: Sahelo-Saharisch, Sahel, Sudanisch, Sudano-Guineisch. (nach NICHOLSON, 1981).</i>	----- SEITE	<b>57</b>
<b>Tabelle 6.1.</b>	<i>Riffelfrequenz und Sinuosität für die verschiedenen Abschnitte des Gerinnes (vgl. Abb. 6.6)</i>	----- SEITE	<b>81</b>
<b>Tabelle 6.2.</b>	<i>Ergebnisse der Regressionsanalyse für stromabwärtsgerichtete Veränderungen der Gerinnebreite, Gerinnetiefe und der ‚Form Ratio‘. Wobei <math>W</math> = Gerinnebettbreite [m], <math>D</math> = Gerinnebetttiefe [m], <math>L</math> = Gerinnelänge [km], <math>f</math> = Form Ratio = <math>W/D</math> (<math>n = 13</math>). Für die Exponentialgleichungen ist <math>a</math> = Regressionskoeffizient und <math>b</math> = Exponent. <math>FB</math> entspricht dem aktuellen Gerinnebett; <math>T1</math> und <math>T2</math> entsprechen Gerinnebetten des ersten bzw. des zweiten Terrassenniveaus.</i>	----- SEITE	<b>84</b>
<b>Tabelle 6.3.</b>	<i>Abflussberechnung ausgewählter Gerinnequerprofile für das aktuelle Gerinne mittels Manning-Strickler-Ansatz und Costa-Ansatz (<math>A</math> = durchflossener Querschnitt; <math>K_{ST}</math> = Rauigkeitsparameter; <math>R_h</math> = benetzter Umfang; <math>I_0</math> = Längsgefälle; <math>D_l</math> = durchschnittliche mittlere Achse; <math>v</math> = Fließgeschwindigkeit; <math>Q</math> = Abfluss).</i>	----- SEITE	<b>86</b>
<b>Tabelle 6.4.</b>	<i>Abflussberechnung ausgewählter Gerinnequerprofile für das Gerinne der Terrassengeneration <math>T1</math> mittels Manning-Strickler-Ansatz und Costa-Ansatz (<math>A</math> = durchflossener Querschnitt; <math>K_{ST}</math> = Rauigkeitsparameter; <math>R_h</math> = benetzter Umfang; <math>I_0</math> = Längsgefälle; <math>D_l</math> = durchschnittliche mittlere Achse; <math>v</math> = Fließgeschwindigkeit; <math>Q</math> = Abfluss).</i>	----- SEITE	<b>87</b>
<b>Tabelle 6.5.</b>	<i>Abflussberechnung ausgewählter Gerinnequerprofile für das Gerinne der Terrassengeneration <math>T2</math> mittels Manning-Strickler-Ansatz und Costa-Ansatz (<math>A</math> = durchflossener Querschnitt; <math>K_{ST}</math> = Rauigkeitsparameter; <math>R_h</math> = benetzter Umfang; <math>I_0</math> = Längsgefälle; <math>D_l</math> = durchschnittliche mittlere Achse; <math>v</math> = Fließgeschwindigkeit; <math>Q</math> = Abfluss).</i>	----- SEITE	<b>88</b>

<b>Tabelle 7.1.</b>	<i>Parametrisierung und Ergebnisse der Niederschlags-Abfluss-Modellierung des aktuellen Gerinnes mittel HEC-HMS, getrennt für den Ansatz der Berechnung der Fließgeschwindigkeit nach Costa und nach Manning-Strickler.</i>	----- SEITE	<b>93</b>
<b>Tabelle 7.2.</b>	<i>Parametrisierung und Ergebnisse der Niederschlags-Abfluss-Modellierung (mit gleichbleibender Kalibrierung) des Paläogerinnes entsprechend der Terrassengeneration T1 (oben) und Terrassengeneration T2 (unten) mittels HEC-HMS, getrennt für den Ansatz der Berechnung der Fließgeschwindigkeit nach Costa und nach Manning-Strickler.</i>	----- SEITE	<b>96</b>
<b>Tabelle 7.3.</b>	<i>Parametrisierung und Ergebnisse der Niederschlags-Abfluss-Modellierung (mit gleichbleibender Kalibrierung) des Paläogerinnes entsprechend der Terrassengeneration T1 mittels HEC-HMS, getrennt für den Ansatz der Berechnung der Fließgeschwindigkeit nach Costa und nach Manning-Strickler.</i>	----- SEITE	<b>99</b>
<b>Tabelle 7.4.</b>	<i>Parametrisierung und Ergebnisse der Niederschlags-Abfluss-Modellierung (mit geänderter Kalibrierung) des Paläogerinnes entsprechend der Terrassengeneration T2 mittels HEC-HMS, getrennt für den Ansatz der Berechnung der Fließgeschwindigkeit nach Costa und nach Manning-Strickler.</i>	----- SEITE	<b>100</b>
<b>Tabelle 7.5.</b>	<i>Parametrisierung und Ergebnisse der Niederschlags-Abfluss-Modellierung (mit geänderter Kalibrierung) des Paläogerinnes entsprechend der Terrassengeneration T2 mittels HEC-HMS für den Ansatz der Berechnung der Fließgeschwindigkeit nach Costa.</i>	----- SEITE	<b>101</b>
<b>Tabelle 8.1.</b>	<i>Mittlere monatliche Niederschlagssummen der Station Madama für den Zeitraum 1939 bis 1943 (GRUNERT, 1983).</i>	----- SEITE	<b>106</b>
<b>Tabelle 8.2.</b>	<i>Tagesniederschlagsdaten der das Untersuchungsgebiet umgebenden Klimastationen Bilma (Niger), Djanet (Algerien) und Tamanrasset (Algerien). Es sind die drei größten Ereignisse der Stationen für den GLOBALSOD-Datensatz (NOAA NCDC DAILY GLOBALSOD, 2005) und den WMO-Datensatz (NOAA NCDC GHCH, 2002) dargestellt.</i>	----- SEITE	<b>108</b>
<b>Tabelle 8.3.</b>	<i>Berechnung der Abflussspende und der Höhe des Abflussmaximums für ausgewählte Gerinnequerprofile für das aktuelle Gerinne mittels Manning-Strickler-Ansatz und Costa-Ansatz (<math>v</math> = Fließgeschwindigkeit; <math>Q</math> = Abfluss; <math>q</math> = Abflussspende; <math>h_A</math> = Höhe des Abflussmaximums).</i>	----- SEITE	<b>116</b>
<b>Tabelle 8.4.</b>	<i>Zusammenfassung der aus der N-A-Modellierung abgeleiteten effektiven Niederschläge, getrennt nach Modellierungsansatz und Modellaufbau. Entnommen aus Tab. 7.2, 7.3, 7.4 und 7.5.</i>	----- SEITE	<b>129</b>

## Zusammenfassung

Dass die größten Abflussereignisse in ariden Gebieten auftreten ist bekannt und ist unter anderem durch die Arbeiten von CRIPPEN & BUE (1977) sowie COSTA (1987) für aride und semiaride Regionen der USA belegt. Solche Untersuchungen sind für die Zentrale Sahara unbekannt. Mit Blick auf die Prozesse der fluvialen Morphodynamik in unterschiedlichen Zeitscheiben versucht die vorliegende Arbeit diese Lücke zu schließen. Die Datengrundlage entstand im Rahmen des DFG-Projektes "Quartäre Landschaftsentwicklung und aktuelle Morphodynamik in der zentralen Sahara (NE-Niger)". Die Arbeiten fanden in den Jahren 2005 und 2006 im Großraum der Zentralen Sahara statt. Als Untersuchungsgebiet wurde ein kleines Einzugsgebiet mit dem Namen „Seeterrassental“ gewählt. Es liegt in der südlichen Zentralen Sahara (ca. 22°21' N, 12°42' E), im nordöstlichsten Teil der Republik Niger.

Im Rahmen eines methodischen Experiments verschiedene Daten genutzt um die gewünschten Informationen der fluvialen Morphodynamik, insbesondere des Niederschlags-Abfluss Verhaltens, zu gewinnen:

### Analyse des Ist-Zustandes

Die Analyse der Klimadaten zeigt, dass auf Makroskala für die Zentrale Sahara eine gute Beschreibung der aktuellen Situation möglich ist. Regionalisierungen lassen sich auf den bestehenden Daten durchführen. Geht man jedoch auf die lokale Skala des Seeterrassentals ist auf Grund der Datenqualität eine eindeutige klimatische Charakterisierung schwierig. Es kann zum Beispiel nicht eindeutig geklärt werden, ob die Niederschläge der die Region um das Seeterrassental aus dem winterlichen Westwindssystem oder aus dem Monsunsystem kommen. Die Dokumentation der geomorphologischen Situation ist vor allem für die Maßstabsebene des Seeterrassentals für das Prozessverständnis notwendig. Auch wenn die geomorphologische Kartierung die aktuelle Situation darstellt, so sind darin Informationen über vergangene Umweltbedingungen und daran gekoppelte Prozesse enthalten. So zeigen zum Beispiel die Verschiedenen Terrassenniveaus entlang des Gerinnes Informationen die nicht den heutigen Prozessen entsprechen.

### Bewertung der Paläoumweltsituation

Die Bewertung der Paläoumweltsituation wird im Rahmen des Experimentes maßgeblich durch eine intensive Literaturanalyse vollzogen. Hierbei kann ein Überblick der Paläoumwelt der westlichen und Zentralen Sahara gegeben werden, der Informationen ab dem Hochglazial liefert. Zwar stehen auch hier die Informationen nur punktuell zur Verfügung, sind aber relativ gut über die gesamte Region verteilt. Aus den vorliegenden Informationen aus den in der Literatur gegeben Proxydaten lassen sich die Wirkungszusammenhänge zwischen globalen Klimasystemparametern und Paläoumweltbedingungen für die betrachtete Region ableiten.

### Generierung einer Datenbasis

Die Aufnahme der gerinnemorphologischen Parameter und die Ableitung der hydraulischen Abflussberechnungen nach Manning-Strickler und nach Costa liefert die Datenbasis. Dabei ist zu beachten, dass die Abflussinformationen „nur“ für Spitzenabflüsse (Costa-Ansatz,  $Q_{max}$ ) beziehungsweise bordvolle Abflussereignisse (Manning-Strickler-Ansatz) gelten. Hier kann entlang des gesamten Gerinnes für verschiedene Terrassenniveaus ein konsistenter Datensatz erzeugt werden. Eine eindeutige Trennung in

eine aktuelles (im Sinne von bis zu wenige Hundert Jahre alt) und zwei alte Terrassenniveaus ist möglich. Die Abflussberechnungen des aktuellen oder subrezentem Gerinnebettes und die Abflussberechnung der beiden älteren Paläogerinnegenerationen (T1 und T2) zeigen einen Einblick in das Abflussverhalten des kleinen Einzugsgebiets des Seeterrassentals. Auf Grundlage der Datierung aus den Arbeiten im Seeterrassental von GRUNERT (1983) und BRAUNECK (2010) lässt sich zudem eine grobe Chronologie aufbauen, die sich mit Hilfe der Ergebnisse der Literaturanalyse validieren lässt.

#### Modellierung & Bewertung der Ergebnisse

Im Zentrum des semidistributiv-konzeptionellen Modells (HEC-HMS) stehen die genannten hydraulischen Abflussberechnungen nach Manning-Strickler und Costa. Ziel ist es basierend auf gemessenen fluvialen Formen den Niederschlag, der zur Entstehung dieser Formen geführt hat, zu rekonstruieren. Über den gewählten methodischen Aufbau können konkrete Ergebnisse für die unterschiedlichen Gerinneniveaus des Einzugsgebiets des Seeterrassentals berechnet und damit der effektive Niederschlag für das Einzugsgebiet rekonstruiert werden. Die Analyse der Klimadaten, speziell die Größenfrequenzanalyse, zeigt, dass die modellierten effektiven Niederschläge für das aktuelle Gerinnebett in einem plausiblen Wertebereich liegen. Vergleicht man die iterativ modellierten effektiven Niederschläge des aktuellen Gerinnes mit den gemessenen Klimastationsdaten der umgebenden Stationen sieht man eine gute Übereinstimmung der Ergebnisse. Eine solche Art der Validierung ist für die beiden älteren Paläogerinnegenerationen (T1 und T2) nicht möglich, da es keine gemessenen Vergleichsdaten gibt. Hier erfolgt die Prüfung der Plausibilität der Ergebnisse nur anhand der Literaturanalyse. Die aus der N-A-Modellierung abgeleiteten effektiven Paläoniederschlagswerte können als plausibel eingestuft werden und haben den Vorteil, dass eine statistische Niederschlags-Abfluss Beziehung zugrunde liegt und nicht wie bei Paläoklimamodellen statistische Beziehungen für globale atmosphärische Zirkulationsmuster. Zudem sind die iterativ modellierten effektiven Niederschläge für das Untersuchungsgebiet des Seeterrassentals berechnet und bieten damit genauere Informationen als bisher verfügbar.

Für die Genese der verschiedenen Terrassengenerationen kann folgendes diachrone Szenario gezeichnet werden: Das Paläogerinne der Terrassengeneration T2 hat sich im Bereich der mittelholozänen Feuchtphase im Anschluss an eine Stillwasserphase ausgebildet. An der Genese dieser ersten Gerinnephase sind möglicherweise Hochflutereignisse infolge des Ausbruchs der ehemaligen Stillwasserbereiche beteiligt. Für das Paläogerinne der Terrassengeneration T1 gibt es zwei Hypothesen: 1. Die Einschneidung in das bestehende Gerinnebett T2 in einer spätholozänen kurzen Feuchtphase (zum Beispiel zwischen 3,5 und 4 ka B.P.); 2. Die Einschneidung in das bestehende Gerinnebett T2 nur wenig zeitversetzt an die eigentliche Einschneidung des Gerinnes T2, also in der ausgehenden mittelholozänen Feuchtphase (bis ca. 5,7 ka B.P.). In jedem Fall hat sich das Gerinnesystem auf die potentiell höheren Niederschläge des mittleren beziehungsweise späten Holozäns eingestellt und zeigt eine im Verhältnis zum aktuellen Gerinne veränderte Abflussdynamik. Das N-A Verhalten des aktuellen Gerinnes entspricht weitestgehend den Erwartungen der wenigen Messwerten in der Region.

## Abstract

That the highest runoff events occur in arid regions is well known and proved among others by the works of CRIPPEN & BUE (1977) and COSTA (1987) for arid and semiarid regions in the U.S. Such studies are not known for the Central Sahara. Looking at the processes of fluvial morphodynamics in different time slices, this thesis attempts to fill this gap. The data base was created within the DFG project "Quaternary landscape evolution and current morphodynamics in the central Sahara (NE Niger)." The work took place in 2005 and 2006 in the area of the Central Sahara. The selected study site is a small catchment with the name "Seeterrassental". It is located in the south Central Sahara (approx. 22°21' N, 12°42' E), in the northeastern part of the Republic of Niger.

Within the framework of a methodological experiment, different data are used to provide the needed information on fluvial morphodynamics, especially of the rainfall-runoff behavior:

### Analysis of the actual state

The analysis of climate data shows that a good description of the current situation is possible for the macro scale of the Central Sahara. Regionalization can be carried out on the existing data. Due to the data quality a precise climatic characterization on the local scale is difficult. A clarification of the rainfall source for the region around the Seeterassental, for example, is not possible. It is not sure whether the precipitation comes from the westerlies system or the monsoonal system. A detailed documentation of the geomorphological situation is especially needed on the scale of Seeterrassental for process understanding. Even though it is a mapping of the current situation, information about past states or processes are included. The different terrace levels along the stream, for example, show information that does not meet with the present day's processes.

### Review of palaeo-situation

The evaluation of the palaeoenvironmental situation with the experiment is carried out largely by an intensive literature analysis. Here, an overview of the palaeoclimate of the western and central Sahara can be given, providing information since the glacial maximum. Although these informations are mainly available as point data, they are relatively well distributed over the entire region. Based on the available information the interactions between global climate system parameters and palaeoenvironmental conditions for the considered region can be derived.

### Data base generation

A detailed recording of the stream-morphologic parameters and the derivation of the hydraulic discharge calculations after Manning-Strickler and Costa provide the database. It should be noted that the runoff information is "only" valid for peak discharge (Costa approach,  $Q_{max}$ ) respectively bankful discharge events (Manning-Strickler approach). A consistent data set is generated along the entire channel for different terrace levels. A clear separation into a current flood bed (within the meaning of up to a few hundred years old) and two old terrace level is possible. The runoff calculations of current flood bed and the discharge calculation of the two older palaeo-channel generations (T1 and T2) show an insight into the flow patterns of the small catchment of the Seeterrassental. A rough

chronology for the Seeterrassental can be build up based on the datings by GRUNERT (1983) and BRAUNECK (2010), which can be validated using the results of the literature analysis.

#### Modeling and evaluation of the results

The hydraulic discharge calculations according to Manning-Strickler and Costa build the center of the semidistributiv-conceptual model (HEC-HMS). The goal is to reconstruct, based on measured fluvial forms, the precipitation that has led to the formation of these forms. By the chosen methodological structure detailed results for the different channel generations of the Seeterrassental catchment can be calculated and thus the effective precipitation can be reconstructed for the catchment area. The climate data analysis, especially the size frequency analysis, shows that the modeled effective precipitation for the current flood bed is within a plausible range of values. A comparison between the iteratively modeled effective precipitation of the current flood bed with the measured climate station data of surrounding stations show a good consistence. Such a validation is not possible for the two older palaeochannel generation (T1 and T2), since there are no measured comparative data. In this case the plausibility control of the results occurs by the literature analysis. The effective palaeoprecipitation values derived from the rainfall-runoff modeling can be considered as plausible. These values have the advantage that they are based on a statistical rainfall-runoff relationship and not like palaeoclimate models on statistical relationships for global atmospheric circulation patterns. In addition, the iteratively modeled effective precipitation is calculated for the study area of the Seeterrassental and thus provides more accurate information than previously available.

For the genesis of the different terrace generations following diachronic scenario can be drawn: The palaeochannel corresponding to the terrace level T2 developed in the mid-Holocene wet phase following a slack water phase. High flood events caused by the outbreak of the former slack water areas may have involved the forming of this first channel phase. There are two hypotheses for the forming of the palaeochannel corresponding to the terrace level T1: 1. The incision in the existing channel bed T2 occurred in a short Late Holocene wet phase (for example 3.5 to 4 ka B.P.); 2. The incision in the existing channel bed T2 occurred only with a little time lag to the actual incision of the channel T2, so in the outgoing mid-Holocene wet phase (up to 5.7 ka B.P.). In any case, the channel system is set to the potentially higher precipitation of the middle or late Holocene and shows a change in relation to the current channel outflow dynamics. The runoff-precipitation behavior of the current flood bed largely corresponds to the expectations of the few measurements in the region.

## 1. Einleitung

Die Umweltbedingungen in der Zentralen Sahara unterlagen im Jungquartär erheblichen Veränderungen, die vornehmlich durch Klimaänderungen ausgelöst wurden, seit dem Beginn des Holozän auch durch den Menschen. Die landschaftsgeschichtliche Datenlage für die zentrale Sahara ist, gemessen am Stand der Forschung, noch sehr fragmentarisch. Die wissenschaftlichen Erkenntnisse zu Klimavariationen und daran gekoppelten Änderungen der Paläo-Umweltbedingungen im Jungquartär und Holozän sind lückenhaft. Die zeitliche und räumliche Auflösung der vorliegenden Befunde ist insgesamt noch so gering, dass große Unsicherheiten bei der Rekonstruktion des vorzeitlichen Landschaftswandels bestehen – insbesondere im Vergleich mit der östlichen Sahara, jedoch auch mit Befunden aus den westlichen Bereichen der Sahara. Mit Blick auf die Prozesse der fluvialen Morphodynamik in unterschiedlichen Zeitscheiben soll mit der vorliegenden Arbeit, deren Datengrundlage im Rahmen des DFG-Projektes „Limnosahara“ entstand, mit für diese Region neuartigen Methoden ein weiterer Baustein zur Analyse der holozänen Landschaftsentwicklung hinzugefügt werden.

### 1.1. Das DFG-Projekt „Limnosahara“

Das Projekt "Quartäre Landschaftsentwicklung und aktuelle Morphodynamik in der zentralen Sahara (NE-Niger)" (Kurzform: Limnosahara) wurde von 2005 bis 2007 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) gefördert. Es wurde als Verbundprojekt vom Institut für Geographie/Physische Geographie der Julius-Maximilians Universität Würzburg, dem Institut für Geographische Wissenschaften/Physische Geographie der Freien Universität Berlin, dem Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus-Liebig-Universität Gießen sowie der Université Abdou Moumouni Niamey (Niger) durchgeführt. Ziel des gemeinsamen Vorhabens war es, durch die interdisziplinäre Verknüpfung physisch-geographischer, paläopedologischer, paläobotanischer, paläolimnologischer und prähistorischer Untersuchungen Aussagen zu den Klimavariationen und daran gekoppelten Änderungen der Paläo-Umweltbedingungen im Jungquartär in der zentralen Sahara zu präzisieren, neue Daten zu erheben und diese systematisch zu vergleichen (vgl. BAUMHAUER & SCHÜTT, 2009). Das Projekt gliederte sich in drei Teilprojekte, deren Untersuchungsschwerpunkte in einem engen inhaltlichen Zusammenhang standen:

1. Paläolimnologie
2. Paläopedologie
3. Fluviale Morphodynamik und Paläohydrologische Modellierung (die vorliegenden Arbeit ist in dieses Teilprojekt integriert)

Hauptaufgaben der drei Teilprojekte waren unter anderem:

- Die Untersuchung limnischer Sedimente. Hierzu wurde im Frühjahr 2005 in der Sebcha von Seguedine im Schichtstufenvorland von Emi Bao durch eine Kernbohrung (Kullenberg-Lot) eine Sedimentabfolge gewonnen, die in 15 m Tiefe das Anstehende erreichte. Ferner wurden 2005 und 2006 zahlreiche Boden- und Sedimentprofile aufgenommen und durchgehend beprobt. Zur Altersbestimmung der Sedimente wurden sowohl organische Proben ( $^{14}\text{C}$ ) als auch äolisch und fluvial abgelagerte Sande



(TL/OSL) entnommen. Die Ergebnisse sind unter anderem in BAUMHAUER ET AL. (2009) und BRAUNECK (2010) veröffentlicht.

- Die Untersuchung von (Paläo-)Böden im Hinblick auf ihre stratigraphischen (u.a. mittels OSL-Datierung) und paläoklimatischen Aussagen entlang einer SW-NE- Traverse von Niamey im Süden durch die Ténéré in das nordöstlich angrenzende Tchigai-Bergland im NE Niger. Dabei wurden vor allem die fossilen Böden auf den verschiedenen Altdünengenerationen untersucht. Die Ergebnisse sind unter anderem in FELIX-HENNINGSEN ET AL. (2009) veröffentlicht.
- Die Untersuchungen zur Paläohydrologie bzw. den Prozessen der fluvialen Morphodynamik. Der Fokus lag hierbei auf der Aufnahme der Parameter der aktuellen hydraulischen Bedingungen sowie der vorzeitlichen Abflusssysteme. Auf Grund fehlender Abflüsse in den ausschließlich erratisch Wasser führenden Flüssen erfolgte eine detaillierte Aufnahme der Gerinnebettmorphologie (aktuell und Terrassenböden) zur Erfassung der hydraulischen Bedingungen. Zusätzlich wurden im aktuellen Gerinnebett zur Erfassung der Fließdynamik Riffle-Pools-Sequenzen und Geröllcluster eingemessen und die die Cluster aufbauenden Gerölle vermessen. Die Ergebnisse dieses Teilprojekts wurden unter anderem in KRAUSE & SCHÜTT (2009), SCHÜTT & KRAUSE (2009) und SCHÜTT ET AL. (2010) veröffentlicht.

In den Jahren 2005 und 2006 wurden jeweils im Frühjahr mehrmonatige Expeditionen in den nigrischen Teil der Zentralen Sahara durchgeführt. Zielgebiet beider Expeditionen war der nordöstliche Teil der Republik Niger, die Region Agadez, genauer das Departement Bilma.

## 1.2. Zielsetzung der Arbeit

Fluviale Landschaftsformen gehören zu den zentralen geomorphologischen Elementen in ariden und hyperariden Gebieten. Geomorphologische Publikationen über Wüstenregionen werden hingegen von Analysen äolischer Prozesse dominiert. Studien über die fluviale Geomorphologie und deren Dynamik in ariden Gebieten sind selten und konzentrieren sich vor allem auf die leicht zugänglichen Wüsten wie z.B. der amerikanischen Basin-and-Range Provinz (u.a. ABRAHAMS ET AL., 1998, MONTGOMERY & GRAN, 2001). Nur wenige Studien befassen sich mit der Flusssdynamik in ariden Regionen, wie zum Beispiel Veröffentlichungen zur Negev-Wüste und der israelischen Toten Meer Region (u.a. GREENBAUM ET AL., 2000; ENZEL ET AL., 2003; KUHN ET AL., 2004). Unter den Publikationen geomorphologischer Forschungsergebnisse in der Sahara gibt es kaum Studien zu fluvialen Landschaftsformen. Die wenigen Ausnahmen konzentrieren sich auf die Entwicklung kleinskaliger Landschaftsformen vor allem in Bereichen der Schichtstufen (z.B. BAUMHAUER & HAGEDORN, 1990, BAUMHAUER, 1991).

Doch Wasser ist einer der wichtigsten umweltverändernden Faktoren in ariden Gebieten und fluviale Prozesse sind die dominierenden Landschaftsbildner in Wüsten. Auf Grund fehlender Weiternutzung haben fluviale Formen eine lange Erhaltungsdauer bzw. werden nur schwach überprägt. Die fluvialen Formen lassen aber auch Rückschlüsse zu Abflussprozessen zur Zeit ihrer Bildung/Formung zu. In der vorliegenden Arbeit dienen diese fluvialen Formen als Proxydaten zur Abschätzung der subrezentenen und holozänen

Abflussdynamik. Als Fallstudie dient ein Tal im Bereich des Plateaus de Mangueni in der aktuell hyperariden südlichen Zentralen Sahara. Systematisch werden fluviale Landschaftsformen, Gerinne- und Geröllgeometrie analysiert. Aus diesen Informationen werden Strömungsgeschwindigkeiten und daraus abgeleitete Abflussspitzen berechnet. Auf Grund des ephemeren Charakters der Gerinne mit erratischen Niederschlägen ist eine Validierung nur schwer möglich.

In den Publikationen zur Paläoumwelt der Zentralen Sahara (vgl. hierzu Kapitel 2) oder vergleichbarer Räume können Niederschlagsmengen nur indirekt abgeleitet werden, z.B. aus der Zusammensetzung der Paläovegetation. Numerische Klimamodelle lassen zeitlich hoch aufgelöste Informationen über die verschiedenen Paläoklimazustände zu. Diese variieren je nach verwendetem Szenario und räumlicher Auflösung. Über statistisches Downscaling sind höhere Auflösungen lokal umsetzbar, jedoch bleibt die Berechnungsgrundlage ein Modell, welches auf globalen atmosphärischen Zirkulationsprinzipien basiert.

Die übergeordneten Fragestellungen dieser Arbeit sind daher:

- Kann basierend auf gemessenen fluvialen Formen der Niederschlag, der zur Entstehung dieser Formen geführt hat, rekonstruiert werden?
- Welche zusätzlichen Aussagen sind auf Basis der Niederschlags-Abfluss Modellierung möglich?

Um diese Fragen zu beantworten, werden in der vorliegenden Arbeit verschiedene Zwischenschritte behandelt. Dazu gehört die Aufnahme der veröffentlichten Paläoumweltstudien in einem raum-zeitlichen Kontext (Kapitel 2), eine Analyse aktueller Klimaparameter zur Beschreibung des Ist-Zustandes (Kapitel 5), die geomorphologische und gerinnegeometrische Aufnahme vor Ort und deren Ableitungen (Kapitel 6) sowie die hydrologische Niederschlags-Abfluss-Modellierung (Kapitel 7).

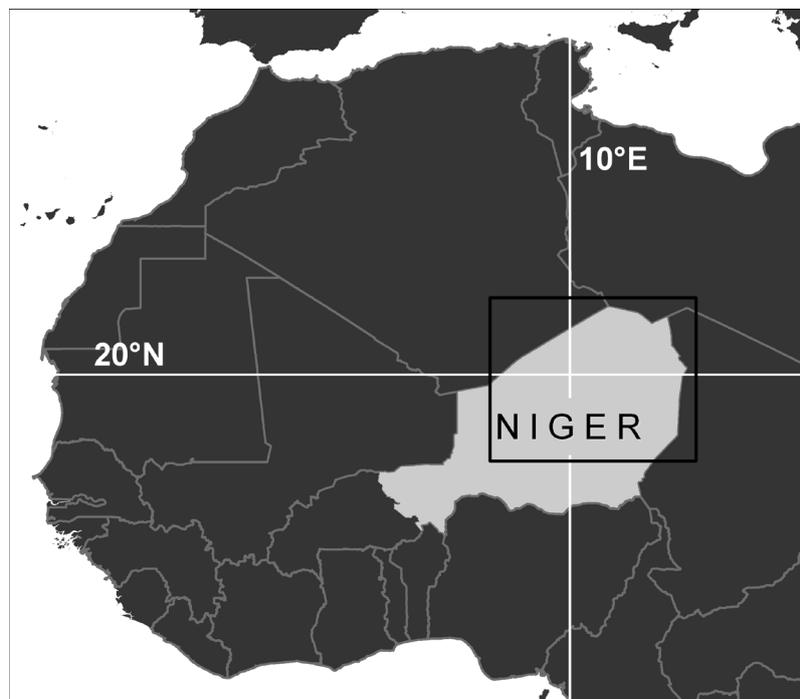
### 1.3. Lage des Großraumes und des Untersuchungsgebietes

Die durchgeführten Arbeiten beziehen sich im Wesentlichen auf zwei verschiedene Maßstabsebenen. Zur besseren Verständlichkeit wird bei der großräumigeren Betrachtungsebene im Weiteren vom Großraum gesprochen und bei der kleineren Betrachtungsebene vom Untersuchungsgebiet.

#### 1.3.1. Lage des Großraumes der südlichen Zentralen Sahara

Die südliche Zentrale Sahara (Abb. 1.1) liegt zwischen  $17^{\circ}$  und  $24^{\circ}$  N und  $8^{\circ}$  und  $16^{\circ}$  E. Das Gebiet liegt im hyperariden Kernraum der Sahara, einem Gebiet, welches kaum durch die maritim geprägten atlantischen Luftmassen (Westwinde) oder die ostafrikanischen Monsune (Sudan / Äthiopien) beeinflusst wird. Hydrologisch gehört es zum nördlichen Teil des Tschad Beckens und ist somit ein typischer Bestandteil der Becken- und Schwellenlandschaft der Zentralen Sahara. Im Westen und Osten wird der Großraum von den Bergregionen des Air und des Tibesti umrahmt. Im Norden bildet die südliche Randzone des Murzuk Becken die Grenze zur nördlichen Zentralen Sahara. Den südlichen Rand bildet die Sahara-Sahel Grenze (Sahel, arab.: Küstenlinie). Diese Grenze ist durch den Übergang von immobilen, fossilen Dünen zu aktiven Dünen gekennzeichnet (Abb. 4.1). (BAUMHAUER ET AL., 2009)

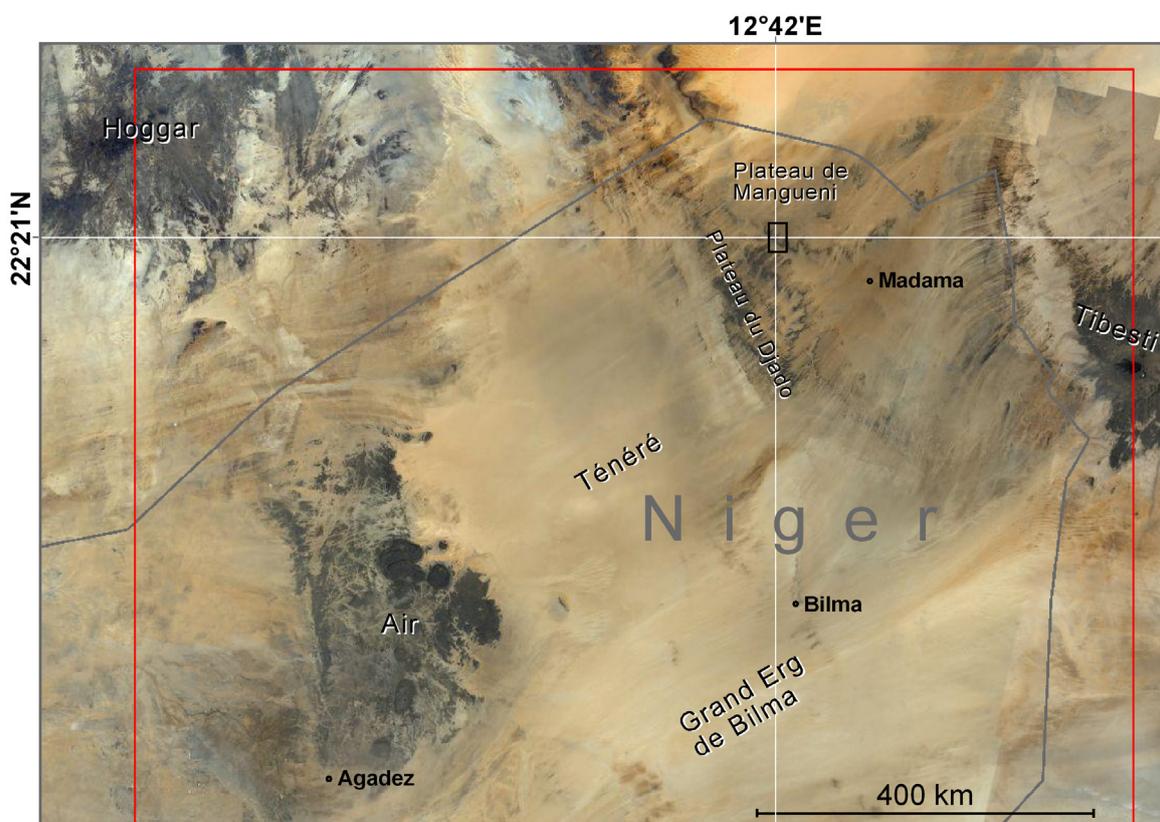
Der untersuchte Großraum gliedert sich hauptsächlich in drei Naturräume (vgl. Kapitel 4.1): die weiten Sandflächen (Sandtennen), die Plateaulandschaften und die beiden Gebirgsstöcke des Air Gebirges und des Tibestigebirges. Die durchschnittlichen Höhen der Region liegen zwischen ca. 400 bis 500 m über NN, wobei die Stufenländer und vor allem die Gebirgsstöcke zum Teil deutlich über die Vorländer hinausragen.



**Abbildung 1.1.** Lage des Großraumes der südlichen Zentralen Sahara im westafrikanischen Kontext. Die Republik Niger ist hervorgehoben.

### 1.3.2. Das Untersuchungsgebiet „Seeterrassental“

Das Untersuchungsgebiet „Seeterrassental“ ist ein kleines Einzugsgebiet mit einer Fläche von 35 km<sup>2</sup>. Es liegt im der südlichen Zentralen Sahara (ca. 22°21' N, 12°42' E, Abb. 1.2), im nordöstlichsten Teil der Republik Niger nahe dem Militärposten von Madama. Das im Weiteren als „Seeterrassental“ bezeichnete Einzugsgebiet ist ein Tributär des Acheloumatal (Enneri Achelouma). Den Namen erhielt das Tal auf Grund der angeschnittenen Stillwassersedimente. Namensgeber ist GRUNERT (1983), der dieses Gebiet im Rahmen einer Expedition im Jahre 1977 erstmalig bereist hat. Das Seeterrassental ist in die Stufenfront des Plateau de Mangueni eingeschnitten. Das obsequente Tal verjüngt sich vom Unter- zum Oberlauf von 1,5 km auf 300 m Breite. Es erstreckt sich über eine Länge von ca. 15 km in N-S-Richtung vom Talschluss bis zu seiner Mündung; der Höhenunterschied beträgt ca. 150 m. Eine detaillierte geomorphologische Beschreibung erfolgt in Kapitel 6.1.2.



**Abbildung 1.2.** Lage des Untersuchungsgebietes „Seeterrassental“ [schwarzes Viereck] im Großraum der südlichen Zentralen Sahara [rote Begrenzung]. In der Karte verortet sind die Landesgrenze der Republik Niger [grau] sowie die wichtigsten Ortschaften und Großräume. (Quelle Kartenhintergrund: GoogleMaps)

## 2. Stand der Forschung

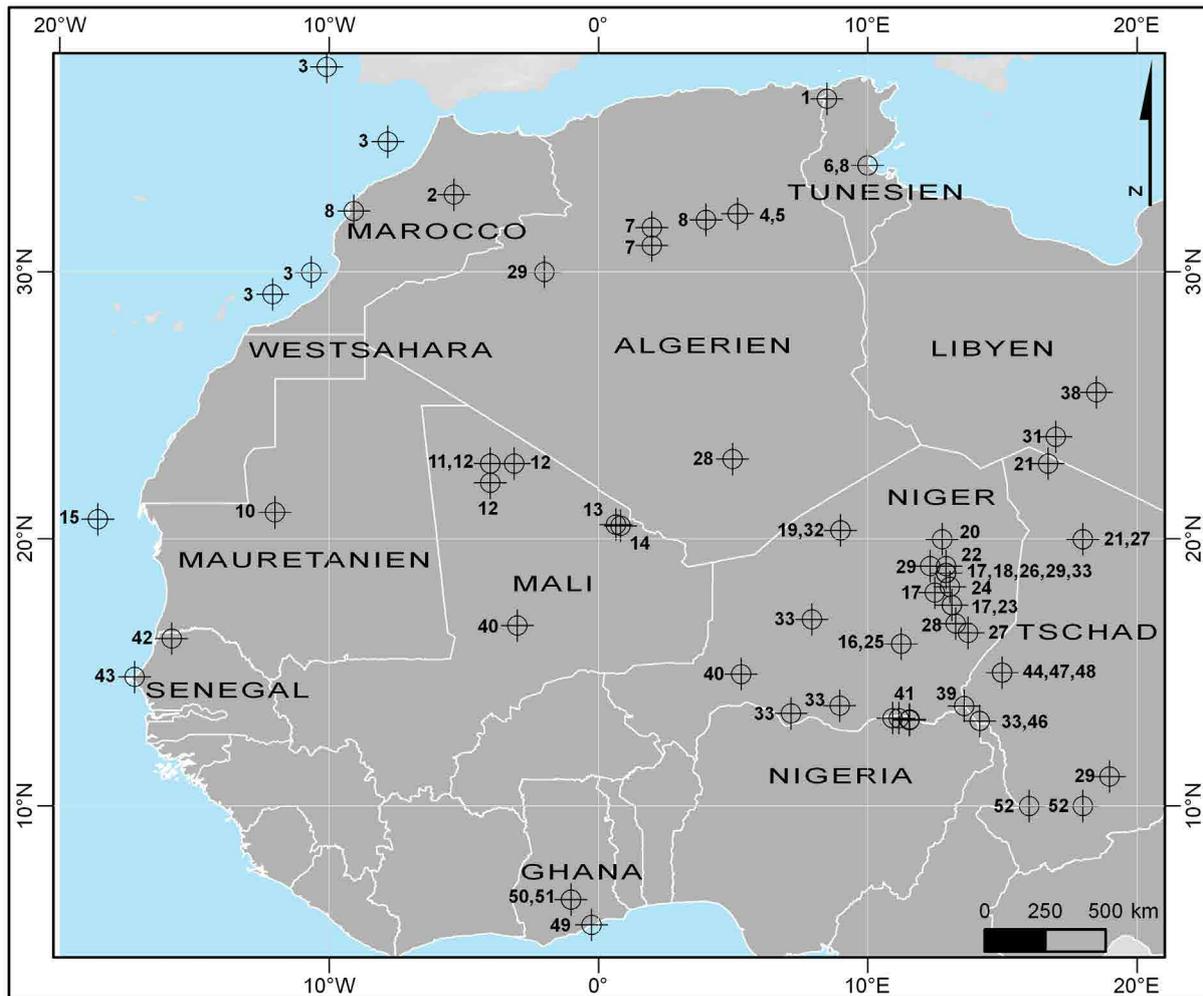
### 2.1. Paläoumweltveränderung in der westlichen und Zentralen Sahara

#### 2.1.1. Paläoumweltrekonstruktion

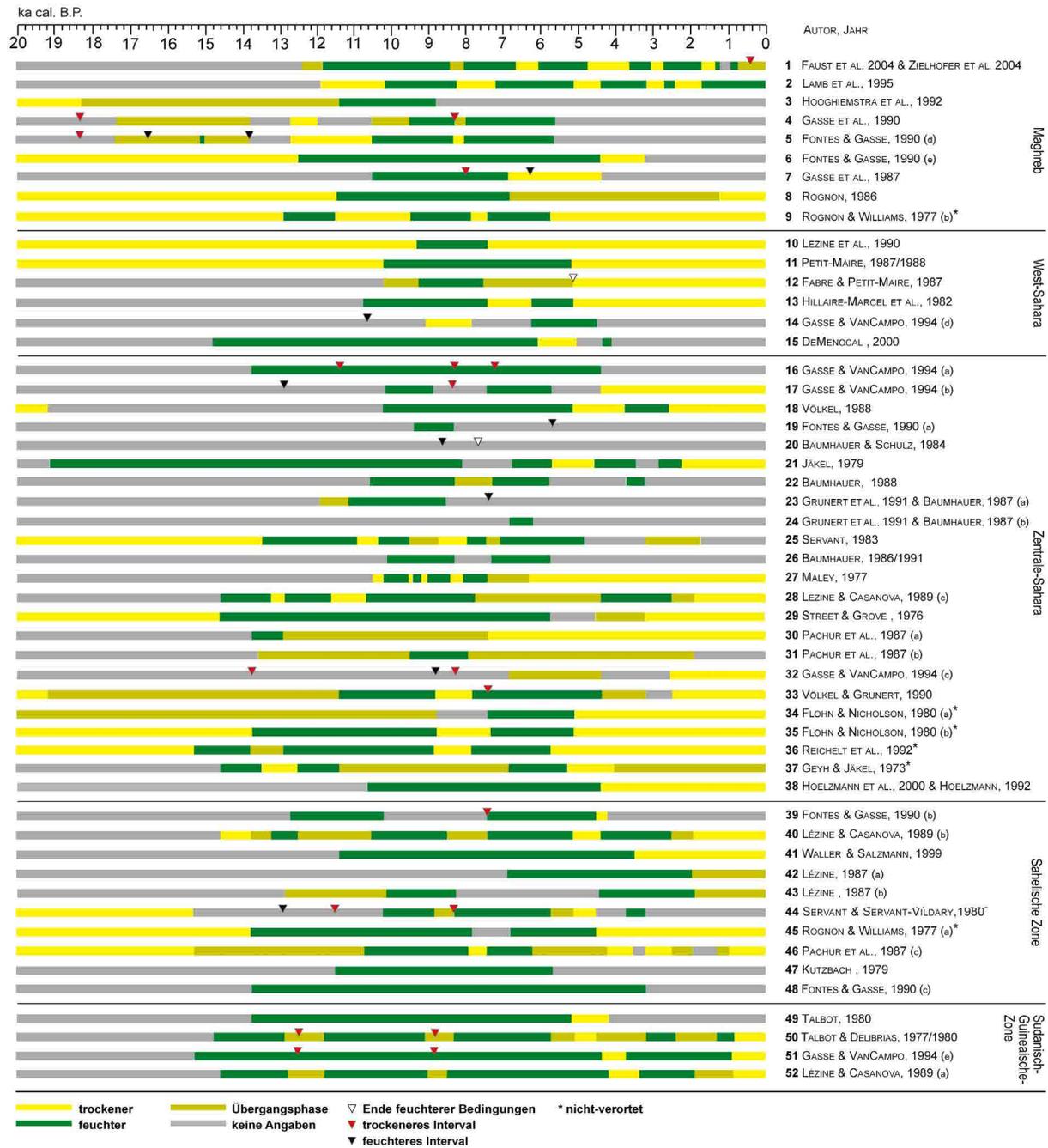
Rekonstruktionen der Paläoumwelt verfolgen das Ziel, die Umwelt- und Klimabedingungen der Vergangenheit zu verstehen. Die Grundannahme dabei ist, dass die gegenwärtigen ökologischen Prozesse auch zu früheren Zeiten stattfanden (ROBERTS, 1989). Als Datengrundlage der Paläoumweltrekonstruktionen dienen indirekt gewonnene Proxydaten, denn direkte Messdaten, also instrumentell gewonnene Klimadaten, sind lediglich für die letzten ~150 Jahre und nur an wenigen Messpunkten weltweit erhältlich. Um natürliche Schwankungen im Klima aufzuzeigen reicht dieser Zeitraum nicht aus. Proxydaten als indirekt gewonnene Daten sind Indikatoren für Klima- und Umweltveränderungen und ermöglichen die Rekonstruktion der Paläoumwelt oder des Paläoklimas. Die Verwendung von Proxydaten beruht auf der Annahme, dass das natürliche Ökosystem vom Klima beeinflusst wird (BRADLEY, 1999; HULME, 1993; SCHÖNWIESE, 1994; STREET-PERROTT & ROBERTS, 1993).

Ein globales Klimaverhalten ist nicht ohne Weiteres nachweisbar, da die Informationen aus den Proxydaten immer regional begrenzt sind (HULME, 1993) und das gewonnene Klimasignal von der zeitlichen Auflösung des entsprechenden Umweltarchivs abhängig ist. Quellen der Proxydaten sind zumeist glaziologische (Eiskerne), sedimentologische (marine, terrestrische Proben), biologische (Flora, Fauna) und historische Datensätze. Dabei können Informationen über Temperaturen, Niederschlagsraten, Bioproduktivität und Vegetationszusammensetzung, Meeresspiegelstand sowie solare Aktivität abgeleitet werden (BRADLEY, 1999). Nicht immer ist eine ununterbrochene Aufnahme der Paläoumweltbedingungen möglich, da Proxydaten zum Teil Hiatus (Lücken) beinhalten. Ein Signal zunehmender Trockenheit ist nur schwer nachzuweisen, da die signifikanten Klimasignale durch natürliche Prozesse (z.B. Deflation) oder durch anthropogene Aktivitäten beeinflusst oder ganz fehlen können (PACHUR & HOELZMANN, 2000).

Bezogen auf das Untersuchungsgebiet der Zentralen Sahara und ihrer Randgebiete liegen vor allem in Mali, dem Niger und dem Tschad Paläoumweltinformationen aus zahlreichen Forschungsprojekten vor. Beispielhaft zu nennen sind die Arbeiten zur Taoudenni Depression in Mali (u.a. FABRE & PETIT-MAIRE, 1987); zum Kaouar mit der Sebka von Seguedine im Niger (u.a. BAUMHAUER, 1991; BRAUNECK, 2010) oder zum Bardagué Tal nahe der Forschungsstation Bardai (Freie Universität Berlin) im Tschad (JÄCKEL, 1979). Die im Süden angrenzenden Regionen des südlichen Sahel sind weniger gut erforscht. Im mediterranen Maghreb haben Paläoumweltstudien eine lange Tradition, demzufolge sind hier Publikationen zur lokalen Klimageschichte zahlreich vorhanden. Beispiele sind die Arbeiten zum Medjeratal in Nord Tunesien (u.a. ZIELHOFER ET AL., 2004), zum Chott Fejej in Südtunesien (u.a. FONTES & GASSE, 1990) sowie die Arbeiten von LAMB ET AL. (1995) im Mittleren Atlas, Marokko. Der regionale Fokus dieser Arbeit liegt auf der Region der Zentralen Sahara. Im folgenden Überblick sind die Ergebnisse einer Literaturanalyse einzelner Paläoumweltstudien zusammengestellt. Abbildung 2.1 zeigt die Lage der untersuchten Regionen, Abbildung 2.2 zeigt die in der Literatur angegebenen Paläoumweltbedingungen gegliedert in Regionen und in drei hygrische Kategorien: trocken (gelb), feucht (grün), Übergangsphase (grüngelb), keine Daten (grau).



**Abbildung 2.1.** Verortung der Untersuchungsgebiete der in der Literaturanalyse verwendeten Paläoumweltstudien. Die Nummerierung gibt die Autoren an, wie sie in Abb. 2.2 aufgeführt sind. (nach SCHÜTT & KRAUSE, 2009)



**Abbildung 2.2.** Paläoumweltbedingungen für die letzten 20 ka für ausgewählte Untersuchungsgebiete in Nordafrika auf der Basis publizierter Proxydaten (Verortung in Abb. 2.1). Die Abbildung zeigt die Paläoumweltbedingungen abgegrenzt nach regionalen Studien [1-52] und den ausgewählten Großräumen. Die Proxydaten sind in drei hygrische Kategorien eingeteilt: trocken (gelb), feucht (grün), Übergangsphase (grünelb) sowie keine Daten (grau). Zusätzlich werden trockenere (rot) und feuchte (schwarz) Intervalle mit Dreiecken ausgewiesen. Weiße Dreiecke beschreiben das Ende von feuchten Verhältnissen. Publikationen ohne Verortung sind mit \* gekennzeichnet. Mit (a)-(e) sind verschiedene Untersuchungsgebiete in einer Publikation gekennzeichnet. Die zeitlichen Grenzen für Feucht- und Trockenphasen basieren auf dem Median der Kalibrierung bzw. wurden aus den Publikationen übernommen. (nach SCHÜTT & KRAUSE, 2009)

## 2.1.2. Paläoklimatischer Überblick für die Zentrale Sahara und ihre Randgebiete

### *Das Hochglazial*

Kaltes und trockenes Klima bestimmt das Ende des Spätpleistozäns, von 22 bis 12 ka cal. B.P. (vgl. Kap. 3.7). Dieser Zeitraum stimmt im Wesentlichen mit der in den hohen Breiten stattfindenden späten Weichselvereisung (Ende Hoch- und gesamtes Spätglazial) überein (EDGELL, 2006). Wind- und Luftdruckgürtel wurden komprimiert (PETIT-MAIRE, 1993; ROGNON & WILLIAMS, 1977) und die ITCZ im Spätpleistozän stärker nach Süden verlagert (HÖTZL ET AL., 1984; YAN & PETIT MAIRE, 1994). Die Intensität der Passatwinde lag um ca. 40% höher als im Vergleich zu heutigen Bedingungen. In Nordafrika verlagerte sich die 100 - 150 mm Isohyete nach Süden. Sie lag bei 13 - 14° N, im Gegensatz zu 17° N heute. Der Jahresniederschlag über dem tropischen Teil Nordafrikas betrug nur einen Bruchteil der heutigen Werte, Dünen und Wüsten- bzw. Halbwüstenvegetation dehnten sich nach Süden aus (Abb. 2.3), bis auf 10 - 12° N (PETIT-MAIRE, 1993). Der Südrand der Sahara lag 400 bis 600 km weiter südlich (WILLIAMS ET AL., 1993). Während des Letzten Glazialen Maximums (LGM), um 20 bis 18 ka cal. B.P., konnten für Regionen in Nordafrika, inklusive der Sahara und ihren nördlichen und südlichen Randgebieten, aride Bedingungen nachgewiesen werden (vgl. ROGNON & WILLIAMS, 1977; LEZINE ET AL., 1990; REICHELT ET AL., 1992). Nur FLOHN & NICHOLSON (1980) geben feuchte oder Übergangsbedingungen für den nördlichen Rand der Wüste an. Während der vorwiegend trockenen Periode in der Sahara und dem subsaharischen Afrika wurde die erste Dünengeneration abgelagert (VÖLKELE & GRUNERT, 1990), am bekanntesten ist hier die Entwicklung der longitudinalen Ogolien-Dünen in der heutigen sahelischen und sudanischen Zone (MICHEL, 1973; ELOUARD, 1962). Die Dauer dieser ariden Klimaphase variiert je nach Verortung und Autor, jedoch zeigt sich ein Trend, dass ab 16 ka cal. B.P. die Feuchtigkeitsverhältnisse allmählich zunahm (VGL. VÖLKELE & GRUNERT, 1990; REICHELT ET AL., 1992).



**Abbildung 2.3.** Ausdehnung der afrikanischen und arabischen Wüsten während des Letzten Glazialen Maximums und der heutigen Situation. Horizontale Linien = heutige aktive Dünen; vertikale Linien = Grenze der aktiven Dünen um 18 ka B.P. (GLENNIE & SHINGVI, 2002).

### *Das ausgehende Pleistozän – der Umschwung ins feuchte Frühholozän*

Alle ausgewählten Paläoumweltstudien der zentralen Sahara bestätigen, dass die aride Phase des letzten Hochglazials von einer Feuchtphase abgelöst wurde, die schon im Spätpleistozän einsetzte: FLOHN & NICHOLSON (1980) gehen von einer Phase mit Klimaschwankungen zwischen 14 und 10 ka cal. B.P. mit semiaridem Klima in der

Nordsahara (FLOHN & NICHOLSON, 1980) und einem feuchten Klima in der südlichen Sahara aus (FLOHN & NICHOLSON, 1980). Basierend auf Untersuchungen im Zoumri-Bardagué-Arayé Flusssystem des Tibestigebirges erstellte JÄKEL (1979) eine Klimakurve von 19 ka cal. B.P. bis heute. Er nimmt an, dass diese Region von 19 bis 8,9 ka cal. B.P. von feuchten Bedingungen beherrscht wurde, mit einem Feuchtemaximum von 10,7 bis 9,5 ka cal. B.P., ausgelöst durch die Überlappung zweier regenbringender Luftmassen - dem Sommermonsun aus Süden und den winterlichen Westwinden aus Norden.

In der das Termitmassivs umgebenden Tieflandregion dokumentieren GASSE & VAN CAMPO (1994), auf der Basis von Paläoseesedimenten, den Beginn der Feuchtphase erst um 13,8 ka cal. B.P. Diese Aussagen werden von SERVANT (1973 & 1983) für dieselbe Region bestätigt. Er bestimmt den Klimaumschwung von extremer Aridität (Kanemien/Ogolien) zu moderaten feuchteren Klima ((Nigero-)Tchadien I) auf 15,3 ka cal. B.P. GASSE ET AL. (1990) definieren den ersten Übergang von trocken zu feucht (AHT = *arid to humid transition*) für den Raum Nordalgerien für 17,5 bis 13,8 ka cal. B.P. LÉZINE & CASANOVA (1989) dokumentieren diesen Wandel für die sahelische Zone für 14,7 ka cal. B.P. Abbildung 2.2 zeigt diesen Beginn des ersten Umschwungs von trocken zu feucht von der sudanischen Zone (GASSE & VAN CAMPO, 1994) bis in die westliche Sahara (PETIT-MAIRE, 1988; HILLAIRE-MARCEL ET AL., 1983).

Letztendlich war nach 13,8 ka cal. B.P., während der Zeit des Nigéro-Tschadien I, die Paläoumwelt Nordafrikas von feuchten Bedingungen beherrscht, bis 11,5 bis 8,9 ka cal. B.P. (Tschadien) erreichte die regionale Wasserbilanz ihr Optimum. Dies entspricht der frühholozänen Feuchtphase (VÖLKEL & GRUNERT, 1990; FLOHN & NICHOLSON, 1980; SERVANT & SERVANT-VILDARY, 1980). Der Sahel breitete sich bis auf 23° N aus. Heute liegt er bei rund 18° N (CLAUSSEN ET AL., 2002). In der Literatur wird hier auch der Begriff der African Humid Period (AHP) verwendet, die um 11,5 ka cal. B.P. (RENSEN ET AL., 2006) bzw. um 14,8 ka cal. B.P. (DEMENOCA ET AL., 2000) einsetzte. Während dieser Zeitperiode wurden die westliche Sahara und der Sahel von relativ hohen Sommertemperaturen und gesteigerten Niederschlägen bestimmt. RENSEN ET AL. (2006) modelliert für die Zeit von 9 bis 7,5 ka cal. B.P. eine Niederschlagsmenge von 290 mm/a. Ursache hierfür ist der starke thermale Land-Ozean-Kontrast, der den Transport feuchter Luftmassen aufs Festland begünstigt. Die Folge ist eine Vegetationsbedeckung von durchschnittlich 70%. Im Gegensatz dazu wird der jährliche Niederschlag für die Station Dibella (Ostniger) auf 300-400 mm/a geschätzt (GRUNERT ET AL., 1991). Sogar in der heute hyperariden Wüstenregion zwischen der Kufraoase und dem Tibesti sollen dauerhaft Flüsse geflossen sein, die eine Niederschlagsmenge von 250-400 mm/a implizieren (FLOHN & NICHOLSON, 1980). Die günstigen Feuchtigkeitsverhältnisse wurden verursacht durch die Intensivierung des afrikanischen Monsunsystems aufgrund der Änderung der Orbitalparameter (DEMENOCA ET AL., 2000).

Um 10,6 ka cal. B.P. erreichte die Monsunintensität und die Wasserstände in der Sahara ihre Höchststände (BAUMHAUER, 1986 & 1991; GASSE ET AL., 1990, FLOHN & NICHOLSON, 1980). In den Becken mit hydrologischer Isolation innerhalb der hyperariden Kernbereiche der Sahara mit heute weniger als 20 mm Jahresniederschlag befanden sich nach PETIT-MAIRE, 1993 und PACHUR & ALTMANN, 2006 von 10 bis 9 ka cal. B.P. saisonale Seen oder Sümpfe, von 8,5 bis 6,5 ka cal. B.P. herrschte ein klimatisches Optimum mit permanenten Frischwasserseen. Die Paläoniederschläge werden von PETIT-MAIRE (1993) auf das 50ig-

fache der heutigen Werte geschätzt. Die Sahara-Sahel Grenze lag bei 22 - 23° N, also 500 km weiter nördlich als heute (17° N) und 1000 km weiter nördlich als im letzten Hochglazial (13° N). Mit der Nordverlagerung ging eine Verlagerung der sahelischen Vegetation einher, große Säugetiere breiteten sich bis auf 22° N aus (PETIT-MAIRE, 1993). Das Einsetzen der holozänen Feuchtphase korreliert zeitlich mit dem Ende der glazialen Bedingungen in Europa und dem Nordatlantik sowie mit einer hohen Konzentration des globalen Methangehaltes in der Atmosphäre. Die Solarstrahlung im Juli war um 11 bis 10 ka cal. B.P. im Vergleich zu heute um 8% verstärkt. Die Folge waren bis zu 40% mehr Niederschläge in Nordafrika im Vergleich zu heutigen Bedingungen (DEMENOCA ET AL., 2000; KUTZBACH & GUETTER, 1986; PRELL & KUTZBACH, 1987). Unterbrochen wurde der allmähliche Übergang ins feuchte Holozän von einer kalten und trockenen Periode in Afrika entsprechend dem Ereignis der Jüngerer Dryas (12,5 bis 11,5 ka cal. B.P.) (GASSE & VAN CAMPO, 1994). Dieses Schmelzwasserereignis in Nordamerika führte zum Erliegen des nordatlantischen Tiefenwassers (RAHMSTORF, 2002; STREET-PERROTT & ROBERTS, 1993). Die thermohaline Zirkulation wurde verlangsamt, so dass es zu einer großräumigen Abkühlung kam (LAMBECK ET AL., 2002).

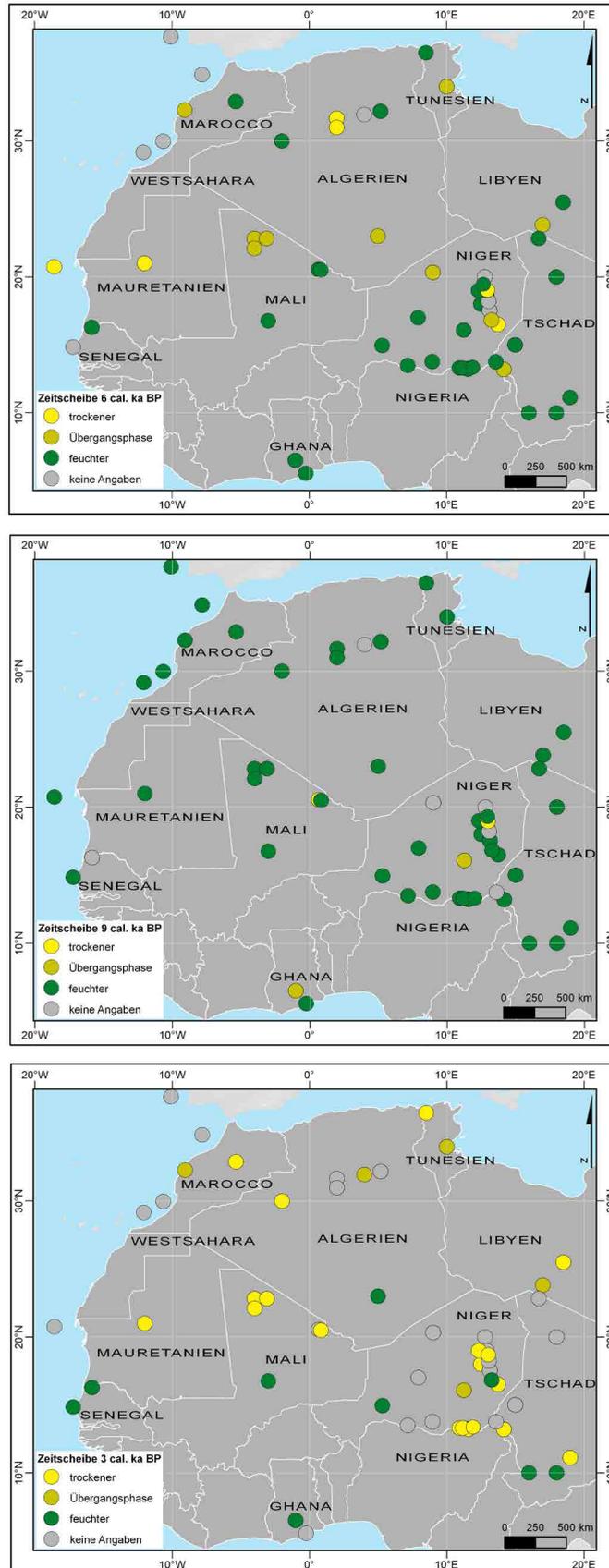
#### *Das Mittel- bis Spätholozän*

Die Entwicklung hin zum heutigen hyperariden Klima vollzieht sich im gesamten Holozän, wobei BAUMHAUER ET AL. (2004) ab dem Mittelholozän einen Übergang von Frischwasserbedingungen zur ariden Sebkhia feststellt. Abhängig von der räumlichen Lage der Untersuchungsgebiete variierte die frühholozäne Feuchtphase in ihrer Ausprägung wie auch bezüglich des Zeitpunkts des Beginns und des Übergangs in die Aridität. GASSE (1990) dokumentiert zwei weitere Klimawandel von arid zu feucht, einen von 10,5 bis 9,4 ka cal. B.P. und einen von 8,3 bis 8 ka cal. B.P. THOMAS ET AL., (2007) belegt in der zweiten Phase jedoch das sogenannte *8,2 ka-Event*, eine abrupte Abkühlungsphase um 8,2 ka B.P., welche zu einem trockenen Intervall im gesamten nordafrikanischen Raum führt (MARQUARDT ET AL., *in Vorbereitung*). Die instabile Klimaphase dauerte bis 6 ka cal. B.P. an (DAMNATI, 2000). In dieser Zeit sank der jährliche Niederschlag auf  $210 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  und die Vegetationsbedeckung auf 50 % ab. Begleitet wurde diese Entwicklung durch eine steigende Variabilität des Klimas (RENSSEN ET AL., 2006). Ab dieser Zeit verstärkte sich die Aridisierung und die neolithische Bevölkerung begann an die Ränder der sich entwickelnden Sahara zu wandern, sie folgte der Sahelzone oder bevorzugten Oasenregionen wie dem Niltal oder höherliegenden Bergregionen wie Tibesti, Air oder Hoggar (REICHELT ET AL., 1992; FLOHN & NICHOLSON, 1980). Die zu dieser Zeit abgelagerte zweite Dünengeneration der Sahara impliziert aride Klimabedingungen (Nouakchottien nach MICHEL, 1973; VÖLKELE & GRUNERT, 1990). Ab 5,7 ka cal. B.P. breitete sich die Sahara und ihre Randgebiete schätzungsweise 450 km weiter nach Süden und weniger weit nach Norden aus (REICHELT ET AL., 1992). Allerdings wird in der Literatur dokumentiert, dass die holozäne Aridisierung von Feuchtphasen unterbrochen wurde. Um 7,4 ka cal. B.P. begann die zweite, die mittlere holozäne Feuchtphase, die die gesamte Sahara-Sahelregion erfasste und bis 5,7 ka cal. B.P. anhielt (FLOHN & NICHOLSON, 1980; GEYH & JÄKEL, 1973; SERVANT & SERVANT-VILDARY, 1980; GASSE & VAN CAMPO, 1994). KLIMM (1985) dokumentiert eine weitere Feuchtphase zwischen 4,5 bis 2,5 ka cal. B.P., wohingegen PETIT-MAIRE (1987 & 1988) das Ende der Frischwasserseen schon um 5,2 ka cal. B.P. ansetzt. Es wird angenommen, dass sich um 2,5 ka cal. B.P. das Klima änderte und

in die heutigen Klimabedingungen übergang. In diese Zeit wurde die dritte, die rezente Dünengeneration datiert (VÖLKELE & GRUNERT, 1990). Zwischen 3 und 0 ka cal. B.P. erreichte der Sahel seine heutige Position (PETIT-MAIRE, 1993).

### 2.1.3. Paläoumweltbedingungen im raum-zeitlichen Vergleich

Der interregionale Überblick über die Paläoumwelt des Untersuchungsgebietes verdeutlicht Trends in der Entwicklung des Klimas (Abb. 2.4). Erkennbar wird aber auch, dass es zwischen benachbarten Untersuchungsgebieten, die heute von denselben Luft- und Winddruckgürteln beeinflusst werden, hinsichtlich der hygrischen Kategorien starke Abweichungen geben kann. Für das gesamte Untersuchungsgebiet können vergleichbare Entwicklungen dokumentiert werden: Im Spätpleistozän um 18 ka cal. B.P. zeigen die Untersuchungen im gesamten Raum, bis auf die Ausnahmen in der Tibestiregion, dass Anzeichen für trockene Indikatoren dominieren. Bereits um 12 ka cal. B.P. beginnt das Klima feuchter zu werden. Hier steigen die Indikatoren für Feuchtphasen anteilmäßig an, während die Anzahl der Trockenindikatoren und die fehlenden Daten zurückgehen. Im Frühholozän (10 ka cal. B.P.) zeigt ein Großteil des Untersuchungsgebiets das vermehrte Auftreten von Feuchtphasen, ebenso im Mittelholozän um 8,5 und 6,5 ka cal. B.P. Schon ab dem Mittelholozän setzt eine Aridisierung der Paläoumwelt ein. Diese zeichnet sich besonders im Spätholozän ab, hier dominieren die Trockenindikatoren deutlich. (u.a. BAUMHAUER ET AL., 2004; FLOHN & NICHOLSON, 1980a; HOELZMANN ET AL., 2000; HOELZMANN, 1992; DEMENOCAL ET AL., 2000)



**Abbildung 2.4.** Räumliche Verteilung der aus der Literaturanalyse (vgl. Abb. 2.1 & 2.2) abgeleiteten Paläoumweltbedingungen für die Zeitscheiben 3, 6, 9 ka cal. B.P. (nach SCHÜTT & KRAUSE, 2009)

### 2.1.4. Wirkungszusammenhänge zwischen globalen Klimasystemparametern und Paläoumweltbedingungen

#### *Das Afrikanische Monsunsystem*

Die das terrestrische Eisvolumen, die Ozeanoberflächentemperatur (SST) und den Meeresspiegel kontrollierenden astronomischen Orbitalparameter werden als Ursache für Klimaschwankungen verstanden (PETIT-MAIRE, 1993). Die Kombination der drei Orbitalparameter Obliquität, Präzession und Exzentrizität hat nach Untersuchungen von M. MILANKOVITCH (1941) Einfluss auf die Menge der Solarstrahlung, welche die Erde erreicht (STREET-PERROTT & ROBERTS, 1993). Einfache Klimamodelle haben gezeigt, dass die Veränderung der Verteilung der Solarstrahlung durch die Änderung der Orbitalparameter eine primäre Ursache für den Wechsel von Glazialen und Interglazialen sein kann (KUTZBACH & GUETTER, 1986). Das Auftreten hoher Seespiegel in Afrika von 10 bis 5 ka B.P. lässt eine Änderung der Orbitalparameter vermuten. Nach KUTZBACH (1981) nimmt heute die Solarstrahlung auf der Nordhalbkugel von Juni bis August zu und von Dezember bis Februar ab. Um 18 ka B.P. war die Solarstrahlung der heutigen ähnlich, von 15 bis 6 ka B.P. war der saisonale Zyklus der Solarstrahlung auf der Nordhemisphäre verstärkt. Dies liegt in der beinahe um 1° stärkeren Neigung der Erdachse (Präzession). Dadurch trat das Perihel im Gegensatz zu heutigen Bedingungen im Nordwinter auf (KUTZBACH & GUETTER, 1986). Ein stärkerer Sommermonsun konnte mithilfe eines globalen atmosphärischen Zirkulationsmodells (AGCM) für die Nordhemisphäre für den Zeitraum um 9 ka B.P. simuliert werden (KUTZBACH & GUETTER 1986, KUTZBACH, 1981). Zu dieser Zeit hatte die Verstärkung des Zyklus ihr Maximum erreicht, so dass die Insolation im Sommer im Vergleich zu heute um 8 % größer war. Als Folge davon heizten sich die Festlandsmassen stärker gegenüber den Ozeanen auf (KUTZBACH & GUETTER, 1986). Für den afrikanischen Raum bedeutet dies, dass der Südwestmonsun infolge des größeren thermalen Gradienten zwischen dem Tiefdruckgebiet über Tibet und dem Hochdruckgebiet über dem Indischen Ozean stärker war (OVERPECK ET AL., 1996). Modellrechnungen zufolge bedeutet eine um 8 % höhere Insolation in Nordafrika eine Zunahme der monsunalen Niederschläge um 40 %. Die höhere Insolation ging ebenfalls mit höheren Oberflächentemperaturen der Ozeane, der Abnahme der Albedo durch Zunahme der Feuchtigkeit und damit verbundener größerer Vegetationsdichte einher (DEMENOCA ET AL., 2000).

**Tabelle 2.1.** *Durchschnittswerte der Änderungen der hygrischen Bedingungen um 9 ka B.P. im Vergleich zu heute (nach KUTZBACH & GALLIMORE (1988) und ROBERTS (1989)).*

Klimaelement	Land Nordhemisphäre [%]
Evaporation	+ 2,1
Niederschlag	+ 12,0
P-E	+ 9,9

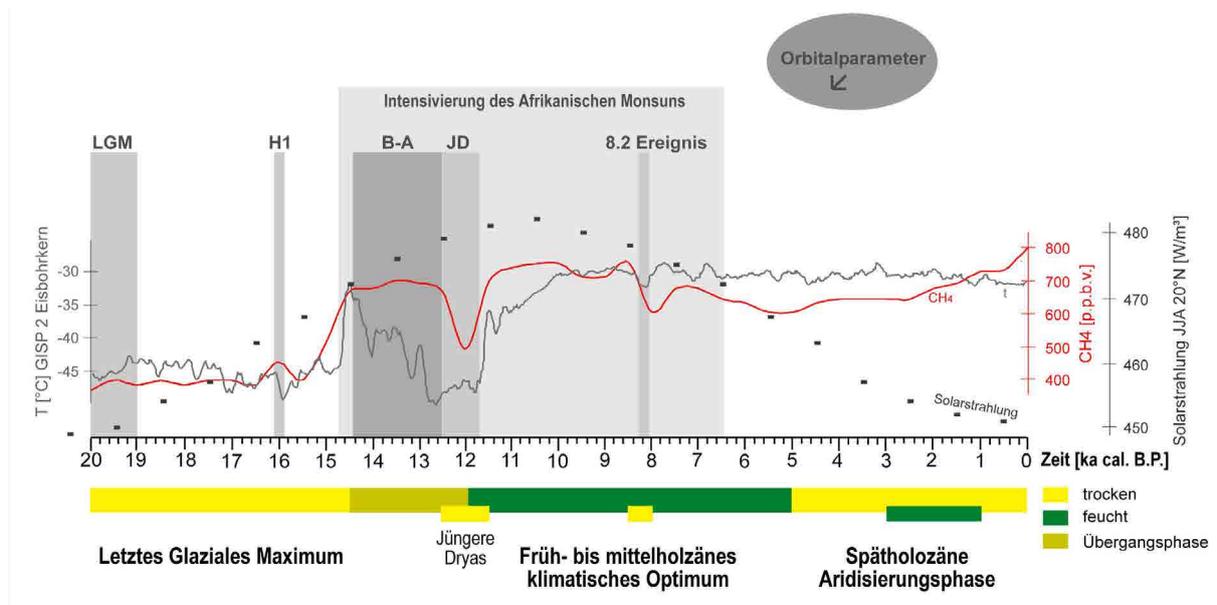
Neben dem Sommermonsun reagierte auch der Wintermonsun (Nordostpassate) auf die Insulationsänderungen (RUDDIMAN, 2001). Nach WEISCHET & ENDLICHER (2000) sind die Nordostpassate die direkte Fortsetzung des aus dem zentralasiatischen Kältehoch heraus strömenden Nordost-Monsuns. Analog zum Sommer war die Insolation im Winter um 8 %

geringer, die Festlandsmassen kühlten aus und die trockenen Passate wurden verstärkt (RUDDIMAN, 2001; KUTZBACH & GUETTER 1986). Diese Intensivierung des saisonalen Zyklus der Solarstrahlung führte insgesamt zur Verstärkung der Sommer- und Wintermonsune über der afrikanischen Landmasse, so dass Niederschläge, Evaporation und die Niederschlags-Evaporations-Verhältnisse (P-E) auf der Nordhemisphäre um 9 ka B.P. zunahm (Tab. 2.1) (KUTZBACH & GUETTER, 1986). Nach BERGER & LOUÏRE (1991) führte die Verstärkung der Insolation während des frühen Holozäns zur Nordwärtsverlagerung des Monsungürtels um 700 km (HOELZMANN ET AL., 2000). Feuchte Bedingungen wurden für das Untersuchungsgebiet für das Früh- und Mittelholozän festgestellt. Seit dem Mittel- bis Spätholozän, ab ungefähr 5 ka B.P., führt eine Abnahme der Insolation zu abnehmender Monsunintensität, dies zeigen Klimaarchive (OVERPECK ET AL., 1996).

### *Einfluss des Ostjets auf Feuchtigkeitsschwankungen*

Veränderungen des Ostjets, als Teil des Jetstreams, führen ebenfalls zu Änderungen der Niederschläge. Absinkbewegung der Luftmassen über den Wendekreiswüsten werden durch den Ostjet verstärkt (BUSCHE, 1998).

Im Bereich des Tibetischen Hochlandes und des Himalaja wurden im Pleistozän mehrmals Inlandeismassen aufgebaut, welche die Atmosphäre abkühlten. Dadurch wurde der Ostjet abgeschwächt oder verschwand vollkommen. Die Sahara erhielt nach BUSCHE (1998) und FLOHN & NICHOLSON (1980) mehr Feuchtigkeit als heute. BESLER (1981) kann einen positiven Zusammenhang zwischen schneereichen Wintern im Himalaya und Regenzeiten im Sahel, die durch das Ausbleiben der Querkirkulation des Ostjets zu erklären sind, nachweisen. Ein Schmelzen der Gletscher in Tibet führt zu einer Reduktion der Albedo und dies zu einer Verstärkung des dynamischen Hochs über Tibet. Dadurch steigt der thermale Druckgradient zwischen Indischem Ozean und Tibet und der Ostjet verstärkt sich, was eine Zunahme der Aridität der Sahara zur Folge hat (MENSCHING, 1970).



**Abbildung 2.5.** Wirkungs-Ursachenkomplex von Paläoklimaschwankungen und globalen Klimasystemparametern für das Untersuchungsgebiet für den betrachteten Zeitraum der letzten 20 ka. Die farbigen Balken geben die generalisierten Klimaphasen entsprechend der Zusammenfassung der Literaturanalyse (Abb. 2.2) wieder, gegliedert in die drei hygrischen Kategorien. Die grau unterlegten Kästchen stellen den Zeitraum globaler Klimaevents dar (LGM = Last Glacial Maximum; H1 = Heinrich Event 1; B-A = Bölling-Allerød; JD = Jüngere Dryas; 8.2 ka-Event). Die schwarze Linie gibt die globale Temperatur wieder, wie sie aus dem Grönland Eisbohrkern GISP 2 abgeleitet wurde (nach ALLEY, 2004). Die schwarzen Kästchen entsprechen der Solarstrahlung nach DEMENOCAL ET AL. (2000). Die rote Linie gibt die globale Methankonzentration (CH<sub>4</sub>) in der Atmosphäre nach BLUNIER ET AL. (1995) wieder. (verändert nach MARQUARDT, 2009; MARQUARDT ET AL., in Vorbereitung)

## 2.2. Hydrologische Modellierung

Zum Verständnis der Prozesse hydrologischer Systeme versucht man die Realität durch die Anwendung systemtheoretischer, mathematischer Modelle in idealisierendem Maße zu abstrahieren. Dabei ist das System eine abgegrenzte Gesamtheit von physikalischen Elementen, die im Falle des hydrologischen Systems die Eingabe und die Ausgabe von Wasser in einen Zeitbezug bringt (z.B. DYCK & PESCHKE, 1995; LUDWIG, 2000). Aufgrund der Komplexität der auflaufenden Prozesse und durch die Limitierung der Daten wird eine Abstraktion der Realität vorgenommen (BEVEN, 2001).

Die Aussagekraft der Ergebnisse hydrologischer Modellierung hängt in starkem Maße von der Güte der verwendeten Daten und von einer an die Fragestellung angepassten Repräsentation der beteiligten hydrologischen Prozesse ab. Die wichtigsten Kriterien der Auswahl eines geeigneten Modells sind (BRONSTERT ET AL., 2001):

- die Problemstellung der Modellanwendung
- die räumliche und zeitliche Skaleneinordnung
- der für die Fragestellung relevante Zeitraum
- die für die Problemstellung bedeutsamen hydrologischen Prozesse
- das zur Verfügung stehende Datenmaterial
- der zur Problemlösung angemessene Arbeitsaufwand

In Ermangelung eines universellen Modells kam es in den letzten Jahrzehnten zur Entwicklung unterschiedlicher Modelle und Modellkonzeptionen (BRONSTERT ET AL., 2001; LUDWIG, 2000). Diese verschiedenen Modelle können nach unterschiedlichen Ansätzen klassifiziert werden. Ein verbreiteter Ansatz ist die Unterteilung in drei Modellfamilien nach dem Grad ihrer Kausalität (DYCK & PESCHKE, 1995):

- (1) **Black-Box-Modelle** lassen die physikalischen Gesetze weitestgehend außer Acht und beschränken sich auf das Ursache-Wirkungsprinzip von Systemeingaben und -ausgaben. Systemoperationen werden durch empirische Erfahrungswerte ersetzt. Der bekannteste Vertreter ist das Unit-Hydrograph-Verfahren (SHERMAN, 1932) welches z.B. auch dem Abflussmodell des United States Soil Conservation Service (TR-55) (USSCS, 1986) zu Grunde liegt.
- (2) **Konzeptionelle Modelle** oder Grey-Box-Modelle beschreiben die physikalischen Gesetze durch vereinfachende empirische Näherungen. Die Parameter in dieser konzeptionellen Beschreibung der Abflussdynamik sind eng an die Modellstruktur gebunden und können nur zum Teil mit messbaren Werten verknüpft werden. Konzeptionelle Modelle arbeiten mit Speichern unterschiedlichen Füllungsbeziehungsweise Auslaufverhaltens, um lediglich die Dynamik der Reaktion eines Einzugsgebietes auf ein Niederschlagsereignis nachzubilden. Zu den Vertretern dieser Gruppe zählen das Stanford-IV (CRAWFORD & LINSLEY, 1966), das Einzugsgebietsmodell Egmo (BECKER, 1975), das hydrologische Modell HBV (BERGSTRÖM, 1976), das Flußgebietsmodell FGMOD (LUDWIG, 1979), die Wasserhaushaltsmodelle AKWA (GOLF & LÜCKNER, 1981) und AKWA-M (MÜNCH, 1993), das BROOK-Modell (FEDERER & LASH, 1982) sowie die Niederschlags-Abfluss-Modelle NASIM (OSTROWSKI, 1982) und PRMS (LEAVESLEY ET AL., 1983). Neben dem

ARNO-Modell (TODINI, 1996) und WaSiM-ETH der Version 1 nach dem Topmodell-Ansatz (SCHULLA, 1997) gehört auch HEC-HMS (HEC-HMS, 2000 & 2008) zu dieser Modellgruppe. (BRONSTERT ET AL., 2001; LUDWIG, 2000)

- (3) **Physikalisch basierte Modelle** oder White-Box-Modelle basieren auf den physikalischen Grundgesetzen und versuchen, die Systemoperationen durch eine weitestgehend physikalische Beschreibung der hydrologischen Prozesse zu erklären. Darüber hinaus können neben den Grundsätzen der Thermodynamik auch chemische und biologische Prozesse berücksichtigt werden. Hierbei ist eine Vielzahl an Messwerten erforderlich. Die große Anzahl an Eingangsdaten und die Komplexität physikalischer Modelle verhindern bislang eine umfassende operationelle Anwendung. Die Parameter besitzen eine überwiegend physikalische Bedeutung und können oft durch Messungen bereitgestellt werden. Über die physikalischen Parameter können unterschiedliche Gebietszustände definiert werden. Die Quantifizierung der Genauigkeitsgrenzen erfolgt über mathematische Beschreibungen. Der Begriff „physikalisch begründet“ wird auf Modelle angewandt, deren Gleichungen der Wasserbewegung im Einzugsgebiet aus den Grundgesetzen der Hydromechanik abgeleitet sind, wie zum Beispiel der Diffusionswellenansatz, das Darcy-Gesetz oder die Richards-Gleichung. Diese z.T. im Labor erstellten Gesetzmäßigkeiten besitzen in der Regel eine Skalendependenz, die bei der Modellanwendung häufig kaum Beachtung findet. Darüber hinaus werden physikalische Parameter kalibriert und damit der „physikalischen Bedeutung“ enthoben. Die wichtigsten Vertreter dieser Modellgruppen (auf einzelne Elemente des Wasserhaushaltes bezogen) sind die Infiltrationsmodelle nach PHILIP (1957) oder GREEN & AMPT (1911), das Interzeptionsmodell von RUTTER ET AL. (1975), das Hochwassermodell Watflood (KOUWEN & SOULIS, 1990) oder das Bodenwasserhaushaltsmodell Bowam (GURTZ, 1988). Als wesentliche Begründer der komplexen Einzugsgebietsmodelle sind das SHE (ABBOTT ET AL., 1986) und das IDHM (BEVEN ET AL., 1987) zu nennen. Weitere Vertreter sind das IIHR (JAIN ET AL., 1982), das OWLS (CHEN, 1996), das THALES (GRAYSON ET AL., 1995) und das WaSiM-ETH der Version 2 nach der Richards-Gleichung. (BRONSTERT ET AL., 2001; LUDWIG, 2000; SCHULLA, 1997)

Eine klare Trennung zwischen konzeptionellen Modellen und physikalischen Modellen verschwimmt immer mehr, da konzeptionelle Modelle physikalisch basierte Modellabläufe einbeziehen und physikalische Modelle aufgrund fehlender Eingangsdaten auf konzeptionelle Ansätze zurückgreifen (MARX, 2007). Daraus ergibt sich eine weitere Möglichkeit der Unterteilung verschiedenerer hydrologischer Modelle entsprechend ihrer räumlichen Diskretisierung:

- (1) Lumped Modelle geben räumlich heterogene Parameter durch Flächenmittelung wieder. Sie basieren auf der Annahme, dass Parameter einzugsgebietsweit einen homogenen Charakter besitzen (TODINI, 1988).
- (2) Flächendifferenzierte Modelle berücksichtigen die räumliche Heterogenität des Einzugsgebiets, indem die räumliche Verteilung der Gebietseigenschaften und Prozesse als Rasterflächen wiedergegeben werden.
- (3) Semidistributive Modelle unterteilen Einzugsgebiete in Teilgebiete mit gleichen hydrologischen Eigenschaften, sogenannte ‚response units‘ oder Hydrotope.

Darüber hinaus kann der modellierte Zeitraum als Unterteilungskriterium herangezogen werden. Hierbei unterscheidet man zwischen eventbasierten und kontinuierlichen Modellen. Dabei können einige hydrologische Modelle in unterschiedlichen Zeitskalen betrieben werden (MARX, 2007).

Das in dieser Arbeit zur Anwendung kommende semidistributiv-konzeptionelle Modell HEC-HMS (HEC-HMS, 2000 & 2008) wurde in den verschiedenen Modellgenerationen für die unterschiedlichsten Fragestellungen herangezogen. Im Folgenden wird ein kleiner Abriss der Forschungen in diesem Gebiet gegeben. KNEBEL (2005) nutzt HEC-HMS in einer flächendifferenzierten räumlichen Diskretisierung zur ereignisbasierten Hochwassermodellierung in der regionalen Skala. Für ein deutlich größeres Einzugsgebiet wird von KAVVAS (2010) das semidistributive HEC-HMS genutzt. Er koppelt HEC mit einem Hydroklimamodell (RegHCM-TE), um den historischen Abfluss des Euphrat-Tigris-Einzugsgebiets für den Zeitraum 1957-1969 zu simulieren. AHEARN (2008) nutzt HEC-HMS, um den Einfluss von Landnutzung und Landbedeckung auf die Wasserqualität zu untersuchen. CHEN (2009) überprüft mit Hilfe von HEC-HMS die Auswirkung verschiedener Szenarien zur Landnutzungsänderung hinsichtlich der Bildung von Starkniederschlagsabflüssen in einem mittleren Einzugsgebiet in China (siehe auch LU & JIANG, 2008). Für die Erstellung einer verbesserten Entscheidungshilfe zur Landnutzung verbinden MCCOLL & AGGETT (2007) eine Landnutzungsvorhersage mit HEC-HMS am Beispiel eines Niederschlagsereignisses. MARKUS (2007) zeigt mittels HEC-HMS den Einfluss unterschiedlicher Niederschlagsformen auf die Abflussspitzen am Beispiel von 12 kleinen Einzugsgebieten. MARTIN-ROSALES (2007) verwendet HEC-HMS zur Abschätzung von anthropogen verursachten Änderungen der Grundwasserwasserneubildung in SE Spanien, hervorgerufen durch abflussbeeinflussende Ingenieurstätigkeiten wie Rückhaltebecken und Kiesgruben. Zur Abschätzung der Änderung der Grundwasserwasserneubildung hervorgerufen durch Ingenieurstätigkeiten wie Rückhaltebecken und Kiesgruben in SE Spanien nutzt MARTIN-ROSALES (2007) HEC-HMS zur Abflussberechnung. GARCIA (2008) verknüpft HEC-HMS mit einem kontinuierlichen Bodenfeuchtebilanz-Modell (SMA), um Oberflächenwasser in rudimentär vermessenen Einzugsgebieten in Nordspanien abschätzen zu können. Ebenfalls vor dem Hintergrund unzureichend vermessener Einzugsgebiete nutzten KOUTROULIS & TSANIS (2010) HEC-HMS als Methode zur Abschätzung von Abflussspitzen, Hydrographen und Abflussvolumina für Sturzfluten. Um Abflüsse von ungemessenen Einzugsgebieten in ariden Gebieten berechnen zu können, verbindet HAMMOUIR (2007) HEC-HMS mit GIS-Werkzeugen. Diese Fallstudie in Jordanien zeigt das kleine Einzugsgebiet des Wadi Madoneh. Für die Vorhersage von sturzflutsensitiven Orten in ariden Gebieten am Beispiel eines Wadis (arab.: Trockenfluss) in der ägyptischen Eastern Desert nutzt FOODY (2004) HEC-HMS zur Modellierung der hydrologischen Auswirkungen von Starkniederschlägen. Am Beispiel zweier semi-arider Einzugsgebiete (Syrien und Sudan) nutzen BERKING ET AL. (2010) HEC-HMS, um die Eigenschaften der Einzugsgebiete vor allem im Hinblick auf die aktuelle und historische Wasserverfügbarkeit abzuschätzen. Im Fokus stehen zwei historische Wasserspeicher: der große Hafir in Naga, Sudan, und die Zisternen von Resafa, Syrien.

### 3. Material und Methoden

#### 3.1. Datengrundlage und deren Aufbereitung

Zur Beantwortung der zentralen Fragestellung werden verschiedene Eingangsdaten verwendet. Vor allem sind dies flächendifferenzierte Daten, die zum Teil mittels fernerkundlicher Methoden gewonnen wurden. Als Basisdatensätze werden die Folgenden verwendet:

- Digitales Höhenmodell
- Landsat ETM+ Satellitenbildszenen
- Luftbilder ausgewählter Teilbereiche
- Topographische Karten
- Geologische Karten

##### *Digitales Höhenmodell*

Das Digitale Höhenmodell (DEM) wird in zwei Genauigkeitsstufen verwendet. Die Daten wurden extraterrestrisch während der Shuttle-Radar-Topography-Mission (SRTM) aufgenommen und in einer korrigierten Version in zwei Auflösungen zur Verfügung gestellt. Ein Mosaik aus mehreren Szenen mit einer räumlichen Auflösung von ca. 90-90 m<sup>2</sup> Gitterweite liefert einen weiträumigen Überblick. Die detaillierte Auflösung besitzt eine Gitterweite von ca. 30-30 m<sup>2</sup>, steht aber weder flächendeckend und für den gesamten Großraum noch für das Untersuchungsgebiet zur Verfügung. (Datenquelle: SRTM-NASA/USGS)

##### *Landsat ETM+ Satellitenbildszenen*

Verwendet werden Satellitenbildszenen des Landsat ETM+ der NASA. Die frei verfügbaren Daten haben eine spektrale Auflösung von 7 Kanälen vom sichtbaren Licht bis hin zum thermalen Infrarot. Die räumliche Auflösung beträgt 30-30 m<sup>2</sup>, die im Thermalkanal auf 60-60 m<sup>2</sup> reduziert ist. Darüber hinaus besitzt der ETM+ einen hochauflösenden panchromatischen Kanal mit einer Auflösung von 15-15 m<sup>2</sup>. (Datenquelle: ETM+-NASA/USGS)

##### *Luftbilder*

Für Teilbereiche des Untersuchungsgebietes wurden Luftbilder verwendet. Vor allem für die zerklüfteten Stufenfronten mit dem darin enthaltenen Gewässernetz sind hoch auflösende Luftbilder sinnvoll. Die Datensätze wurden gescannt und anhand der Landsat ETM+ Szenen mittels Passpunkten georeferenziert. (Datenquelle: INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL – FRANCE (IGN))

##### *Karten*

Die topographischen Karten im Maßstab 1:200000 stammen vom INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL – FRANCE (IGN) aus dem Jahre 1979. Die geologische Karte im Maßstab 1:2000000 stammt von GEIGERT & POUQUET aus dem Jahr 1965. Analog zu den Luftbildern wurden auch die Kartengrundlagen gescannt und geokodiert. Zum Teil werden Inhalte der Karten digitalisiert. Das kartographische Bezugssystem der meisten Karten ist UTM WGS 1984 Zone 33 Nord. In wenigen Ausnahmefällen kommt das geographische Koordinatensystem WGS 1984 zur Anwendung.



## 3.2. Analyse der Klimadaten

### 3.2.1. Datenverarbeitung der Klimareihen

Datengrundlage für die großräumigen Analysen bilden die monatlichen Klimadaten der Klimaelemente Niederschlag und Temperatur. Die Daten stammen aus den freiverfügbaren Datenbanken des Global Historical Climatology Network (GHCN), des National Climate Data Center (NCDC) bzw. der WMO (NOAA NCDC GHCN, 2002), im Folgenden WMO-Daten genannt. Für Informationen in Bezug auf den GHCN-Datensatz wird auf VOSE ET AL. (1992) und PETERSON ET AL. (1998) verwiesen. Als Analysezeitraum der Zeitreihen wird die Klimanormal-(CLINO)-Periode 1960 bis 1990 ausgewählt. Sie bildet einen vertretbaren Kompromiss zwischen zu kurzen Zeitreihen, welche die Variabilitäten innerhalb der Klimaelemente nicht ausreichend wiedergeben und zu langen Zeitreihen, in der mögliche Klimaänderungen nicht zum Ausdruck kommen könnten (LILJEQUIST & CEHAK, 1979).

In den Analysen werden die Klimastationen betrachtet, die großräumig um das Untersuchungsgebiet liegen. Die Grenzen dieses Gebietes umfassen den gesamten Nordafrikanischen Kontinent nördlich des Äquators. Darüber hinaus müssen an diesen Klimastationen Daten für Niederschlag und Temperatur für den Zeitraum 1960 bis 1990 vorliegen. Eine weitere Bedingung ist einer Datenlänge von mindestens 15 Jahren (Temperatur), bzw. 30 Jahren (Niederschlag). Die Bedingung kann nicht einheitlich erfüllt werden, da sonst Datenlücken die flächendifferenzierten Analysen beeinträchtigen würden. GIESSNER (1989) berechnet einen Fehler von 9,5% bei der Berechnung von mittleren Niederschlägen aus einer 10-jährigen Zeitreihe gegenüber einem Fehler von ca. 2% bei einer 35-jährigen Zeitreihe. Die dadurch entstehende Unschärfe der Klimadatenanalyse wird zu Gunsten einer großflächigeren Betrachtung in Kauf genommen. Als Datengrundlage für die großräumigen Klimaanalysen (Clusteranalyse, raum-zeitliche Niederschlagsanalyse) bleiben 214 Klimastationen, die die obigen Bedingungen größtenteils gut erfüllen.

Ausreißeranalysen innerhalb der Datensätze der 214 Stationen wurden auf Grund der großen methodischen Unsicherheit nicht durchgeführt. So ist z.B. die Frage nach dem Schwellenwert von Ausreißern bei der hohen Niederschlagsvariabilität in ariden Gebieten schwierig.

#### *Unsicherheiten in der Messung von Klimadaten*

Eine Vielzahl von Faktoren kann während der Messung und der Dokumentation auf die Klimavariablen einwirken und diese verzerren. Dies muss als unvermeidbar angesehen und in den Analysen beachtet werden. Einer der wichtigsten Faktoren ist der Standort, der repräsentativ für die Umgebung gewählt werden sollte. Klimastationen und deren Messgeräte sollten generell in einem offenen Gelände angelegt sein, möglichst frei von störenden Einflüssen der Umgebung. Die Umgebung (Umweltbedingungen) sollte sich innerhalb der Messreihe als konstant erweisen, Änderungen müssen mathematisch angepasst werden (LINACRE, 1992).

Bei Temperaturmessungen muss unter anderem die Beschattungssituation, das Mikrotief, die Albedo der Umgebung und die lokale Windsituation beachtet werden. Diese Faktoren können die Messdaten beeinflussen. Niederschlagsmessungen können zum Beispiel durch Verdunstung am und im Messgerät beeinflusst werden – der Verlust ist dabei abhängig von der Windgeschwindigkeit, Luftfeuchtigkeit, Strahlung und Temperatur. Die Windgeschwindigkeit kann darüber hinaus noch zu einer Unterschätzung der Werte durch die Drift der Regentropfen (Windfeld um den Niederschlagstopf) führen. Zwei weitere Fehlerquellen für Niederschlagsmessungen sind der ‚Splash-Effekt‘ und der

Haftwasserverlust. (LILJEQUIST & CEHAK, 1979; LINACRE, 1992; REISS ET AL., 1992). Neben Messfehlern als Folge natürlicher Einflussfaktoren spielen anthropogene und technische Messfehler eine Rolle. Dazu gehören Fehler, die durch falsches bzw. ungenaues Ablesen der Beobachter aber auch durch nachlässig kalibrierte oder schadhafte Messinstrumente auftreten (LINACRE, 1992).

### 3.2.2. Raum-zeitliche Niederschlagsanalyse

Um den annualen Verlauf des Niederschlags Nordafrikas flächenhaft darzustellen, müssen die punktuellen Stationsdaten auf die Fläche interpoliert werden. Das gewählte Interpolationsverfahren ist das Kriging-Verfahren, welches in einem GIS (ESRI ArcGIS) umgesetzt wird. Kriging ist definiert als eine Methode zur Optimierung der Schätzung einer Größe, welche im Raum verteilt ist und in einem Netzwerk von Punkten gemessen wird. Das Verfahren bestimmt also einen Wert an einem Punkt zwischen den Netzwerkpunkten durch die Kenntnis der umliegenden Netzwerkpunkte und deren statistischer Eigenschaften (VENKATRAM, 1988; DE MARSILY, 1986). Es folgt der Annahme, dass gemessene punktuelle Werte nicht dem Zufall unterliegen. Je näher zwei Messpunkte liegen, desto ähnlicher müssen ihre Werte sein. Daraus ergibt sich eine Korrelation in der räumlichen Verteilung, die sich durch ein Variogramm beschreiben lässt. Für eine ausführliche mathematische Anwendung und Herleitung des *Ordinary Kriging* wird auf ISAAKS & SRIVASTAVA (1989), oder allgemeiner auf DE MARSILY (1986) verwiesen.

Grundlage der Interpolation sind die mittleren monatlichen Niederschläge der aus Kap. 3.2.1 bekannten 214 Klimastationen. Der hierbei abgedeckte Raum umfasst den gesamten nordafrikanischen Bereich. Die Anzahl an Stationen, die zur Interpolation eines Punktes herangezogen wird, wird auf acht festgesetzt. Verwendet wird das sphärische Semivariogramm-Modell und ein variabler Suchradius. Bei der späteren Interpretation muss beachtet werden, dass in die räumliche Interpolation keine orographischen Einflüsse, wie z.B. Niederschlag abschirmende Gebirgsketten (Lee-Effekt), eingehen.

### 3.2.3. Clusteranalyse der Klimastationen

Als Grundlage für spätere Analyseschritte soll das Klima Afrikas nördlich des Äquators großflächig klassifiziert werden. Hierzu wird eine Clusteranalyse auf der Basis von 214 Klimastationen durchgeführt. Die Clusteranalyse ist eine statistische Analysemethode, bei der aus einer heterogenen Gesamtheit von Objekten eine homogene Teilmenge dieser Objekte generiert werden soll (BACKHAUS ET AL., 2003). Eine Einteilung der Stichproben in Gruppen erfolgt dabei nach Ähnlichkeitsgesichtspunkten. Das Ähnlichkeitsmaß wird durch den Abstand zwischen den einzelnen Datenpunkten definiert, also durch ein Distanzmaß berechnet. Zur Anwendung kommt die am weitesten verbreitete Methode der hierarchischen Clusteranalyse, bei der ein schrittweises Zusammenfassen von Objekten stattfindet. Es werden zwei Objekte zusammengebracht, die in dem jeweiligen Schritt den geringsten Abstand aufweisen (SCHÖNWIESE, 2000).

Als Variablen gehen in die Clusteranalyse die WMO-Daten für monatliche Niederschlags- und Temperaturwerte von 1960 bis 1990 ein. Sie werden ergänzt durch monatliche Luftdruckwerte auf Meeresebene (GLOBALSOD 1994-2004). Als Basis für die Clusteranalyse müssen die Variablen standardisiert (z-Transformation) werden, um Skaleneffekte ausschließen zu können (BAHRENBERG ET AL., 2003; SCHÖNWIESE, 2000). Die Klimastationen werden über die durchschnittlichen Monatswerte der Variablen Niederschlag, Temperatur und Luftdruck (ungewichtet) mittels einer Clusteranalyse klassifiziert. Nach Versuchen mit

unterschiedlichen Clusteralgorithmen zeigt das Ward-Verfahren, welches das Distanzmaß der **Quadratischen Euklidischen Distanz (EDQ)** voraussetzt, die besten Resultate:

$$d_{jk}^{(4)} = \sum_{i=1}^m (x_{ij} - x_{ik})^2 = EDQ \quad (3.1)$$

Es bewirkt eine stärkere Gewichtung der größeren Distanzen (BAHRENBURG ET AL., 2003). Das Ward-Verfahren ist zudem einer der am häufigsten genutzten Clusteralgorithmen im Kontext der Klimaklassifikationen (KALKSTEIN, 1987). GONG & RICHMAN (1995) listen bisher durchgeführte Clusteranalysen mit entsprechend genutzten Algorithmen auf der Basis verschiedener Klimatelemente auf und machen die Bedeutung des Ward-Verfahrens deutlich. Dieser Clusteralgorithmus unterscheidet sich von den anderen Verfahren dadurch, dass er insgesamt möglichst heterogene Cluster möglichst gleicher Größe findet und mit jedem Schritt eine minimale Heterogenität innerhalb der Cluster gewährleistet (SCHÖNWIESE, 2000; BAHRENBURG ET AL., 2003).

Als letzten Schritt der Clusteranalyse muss bei der Bestimmung einer geeigneten Clusteranzahl ein Kompromiss zwischen einem ausreichend großen Grad an Generalisierung mit dem Ziel der Übersichtlichkeit und einem nicht zu hohen Grad an Informationsverlust gefunden werden (BAHRENBURG ET AL., 2003). Durch das Elbow criterion oder eine Dendrogrammanalyse lassen sich angemessene Clusteranzahlen bestimmen (DOMROES ET AL., 1998). Oftmals werden verschiedene Clusteralgorithmen und Distanzmaße vergleichend berechnet, um anschließend die stetigste und standhafteste Clustereinteilung bezogen auf die eigene Fragestellung zu ermitteln (DOMROES ET AL., 1998). Das Ergebnis der Clustereinteilung der 214 Klimastationen spiegelt sich auch in anderen Algorithmen wider und kann somit als signifikant und sicher eingestuft werden. Zur Validierung dieser Ergebnisse können globale Klimaklassifikationen herangezogen werden (DUCKE, 2009; SCHÜTT ET AL., 2010).

### 3.2.4. Temporale Niederschlagsprofile

Um das Niederschlagsverhalten vor allem im Hinblick auf die Quellen der Niederschläge untersuchen zu können, werden Nord-Süd-gerichtete Transekte durch das nördliche Afrika gelegt, vor durch die Bereichen der Zentralen Sahara. Der Zeitpunkt der Niederschlagsereignisse lässt durch die Kenntnisse der großräumigen Zirkulation auf die Quellen der Niederschläge schließen. Datengrundlage sind die monatlichen Niederschlagssummen der Jahre 1960 bis 1990 der WMO (NOAA NCDC GHCN, 2002). Neben der Verteilung der Stationen im Raum werden auch nur Stationen ausgewählt die mehr als 100 Messungen bzw. Einträge besitzen. Die Niederschlagsdaten werden über drei Ziffern kodiert, wobei ‚1‘ allen Werten >0 mm Niederschlag zugeordnet wird, ‚0‘ entspricht den Werten mit keinem gemessenen Niederschlag und ‚-1‘ wird fehlenden Werten zugeordnet. Damit kann das Eintreten von Niederschlagsereignissen der einzelnen Monate (und damit der Jahresgang) über den gewählten Zeitraum dargestellt werden. Auf dieser Datengrundlage wird die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Niederschlag monatsweise für die Jahre 1960 bis 1990 prozentual berechnet. Hierüber lässt sich beschreiben, mit welcher Wahrscheinlichkeit im jeweiligen Monat über die 30 Jahre Niederschlag fällt.

### 3.2.5. Größenfrequenzanalyse

Das Niederschlagsverhalten kann mit Hilfe einer Größenfrequenzanalyse charakterisiert werden. Die Größenfrequenzanalyse stellt die Häufigkeit von Niederschlägen verschiedener Intensitäten dar. Die Analyse wird für einzelne Stationen durchgeführt, welche auf einem Nord-Süd-verlaufenden Transekt liegen. Dabei gehen die monatlich verfügbaren Niederschlagswerte der entsprechenden Klimastationen ein. Um für jede Station bestmögliche Ergebnisse zu erhalten, werden jeweils alle Daten genutzt, dabei können die Klimastationen verschiedene Zeiträume abdecken. Dies muss bei einer vergleichenden Dateninterpretation berücksichtigt werden. Je länger die Datenreihe, desto verlässlicher die Aussage.

Als statistische Auswertungsmethode erlaubt die Größenfrequenzanalyse Aussagen über Häufigkeiten von Ereignissen verschiedener Größe (AHNERT, 2003). Die Berechnung von **Wiederkehrintervallen (RI)** für verschiedene Ereignisse erfolgt wie folgt:

$$RI = (N + 1) \cdot r^{-1} [-] \quad (3.2)$$

$N$  bezieht sich auf die Gesamtanzahl der benutzten Daten und  $r$  definiert den Rang des betreffenden Ereignisses. Der Rang eines Ereignisses ergibt sich aus der Rangfolge. Dies bedeutet der höchste Wert erhält den Rang 1, der zweithöchste Wert Rang 2 usw. Das Wiederkehrintervall  $RI$  wird als dekadischer Logarithmus gegen die jeweilig dazu gehörigen Originalwerte in einem Diagramm abgetragen (AHNERT, 2003). Die sich daraus aufbauende Regressionsgerade oder Regressionskurve bildet die Grundlage für das Berechnen von spezifischen Wiederkehrintervallen. Als gängige Intervalle zur Analyse werden die Wiederkehrintervalle für 10-jährige, 50-jährige und 100-jährige Ereignisse bestimmt. Die Angabe des Bestimmtheitsmaßes  $R^2$  der Regressionsgerade bzw. der Regressionskurve dient der Beurteilung der Signifikanz der Ergebnisse.  $R^2$  gibt den Anteil der erklärten Varianz einer abhängigen Variablen an (SCHLITTGEN & STREITBERG, 1989).

### 3.3. Geomorphologische Geländeaufnahme

#### *Geomorphologische Kartierung*

Die geomorphologische Geländeaufnahme erfolgt in unterschiedlichen Maßstabsebenen. Die gesamte Region um das Untersuchungsgebiet wird großräumig in unterschiedliche Reliefeinheiten ausdifferenziert. Dies geschieht auf der Grundlage von Landsat ETM+ Daten, der geologischen Karte und einem digitalen Geländemodell (DEM). Die unterschiedlichen Reliefeinheiten werden auf Basis der Derivate des DEM detailliert charakterisiert. Neben der Verteilung der Höhe, welche direkt aus dem DEM berechnet wird, werden die DEM-Derivate Hangneigung, Ausrichtung, Vertikal- und Horizontalwölbung abgeleitet und für jede Reliefeinheit die entsprechende Verteilung berechnet.

Die am höchsten aufgelösten Maßstabsebenen (ca. 1:50.000) sind die geomorphologischen Karten des Untersuchungsgebietes des Seeterrassentals. Diese basiert auf den fernerkundlich erhobenen Informationen (Luftbilder, Satellitendaten, DEM), den topographischen Karten 1:200.000, der geologischen Karte 1:2.000.000 und auf der Vor-Ort Kartierung. Die Kartierung ist an die Legende der GMK25 von LESER & STÄBLEIN (1985) angelehnt und in manchen Bereichen an die lokalen Bedingungen angepasst. Die geomorphologische Übersichtskartierung der Region um das Untersuchungsgebiet (GMÜK) wird im Wesentlichen auf Basis derselben Datengrundlage gewonnen. Auch hier gehen Vor-Ort Aufnahmen in die Kartengenerierung mit ein. Im Vordergrund der Karte steht die Darstellung der Landschaftseinheiten des Untersuchungsgebietes (Maßstab: ca. 1:1.250.000).

#### *Vermessung mit differentiellem GPS (dGPS)*

Als Grundlage der fluvial-morphologischen Analysen des Untersuchungsgebietes dient eine detaillierte Geländeaufnahme des Meso- bis Mikroreliefs mittels differentiellem ‚Global Positioning System‘ (dGPS). Das dGPS-Messsystem besteht aus einer Kombination zweier Ashtech Mobilemapper PROTM als sogenannte ‚handheld-Rover‘, also mobilen handgetragenen Messergeräten, und einem Ashtech/Magellan PromarkIIITM als fester Referenzstation. Bei den Geländemessungen muss darauf geachtet werden, dass der maximale Abstand zwischen Rover und Referenzstation nicht überschritten wird. Dieser Abstand ist nach Signalverfügbarkeit variabel. Zusätzlich muss regelmäßig die ‚positional dilution of precision (PDOP)‘ kontrolliert werden. Der PDOP ist ein Maß für die dreidimensionale Positionsgenauigkeit (GURGEL, 1991). Zur Verbesserung der GPS-Verortung wird im ‚Postprocessing‘, also der Nachbearbeitung, die Software Mobilemapper OfficeTM angewendet. In das Postprocessing gehen unter anderem die orbitalen Variationen des Satelliten, Ungenauigkeiten der Satellitenzeit und die atmosphärischen Einflüsse ein, aufgezeichnet im Referenzstationssignal (WILLGALIS, 2005). Der absolute Fehler in allen drei Dimensionen kann in der verwendeten Anordnung nicht angegeben werden, da die absolute Position der Referenzstation unbekannt ist. Während der Geländearbeiten wurden Längsprofil der Gerinne und Terrassen, Gerinnequerprofile, Talquerprofile und die Position der Geröllcluster vermessen. Die absolute Genauigkeit der Position ist aufgrund der fehlenden Verortung der Referenzstation in ein bekanntes Vermessungsnetz nicht besser als bei einem normalen GPS. Die relative Genauigkeit der Messpunkte zueinander ist wesentlich besser (< 1m). Die Messdaten beider genutzter Rover sind vor allem im Bereich der z-Achse nicht synchronisierbar. Dadurch schwankt systembedingt die Datenqualität z.T. deutlich in einem Bereich > 1m. Diese Messfehler lassen sich durch kurze Messreihen pro Gerät sowie eine „Entkopplung“ der Daten beider Geräte kompensieren.

### *Kluftrosen Aufnahme*

Kluftrosen werden verwendet um die vorherrschenden Streichrichtungen eines Gebietes darzustellen. Für die vorgestellten Untersuchungen wird die Datengrundlage auf zwei Skalenniveaus ermittelt: (a) direkte Aufnahme der geologischen Strukturen im Gelände vor Ort und (b) Digitalisierung von Lineamenten auf Basis von ETM+ (Kanal 8) Szenen.

Die direkten Messungen (a) werden punktuell mittels eines Kompasses aufgenommen und mit der Software Grapher (Fa. Golden Software) graphisch zu Kluftrosen aufbereitet. Bei der Kluftdarstellung mittels Lineamenten (b) werden die Strukturen innerhalb eines Untersuchungsgebietes auf Grundlage von Satellitendaten (ETM+ Kanal 8) mittels GIS (ArcGIS 9.X) aufgenommen. Die Winkel und Längen der resultierenden Linien werden berechnet und entsprechend ihrer Längen gewichtet. Die so aufbereiteten Daten werden mithilfe der Software StereoNett Version 2.45 (DUYSTER, 2000), in Form eines ‚Rose Diagrams‘ visualisiert.

Die Länge der Strahlen entspricht der prozentualen Größe der auf die einzelnen Azimute entfallenden Beobachtungen. Da der Streichwert im Bereich von 0° bis 179° definiert ist, werden die Messwerte von 0° bis 179° für den Bereich von 180° bis 359° punktsymmetrisch gespiegelt, so dass sich schließlich eine symmetrische Streichrose ergibt.

### 3.4. Parametrisierung der Einzugs- und Gerinnemorphometrie

Während der Geländearbeit wurde das Gerinnelängsprofil mit dGPS aufgezeichnet. Zusätzlich wurden entlang des Talwegs 35 Gerinnequerprofile und einige Talquerprofile mit dGPS aufgenommen. Für die Analyse der mittleren Fließgeschwindigkeit der verschiedenen Gerinnequerprofile wurden 46 Geröllcluster verortet. Für jedes Geröllcluster wurden die einzelnen Gerölle in Länge, Breite und Höhe vermessen (ABC-Achse). Die Lage der Geröllcluster wurde mit den korrespondierenden Terrasseniveaus in den jeweiligen Gerinnequerprofilen verknüpft und mit dGPS eingemessen. Zur Charakterisierung der Fließdynamik wurden entlang des Talwegs alle erkennbaren Riffel verortet (GURNELL & GREGORY, 1995). Die entsprechenden Pools konnten aufgrund lokaler Sandverfüllung des Talbodens nicht aufgenommen werden. Um die Untersuchungsgebiete charakterisieren zu können, werden auf Basis der dGPS Daten abflussrelevante morphometrische Parameter erhoben.

Zum einen sind dies *flächenbezogene morphometrische Parameter*, die das Maß der Einzugsgebietsform ausdrücken. Mit dem **Streckungsverhältnis (E)** nach SCHUMM (1956) lässt sich die gestreckte Form eines Einzugsgebietes quantitativ kennzeichnen (vgl. GREGORY & WALLING, 1973; KIM, 1989):

$$E = 2(A \cdot \pi^{-1})^{0,5} \cdot L_E^2 \quad [-] \quad (3.3)$$

Dabei wird die Einzugsgebietsfläche (A) in km<sup>2</sup> und die Einzugsgebietslänge (L<sub>E</sub>) in km angegeben. Das Streckungsverhältnis beschreibt die Relation des Durchmessers eines Kreises mit der gleichen Fläche wie die des Einzugsgebietes zur Einzugsgebietslänge. Je stärker das Einzugsgebiet gestreckt ist, desto kleiner ist das Streckungsverhältnis.

Eine weitere Methode der quantitativen Beschreibung der Einzugsgebietsform ist der **Formfaktor (R<sub>f</sub>)** nach CYFFKA (1991), der auf das ‚elongation ratio‘ nach HORTON (1932) zurückgeht:

$$R_f = A \cdot L_E^{-2} \quad [-] \quad (3.4)$$

Er beschreibt das Verhältnis der Einzugsgebietsfläche (A) zum Quadrat der Einzugsgebietslänge (L<sub>E</sub>). Ein weiterer Formindex ist der Kreisförmigkeitsindex nach MILLER (1953), der in dieser Arbeit keine Anwendung findet.

Zum anderen sind dies *längenbezogene morphometrische Parameter*, die das Maß der Gerinne eines Einzugsgebietes ausdrücken, wie z.B. die Flussordnungskonzepte nach Horton und Strahler (CYFFKA, 1991). Ein Parameter, der den Einfluss der Topographie des Einzugsgebietes auf den Abfluss ausdrückt, ist die **Gerinnenetzdichte (D)** nach GREGORY & WALLING (1973):

$$D = L_s \cdot A^{-1} \quad [\text{km} \cdot \text{km}^{-2}] \quad (3.5)$$

Die Gerinnenetzdichte ist das Verhältnis der summierten Gerinnelänge (L<sub>s</sub>) zur Einzugsgebietsfläche (A).

Ein weiterer längebezogener Parameter, der die Form des Gerinnes charakterisiert, ist die **Sinuosität (SI)** (WAGENSCHHEIN, 2006; AHNERT, 2003):

$$SI = L \cdot D^{-1} \quad [-] \quad (3.6)$$

Die Sinuosität beschreibt das Verhältnis der Länge ( $L$ ) eines Fließgerinnes mit allen Krümmungen zur geradlinigen Distanz ( $D$ ) zwischen den Endpunkten des Gerinnes. Sie ist somit das Maß für den Windungsgrad eines Gewässers, also der Intensität des Mäandrierens des Gerinnes (vgl. Tab. 3.1). Nach SCHWALLER & TÖLLE (2005) spricht man ab einer Sinuosität  $> 1,5$  von Mäandrieren.

**Tabelle 3.1.** Charakterisierung von Gerinnen anhand der Sinuosität (SI) (nach BRIEM, 2002).

SI	Charakterisierung
1	Gerades Gewässer (künstliches Gewässer)
1,01 – 1,05	Gestrecktes Gewässer
1,06 – 1,25	Schwach gewundenes Gewässer
1,26 – 1,5	Gewundenes Gewässer
$> 1,5$	Mäandrierendes Gewässer

Zur Charakterisierung des Längsverlaufes eines Gerinnes werden Riffle- und Pool-Sequenz erhoben. Hierzu werden die aufgenommenen Riffles und Pools innerhalb eines Flussverlaufes in Beziehung gesetzt. Dies geschieht entweder abschnittsweise oder für gesamte Flussläufe. Angegeben wird die **Rifflefrequenz** als Anzahl auf 100 m. Das Verhältnis kann die morphologische Heterogenität eines Gerinnes beschreiben (GURNELL & GREGORY, 1995; BARBOUR ET AL., 1999). In ariden Gebieten kann vor allem die Aufnahme der Pools durch Sedimentation schwierig werden.

Die Veränderungen der Gerinnequerprofile entlang eines Flussverlaufes werden über **Regressionsanalysen** wiedergegeben, welche sich aus der Kontinuitätsgleichung ableiten. Die berücksichtigten Parameter für die Regressionsanalysen sind die **Gerinnebreite ( $W$ )**, die **Gerinnetiefe ( $T$ )** sowie das ‚form ratio‘ ( $f$ ), welches sich wie folgt berechnet (GREGORY & WALLING, 1973; KIM, 1989; RICHARDS, 1982):

$$f = W \cdot T^{-1} [-] \quad (3.7)$$

Die Datenbasis der Regressionsanalysen bilden die mit dGPS vermessenen Gerinnequerprofile sowie das Gerinnelängsprofil. Dabei werden die Regressionsanalysen für unterschiedliche Gerinnegenerationen berechnet.

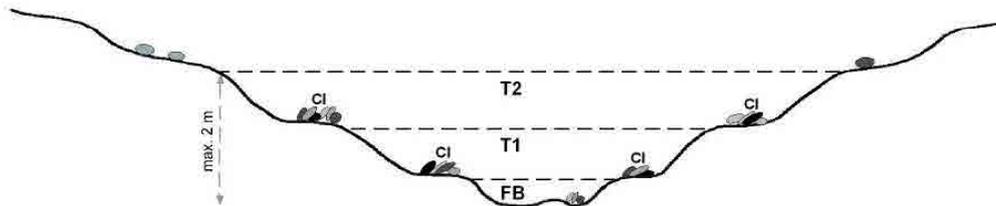
### 3.5. Hydraulische Abflussberechnung

Die hydraulischen Bedingungen der Gerinnebetten dienen als Eingangsinformation für die Berechnung der Abflusswerte. Zu diesem Zweck werden Gerinnequerprofile und Längsprofile in aktuelle Gerinne und ältere Gerinne entsprechend der lokalen Geomorphologie unterschieden (Abb. 3.1). Diese Informationen werden zur Berechnung bzw. zur Abschätzung der Abflussmengen verwendet. Der maximale **Abfluss (Q)** berechnet sich aus dem durchflossenen Querschnitt ( $A$  [m<sup>2</sup>]) und der Fließgeschwindigkeit ( $v$  [m·s<sup>-1</sup>]) (GREGORY & WALLING, 1973; JONES, 1997):

$$Q = v \cdot A \text{ [m}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (3.8)$$

Der durchflossene Querschnitt wird direkt aus der Gerinnegeometrie berechnet. Zur Abschätzung der Fließgeschwindigkeit werden hier zwei verschiedenen Ansätze gewählt:

- Ansatz nach Manning-Strickler
- Ansatz nach Costa



**Abbildung 3.1.** Idealisierter Gerinnequerprofil mit aktuellem Gerinnebett (FB) und zwei darüber liegenden Gerinnegenerationen (T1 und T2). Die Geröllcluster (CI) sind auf den entsprechenden Niveaus eingetragen (KRAUSE & SCHÜTT, 2009).

#### 3.5.1. Abflussberechnung nach Manning-Strickler

Bei dem Ansatz nach Manning-Strickler wird der Abfluss auf Basis der Gerinnegeometrie der Gerinnequer- und Längsprofile berechnet. Die **Fließgeschwindigkeit (v)** des bordvollen Abflusses wird nach der Manning-Strickler-Formel (NAUDASCHER, 1992) berechnet. Die Fließgeschwindigkeit ( $v$ ) ist abhängig von dem hydraulischen Radius, dem Gefälle und der Gerinnerauigkeit:

$$v = k_{ST} \cdot R_h^{2/3} \cdot I_0^{1/2} \text{ [m} \cdot \text{s}^{-1}] \quad (3.9)$$

Der Rauigkeitsparameter ( $k_{ST}$ ) wird über das sogenannte Manning's n [1/n] hergeleitet und ist tabellarisch gelistet. Die verwendeten Werte werden in Abhängigkeit von der Beschaffenheit des Flussbettes ausgewählt [m<sup>1/3</sup>·s<sup>-1</sup>] (CHOW, 1995; CHOW ET AL., 1988; NAUDASCHER, 1992). Die Informationen über den benetzten Umfang ( $R_h$ ) sowie das Gefälle ( $I_0$ ) [m·m<sup>-1</sup>] stammen aus den Gerinnequerprofilen sowie den Tal- bzw. Terrassenlängsprofilen. Der **benetzte Umfang ( $R_h$ )** wird wie folgt berechnet:

$$R_h = A \cdot (2 \cdot \text{Tiefe} \cdot \text{Breite})^{-1} \text{ [m]} \quad (3.10)$$

Die Umsetzung der Berechnung erfolgt mit Hilfe der vordefinierten Funktion „polyarea“ in der Programmiersprache Matlab.

### 3.5.2. Abflussberechnung nach Costa

Die zweite Möglichkeit die Fließgeschwindigkeit und damit den Abfluss zu berechnen wird aus der Arbeit von John E. COSTA (1983) hergeleitet. Er beschreibt eine empirische Beziehung zwischen der Größe der in Clustern abgelagerten Gesteine bzw. Gerölle und der Geschwindigkeit, welche vorgeherrscht haben muss, um derartige Cluster zu bilden. Die Bestimmung der Fließgeschwindigkeit ( $v$ ) ist nur möglich, wenn die durchschnittliche mittlere Achse ( $D$ ) von durch ein Abflussereignis bewegtem Geröll bekannt ist. Durch Messungen der drei Hauptachsen (a-b-c) eines Steines lässt sich der Mittelwert des Steines berechnen. Aus den Mittelwerten aller Steine eines Geröllclusters wird die durchschnittliche mittlere Achse ( $D$ ) berechnet. Bei den Messungen werden nur Steine berücksichtigt, die fluvial zu Geröllclustern mit eindeutiger Dachziegellagerung abgelagert wurden. Dann gilt folgende Beziehung (COSTA, 1983):

$$v = 0,18 \cdot D_i^{0,487} \text{ [m} \cdot \text{s}^{-1}] \quad (3.11)$$

Die Gültigkeit dieser Beziehung wird durch die Größe der durchschnittlichen mittleren Achse ( $D$ ) begrenzt.  $D$  darf nur zwischen 50 und 3200 mm liegen. Durch diese empirische Beziehung lassen sich vergangene Abflussereignisse rekonstruieren, insbesondere Sturzflutereignisse.

### 3.5.3. Vergleichende hydrologische Größen

Um Ergebnisse unterschiedlicher Untersuchungsgebiete vergleichen zu können, gibt es verschiedene hydrologische Größen.

Die **Abflussspende ( $q$ )** ist der Quotient aus Abfluss ( $Q$ ) und der Fläche des zugehörigen Einzugsgebietes ( $A_E$ ) (WOHLRAB ET AL., 1992; DYCK & PESCHKE, 1995):

$$q = Q \cdot A_E^{-1} \text{ [l} \cdot \text{(s} \cdot \text{km}^2)^{-1}] \quad (3.12)$$

Die **Abflusshöhe ( $hA$ )**, auch als Gebietsabfluss bezeichnet, ist der Quotient aus Abflusssumme und Fläche des zugehörigen Einzugsgebietes (DYCK & PESCHKE, 1995):

$$hA = q \cdot t \cdot 10^{-6} \text{ [mm} \cdot \text{Zeiteinheit}^{-1}] \quad (3.13)$$

Die Abflusssumme ist die integrale Berechnung des Abflusses über eine bestimmte Zeitspanne, wobei in Formel 3.13  $t$  die Zeit in s bedeutet.

Der **Abflussbeiwert ( $C$ )** als dimensionsloser Verhältniswert bezeichnet den Quotienten aus dem Teil eines Niederschlagsereignisses, der direkt zum Abfluss ( $A_0$ ) gelangt (effektiver Niederschlag), und dem Gesamtniederschlag ( $N$ ) (THOMPSON, 2006):

$$C = A_0 \cdot N^{-1} \text{ [-]} \quad (3.14)$$

Der Abflussbeiwert ist abhängig von den Eigenschaften des Einzugsgebiets (z.B. Anteil verdichteter Flächen, Bodeneigenschaften, Vegetationsbedeckung, Topographie) sowie der Intensität und Dauer des entsprechenden Niederschlagsereignisses. Die Wirkung der Gebieteigenschaften kann sich mit Niederschlagsintensität und -dauer ändern (GOTTSCHALK & WEINGARTNER, 1998).

## 3.6. Paläohydrologische Modellierung

### 3.6.1. Modellierungsstrategie

Eine typische Strategie einer vorwärtsgerichteten Modellierung ist es aktuelle Daten wie zum Beispiel der Topographie, des Klimas und des Niederschlags als Eingangsdaten (*Input*) zu verwenden. Nach entsprechender Kalibrierung des hydrologischen Modells (zum Beispiel HEC-HMS) an Hand von aktuellen Abflussdaten wird ein Abfluss modelliert, welcher dann als Ausgabeinformation (*Output*) zur Verfügung steht. Dieser Aufbau kann dann unter geänderten Eingangsparametern zu verändertem *Output* führen.

Die Qualität der Eingangsdaten kann aber zu Abweichungen der Modellierungsstrategie führen. Abbildung 3.2 skizziert die Modellierungsstrategie, bei der die Quantifizierung des Paläo-Niederschlags als Ausgabe (*Output*) beschrieben wird. Das hydrologische Modell HEC-HMS 3.3 des US Army Corps of Engineers wird unter Verwendung aktueller Bedingungen kalibriert. Hierzu dienen das Höhenmodell SRTM 90-90 m<sup>2</sup> und dessen Derivate (u.a. Neigung, Exposition, Fließakkumulation) sowie die Informationen aus der hydraulischen Abflussberechnung. Aktuelle Niederschlagsdaten, deren Quellen offene Datenbanken (WMO, GLOBALSOD) gemessener Niederschläge und aus Radar und Infrarot generierte Niederschlagsabschätzungen (CMORPH) sind, können auf Grund schlechter Qualität und sehr beschränkter Verfügbarkeit nicht als *Input* verwendet werden. Bei der hydraulischen Abflussberechnung werden, wie in Kap. 3.5 beschrieben, für mehrere Standorte über den gesamten Gerinneverlauf hochauflösende Querprofile sowie Tallängsprofile mittels differentielltem GPS eingemessen. Über die hydraulischen Gerinneigenschaften, inklusiver der fluvial abgelagerten und vermessenen Geröllcluster, lassen sich Fließgeschwindigkeiten und somit Abflussmengen abschätzen. Die Abschätzung der Fließgeschwindigkeit erfolgte über die beiden Berechnungsansätze nach Manning-Strickler und nach Costa. Für die verschiedenen Standorte werden neben dem aktuellen Gerinnebett jeweils zwei weitere Terrassenniveaus ausdifferenziert. Für das aktuelle Gerinnebett ebenso wie für jedes Terrassenniveau

- a) werden auf Grundlage der hydraulischen Gerinneigenschaften die Extremabflussereignisse für die jeweilige Gerinnebildung berechnet,
- b) durch Modellierung mittels HEC-HMS getrennt jeden Berechnungsansatz Abflussmodellierungen durchgeführt.

Die Berechnung der Extremabflussmengen für das aktuelle Gerinnebett und die Terrassenniveaus 1 und 2 werden als Eingang für die Modellierung der aktuellen Situation als auch der Paläozeitscheiben verwendet. Durch Iteration wird der abflusswirksame Niederschlag angepasst bis der resultierende modellierte Abfluss dem der hydraulischen Abflussberechnung entspricht. Für das aktuelle Gerinnebett werden die Informationen aus der Klimadatenanalyse als Validierung der iterativ gewonnenen Niederschlagsinformationen herangezogen. Für die Terrassenniveaus 1 und 2 fehlen diese Daten, können aber anhand von Klimaanalysen angrenzender Klimazonen sowie durch Informationen aus anderen Arbeiten in der Region auf Plausibilität kontrolliert werden. Die Chronologie der Ereignisse wird über die Sedimentologie (vgl. Kap. 2.3.3) hergestellt und mit den Ergebnissen der Literaturanalyse (vgl. Kap 2.3.2) verglichen und in den überregionalen Kontext gesetzt.

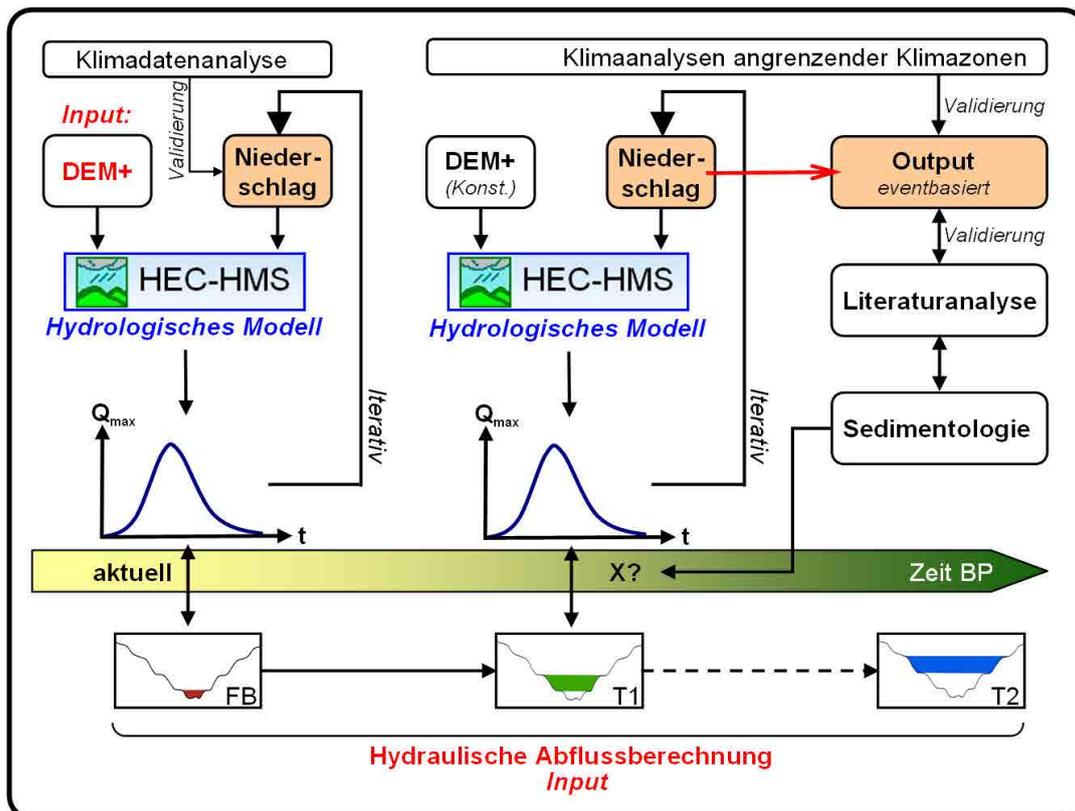


Abb. 3.2. Schema der verwendeten Modellierungsstrategie. Mit rot sind die relevanten Inputdaten markiert (FB = aktuelles Gerinne, T1 = Gerinne des Terrassenniveaus 1, T2 = Gerinne des Terrassenniveaus 2). Das verwendete hydrologische Modell (blau) ist HEC-HMS in der Version 3.3. Der Output der gewählten Modellierungsstrategie ist orange hinterlegt.

### 3.6.2. Hydrologisches Modell

Zur Quantifizierung des Paläo-Niederschlags wird ein Niederschlags-Abfluss-Modell angewendet. Das hydrologische Modell HEC-HMS 3.3 des US Army Corps of Engineers ist für die Simulation von Niederschlags-Abfluss-Prozessen innerhalb eines dendritischen Einzugsgebietes konzipiert (HEC-HMS, 2008). Das Modell wurde entwickelt, um in einem breiten Spektrum geographischer Gebiete sowie unter unterschiedlichsten Fragestellungen anwendbar zu sein. Dazu gehört die Analyse hydrologischer Prozesse von Flutereignissen in Flusseinzugsgebieten, die sich in Größe und Komplexität stark unterscheiden können. HEC-HMS ist ein frei verfügbares Modell, das ein breites Spektrum an unterschiedlichen Einzugsgebieten modellieren kann, indem das hydrologische System in handhabbare Einzelteile unterteilt wird. Dadurch erhält das Modell eine flexible Parametrisierung und kann die wichtigsten hydrologischen Prozesse in Trockengebieten wiedergeben. Die zu Grunde liegenden Algorithmen und das Modell-Konzept werden im Detail in HEC-HMS (2000, 2008) beschrieben. Um eine Analyse der Teileinzugsgebiete zu ermöglichen, wird das Modell in einer semidistributiven Version betrieben. Teileinzugsgebiete repräsentieren zum einen die wichtigsten Tributäre zum anderen die unterschiedlichen Gerinneabschnitte. HEC-HMS benötigt drei Gruppen von Eingangsdaten (HEC-HMS, 2008; MOGHADAS, 2009), um das Modell aufzubauen.

Die **erste Gruppe der Eingangsdaten** umfasst den Bereich der Simulation des Abflusses und wird als ‚basin model‘ bezeichnet. Geländeinformationen wie z.B. Topographie, Wasserscheiden oder Landnutzung können in einem Vorverarbeitungsschritt über Module wie GeoHMS oder HMS in das *basin model* geladen werden. Grundlage hierfür ist normalerweise ein DEM (zum Beispiel SRTM 90-90 m<sup>2</sup>). Die vorbereitenden Berechnungen

werden als *preprocessing* bezeichnet. Bei HEC-GeoHMS werden im Rahmen des *terrain preprocessing* auf Basis des mittels ‚fill sink‘ korrigiertem DEM die entsprechenden Ableitungen berechnet. Dazu gehören unter anderem die bekannten Flächeninformationen der fluvialen Prozesse, wie ‚flow direction‘ und ‚flow accumulation‘. Ziel ist es hierbei Informationen zu Gerinnen (wie etwa ‚stream definition‘) und Einzugesgebiet (wie etwa ‚watershed delination‘) zu gewinnen. Eine nutzerbasierte Kontrolle des genutzten Einzugsgebiets bleibt jedoch unabdingbar.

Innerhalb des *basin models* wird für jedes Teileinzugsgebiet (*sub-basin*) der Verlust von Wasser an der Oberfläche durch Infiltration unter Berücksichtigung der Bodeneigenschaften berechnet, der Transport von Wasser durch die Gerinne (*reach*) berechnet und daraus schließlich der Überschuss als Abfluss berechnet. Für diese Berechnungen gibt es in HEC-HMS je nach Datenverfügbarkeit und Fragestellung verschiedene Modellierungsansätze (Tab. 3.2), modellintern ‚methods‘ genannt (HEC-HMS, 2008).

**Tabelle 3.2.** Aufstellung der HEC-HMS Modellkomponenten (HEC-HMS, 2008)

Hydrologic Element	Calculation Type	Method
sub-basin	Loss Rate	Deficit and constant rate (DC)
		Exponential
		Green and Ampt
		Gridded DC
		Gridded SCS CN
		Gridded SMA
		Initial and constant rate
		SCS curve number (CN)
		Soil moisture accounting (SMA)
		Transform
ModClark		
SCS Unit Hydrograph		
Snyder's Unit Hydrograph		
User-specified s-graph		
User-specified Unit hydrograph		
Base-flow	Bounded recession	Constant monthly
		Linear reservoir
		Recession
reach	Routing	Kinematic wave
		Lag
		Modified Puls
		Muskingum
Loss/Gain	Constant Loss/Gain	Percolation Loss/Gain

Der Verlust oder die Entnahme über den Boden ist ein wichtiger Bestandteil bei der Berechnung des Oberflächenabflusses. Das Wasser aus Niederschlägen kann entweder über Vegetationsinterzeption, Infiltration in den Boden oder den Verlust in den Boden als Speicher der Bildung von Abfluss entzogen werden. Niederschlagsabfluss oder direkter Abfluss ist die Menge an Wasser, die auf der Oberfläche abfließt (CHOW ET AL., 1988). Daher

ist die Information über Verlustprozesse ein wichtiger Faktor bei der Datenaufbereitung. Es gibt eine Vielzahl an Methoden, welche diese Prozesse umsetzen. In Tabelle 3.2 sind die Methoden aufgelistet, die in HEC-HMS implementiert sind.

Zwei wichtige Methoden der Modellierung der Verluste innerhalb der Einzugsgebiete sind die ‚SCS curve number method‘ und die ‚initial and constant loss rate‘, die im Folgenden kurz beschrieben werden:

#### *SCS curve number method*

Die ‚Soil Conservation System (SCS) Methode‘ wird in Kombination mit der ‚Curve Number Methode‘ verwendet um die Höhe der Verluste zu berechnen (HEC-HMS, 2008). Mit der SCS Curve Number werden auf regionaler Basis (Teileinzugsgebiete) die Abflusseigenschaften in Bezug auf Landnutzungs- und Infiltrationscharakteristik beschrieben. Der Wertebereich der Curve Number reicht von 30 bis 100. Hohe Werte zeigen ein geringes Retentionsverhalten der Gebiete; das meiste Niederschlagswasser wird zu Oberflächenabfluss. Niedrige Werte zeigen ein hohes Retentionsverhalten mit großen Verlustraten und geringem Oberflächenabfluss. (MOGHADAS, 2009)

Die SCS Abflussgleichung lautet:

$$Q = (P - I)^2 \cdot ((P - I_\alpha) + S)^{-1} \text{ [m}^3 \cdot \text{s}^{-1}\text{]} \quad (3.15)$$

Mit: Q = Oberflächenabfluss [m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>]

P = Niederschlag [mm]

S = potentieller Gebietsrückhalt des Einzugsgebietes [mm]

I<sub>α</sub> = Anfangsverlust [mm]

Der Anfangsverlust ist nach CHOW ET AL. (1988) der Verlust an Wasser bevor es zur Abflussbildung kommt. Damit setzt sich I<sub>α</sub> aus dem Wasser, welches in Oberflächendepressionen zurückgehalten wird, der Interzeption an Vegetation, der Evaporation und der Infiltration zusammen. Auf Basis vieler Studien in kleinen experimentellen Einzugsgebieten gilt folgender empirischer Zusammenhang:

$$I_\alpha = 0,2S \text{ [-]} \quad (3.16)$$

Um eine Unabhängigkeit der SCS-Abflussgleichung (3.14) von den Werten des Anfangsverlusts zu bekommen, wird der empirische Zusammenhang aus Gl. 3.16 in Gl. 3.15 eingesetzt:

$$Q = (P - 0,2 \cdot S)^2 \cdot (P + 0,8 \cdot S)^{-1} \text{ [m}^3 \cdot \text{s}^{-1}\text{]} \quad (3.17)$$

Bei der Anwendung dieser Methode ist die Schätzung des potenziellen Gebietsrückhalts (S) eines Einzugsgebiets zu lösen. Dazu wird das Konzept der dimensionslosen Curve Nummer (CN) angewendet, um S zu schätzen. CN und S stehen wie in der folgenden Gleichung angegeben im Zusammenhang:

$$S = 1000 \cdot (CN^{-10})^{-1} \quad (\text{mit S in inches}) \quad (3.18a)$$

$$S = 25400 \cdot (CN^{-254})^{-1} \quad (\text{mit S in mm}) \quad (3.18b)$$

S ist der Parameter, durch den Bodenzustand und Landbedeckung berücksichtigt werden. Der Wert der CN ist für verschiedene Landnutzungen in Kombination mit der Bodenart tabellarisch aufgelistet. Theoretisch reichen die CN-Werte von 1 bis 100, wobei 1 100% Oberflächenabfluss entspricht und 100 keinen Oberflächenabfluss beschreibt. Die CN-Werte liegen in der Regel zwischen 55 und 95. Da die CN das Abflusspotential des Landbedeckungs-Boden-Komplexes beschreibt, ist Sie von verschiedenen Merkmalen

abhängig. Diese Merkmale können in drei Kategorien (MEINDERTSMA, 1998) gegliedert werden:

### 1. Hydrologische Bodenbedingungen

Der Amerikanische Soil Conservation Service hat über 8500 Bodenserien (i.S. der engl. Nomenklatur ‚soil series‘ USDA Soil Taxonomy, <http://soils.usda.gov>) entsprechend ihrer Infiltrationseigenschaften klassifiziert. Um die räumliche Differenzierung der hydrologischen Bodenverhältnisse zu reproduzieren, unterscheidet die CN-Methode vier hydrologische Bodengruppen (CHOW, 1988):

*Gruppe A:* Hohe Infiltrationsraten; hauptsächlich tiefe gute drainierte Sande, Kiese und Lössen, aggregierte Schluffe.

*Gruppe B:* Mäßige Infiltrationsraten; flache gute drainierte Lössen, sandige Lehme.

*Gruppe C:* Niedrigere Infiltrationsraten; tonige Lehme, flache sandige Lehme, Böden mit geringem Organikanteil und üblicherweise hohem Lehmanteil.

*Gruppe D:* Geringste Infiltrationsraten; Böden mit hohem Quellpotential, hohem Grundwasserstand und viel Ton; flachgründige Böden über nahezu undurchlässigem Material.

### 2. Landnutzung, Bodenbearbeitung und Bodenbedeckung

Sobald die hydrologische Bodengruppe bestimmt ist, wird die CN eines Gebietes über den Querbezug der Landnutzung und des hydrologischen Zustand zur Bodengruppe bestimmt. Die Faktoren Landnutzung, Bodenbearbeitung und Bodenbedeckung haben einen großen Einfluss auf die Entstehung von Oberflächenabfluss.

### 3. Vorausgehende Feuchtebedingungen

AMC (*antecedent moisture condition*) ist der Index, der unterschiedliche Abflussbedingungen bei gleichbleibenden Niederschlägen beschreibt. Dieser berücksichtigt den Niederschlag der fünf vorausgehenden Tage entsprechend den Kriterien aus Tabelle 3.3 (LARRANDO-PETRIE & FRANCE, 1995):

**Tabelle 3.3.** Vorausgehende Feuchtebedingungen (*antecedent moisture condition*) der CN Methode (nach LARRANDO-PETRIE & FRANCE, 1995)

Antecedent Moisture Conditions (AMC)		Niederschlagsmenge der vorangegangenen 5 Tage [mm]	
Gruppe	Beschreibung	Regenzeit	Trockenzeit
AMC I	Trockene Böden. Geringstes Abflusspotential. Trotz trockener Böden kein Unterschreiten des Welkepunkts.	< 15	< 42,5
AMC II	Mittlere Bodenfeuchte für den Fall einer jährlichen Flut. Keine gravitative Drainage der Böden.	15-35	42,5-60
AMC III	Annähernd gesättigte Böden aufgrund starker Niederschläge der vorangegangenen 5 Tage. Das größte Abflusspotential.	>35	>60

### *Initial and constant loss rate*

Infiltrationsraten sind bezüglich ihrer Eignung als Eingangsdaten ein kritischer Parameter für die hydrologische Modellierung (COE ET AL., 2008), vor allem in semi-ariden bis ariden Gebieten mit geringer Vegetationsdichte. HEC-HMS gibt mit dem Modellierungsansatz der ‚initial and constant loss rate‘ die Möglichkeit, auf Teileinzugsgebietsebene Messwerte aus

Geländeerhebungen oder vergleichenden Versuchen mit einzubeziehen. Da in den meisten Situationen die Eingabe von direkt erhobenen Messwerten schwer möglich ist, wurden sowohl numerische als auch empirische Approximationen entwickelt (DANE & TOPP, 2002). Die Infiltration wird in HEC-HMS darüber hinaus innerhalb der Gerinne (*reach*) als Verlustgröße mit einbezogen (vgl. Tab. 3.4).

Die **zweite Gruppe der Eingangsdaten** beschreibt die Charakteristik der Niederschläge in ihren unterschiedlichen Formen und wird als ‚meteorological model‘ bezeichnet. In unterschiedlichen Modellierungsansätzen (Tab. 3.4) wird der Umgang mit Niederschlag, Evaporation und Schneeschmelze umgesetzt. Die Datenverfügbarkeit von Niederschlags-, Evaporations- und Schneeschmelzdaten bestimmt nicht zuletzt die Wahl des Ansatzes.

**Tabelle 3.4.** HEC-HMS Niederschlags Methoden (HEC-HMS, 2008)

Niederschlags Methoden	Beschreibung
frequency storm	Wird verwendet, um ein Niederschlagsereignis, bei dem die Menge sowie unterschiedlich lange Dauern innerhalb des Ereignisses eine konsistente Überschreitungswahrscheinlichkeit haben, zu entwickeln.
gage weights	Nutzer-Angepasste Gewichtung der Niederschlagsmessungen.
gridded precipitation	Erlaubt die Nutzung von gerasterten Niederschlagsprodukten (z.B. Niederschlagsradar).
inverse distance	Berechnet den mittleren sub-basin-Niederschlag durch eine Gewichtung der quadrierten inversen Distanz der Messwerte.
SCS storm	Anwendung einer Benutzerdefinierten SCS Zeitverteilung der Menge eines 24-Stunden-Ereignisses.
specified hyetograph	Anwendung einer benutzerdefinierten Niederschlagsganglinie für ein spezifiziertes sub-basin Element.
standard project storm	Verwendet eine zeitliche Verteilung der Menge für einen Niederschlagsindex.

Als ‚control specifications‘ wird die **dritte Gruppe der Eingangsdaten** bezeichnet, in der die Einstellungen zur zeitlichen Auflösung vorgenommen werden. Dies sind vor allem die genaue Angabe der Anfangs- und Endzeiten sowie die Zeitintervalle, die zur Modellierung genutzt werden. Die zeitliche Auflösung muss bei allen Zeitreihendaten innerhalb des Modells identisch sein. (HEC-HMS, 2008)

### 3.7. Literaturanalyse

Die Paläoumweltrekonstruktion in Kapitel 2 erfolgt auf Basis der Forschungsergebnisse zahlreicher Autoren zu Arbeiten im nördlichen und westlichen Afrika. Die Altersdatierungen, die den Rekonstruktionen zu Grunde liegen, sind zumeist Radiokarbondaten. Um eine Vergleichbarkeit in der Vielzahl der Daten zu gewährleisten, müssen Radiokarbondaten kalibriert werden und in Kalenderjahre (cal. B.P.) konvertiert werden (WAGNER, 1995; BRADLEY, 1999).

Die raum-zeitliche Analyse des holozänen Klimas in Nordafrika ist ein in der Literatur viel diskutiertes Thema. Der Großteil der Paläoumweltstudien konzentriert sich dabei auf die Feuchtigkeitsverhältnisse. Es wird unterschieden zwischen „trocken“ und „feucht“ oder „arid“ und „humid“ oder „trockener“ und „feuchter“. Die Definitionen der trockenen und feuchten Perioden und die Abschätzung des Feuchtegrades variieren je nach Proxies und Zeit. Exakte Definitionen, wie Niederschlags-Verdunstungs-Verhältnisse oder Angaben zu Niederschlagsmengen fehlen nahezu gänzlich. Die Fülle der Daten macht eine Generalisierung respektive Kategorisierung notwendig, um eine überschaubare Visualisierung der Paläoumweltbedingungen zu gewährleisten. Eine Kategorisierung der Proxydaten ermöglicht eine räumliche und zeitliche Vergleichbarkeit in späteren Analysen. In dieser Arbeit werden drei hygrische Kategorien gebildet: trocken, feucht, Übergangsphase. Fehlende Aussagen werden durch die Kategorie „keine Daten“ dargestellt. Hierbei wird sich an SCHÜTT & KRAUSE (2009) orientiert. Die Kategorisierung erfolgt nach sedimentologischen, paläoökologischen, geomorphodynamischen und speläochronologischen Indikatoren (Tab. 3.5). Die Kategorisierung findet zumeist in der Literatur selbst statt, die übrigen Proxydaten werden für diese Literaturanalyse kategorisiert. Die Kategorien sind nicht klimatisch definiert. Sie implizieren lediglich feuchtere oder trockenere Klimaverhältnisse im Vergleich zu heute. Es kann nicht zwischen Feuchtigkeitsgraden unterschieden werden. Die Kategorien sagen nichts darüber aus, inwiefern feuchte Bedingungen in einem Untersuchungsgebiet den feuchten Bedingungen eines anderen Untersuchungsgebietes entsprechen.

**Tabelle 3.5.** Zusammenstellung einiger Indikatoren für eine feuchte oder trockene Paläoumwelt (ADAMSON, 1982; ARZ ET AL., 2003; AYALON ET AL., 1999; BAR-MATTHEWS, 1997; HAMANN ET AL., 2008; MACHADO ET AL., 1998; PARKER ET AL., 2004 & 2006; PFLAUMBAUM, 1987; ROBERTS, 1989).

	Indikatoren ,trocken'	Indikatoren ,feucht'
<b>Geomorpho- dynamik</b>	Fehlende Pedogenese, Sedimentation: Verschüttung der Wadisysteme & Verlandungsphasen, Deflation & hohe Dünenaktivität, Niedrige See- & Flusspiegelstände	Pedogenese, Ausbildung Abflusssysteme, Terrassen, Küstenlinien, Strandlinien, Dünenstabilisierung, Hohe See- & Flusspiegelstände
<b>Sedimentologie</b>	hohe Salinität, hoher Staub-Sandanteil, hohe terrigene Staubanteile, Grobkörnigkeit, geringer fluvialer Sedimenteintrag in die Ozeane, niedriger Anteil organischen Kohlenstoffs	geringe Salinität, geringer Staub-Sandanteil, niedrige terrigene Staubanteile, Feinkörnigkeit, hoher fluvialer Sedimenteintrag in die Ozeane, hoher Anteil organischen Kohlenstoffs
<b>Paläoökologie</b>	geringe Bioproduktion, niedrige Vegetationsdichte, C4-Pflanzen saharische Taxa	hohe Bioproduktion, hohe Vegetationsdichte, C3-Pflanzen sudanisch-guineische Taxa

#### Grundlage der Kalibrierung von Radiokarbonaten

Die physikalische Datierungsmethode, aufbauend auf den Arbeiten von LIBBY (1952), die dieser Kalibrierung zu Grunde liegt, basiert auf den zeitgesteuerten Prozessen des radioaktiven Zerfalls von  $^{14}\text{C}$  (GEYH, 1971 & 1983). Der Datierungsbereich dieser Methode reicht von ca. 300 bis etwa 50.000 Jahre vor heute. Kohlenstoff liegt in der Natur in drei Isotopenformen vor, den stabilen  $^{12}\text{C}$ - und  $^{13}\text{C}$ -Isotopen und dem instabilen radioaktiven  $^{14}\text{C}$ -Isotop. (GEYH, 2005).

$^{14}\text{C}$  wird kontinuierlich in der Atmosphäre produziert, nimmt über das atmosphärische  $\text{CO}_2$  an dem Kohlenstoff-Zyklus der Biosphäre teil und verteilt sich somit in die Kohlenstoffreservoirs der Erde (GEYH, 1971; VOGEL, 1995). Es gelangt beispielsweise durch Photosynthese in die lebenden Pflanzen, über die Nahrungskette in Tiere und Menschen oder vermischt sich durch molekularen Austausch mit Bikarbonat im Meer. Das Verhältnis der Isotope ist dabei konstant:  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C} = 1/1012$ . Stirbt ein Organismus ab, wird der Nachschub von  $^{14}\text{C}$  aus der Atmosphäre beendet, dann geht die Konzentration des  $^{14}\text{C}$  von diesem Anfangszeitpunkt an nach dem Gesetz des radiometrischen Zerfalls logarithmisch zurück (VOGEL, 1995).

Nach LIBBY (1952) ist die  $^{14}\text{C}$ -Konzentration organischer Substanzen eine Funktion ihres Alters (GEYH, 1971; VOGEL 1995). Für die Altersbestimmung werden der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt der Probe und die  $^{14}\text{C}$ -Anfangskonzentration eines Standards gemessen. Jedoch ist das  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis bzw. die  $^{14}\text{C}$ -Produktion in der Atmosphäre nicht konstant, sondern unterliegt natürlichen und anthropogenen Variationen. Für Altersdatierungen ist der genaue Verlauf der  $^{14}\text{C}$ -Konzentration in der Vergangenheit bzw. die Abweichungen von den Kalenderjahren für verschiedene Zeitabschnitte wichtig, dafür gibt es international festgelegte  $^{14}\text{C}$ -Korrekturkurven (GEYH, 1971).

Die Kalibrierung erfolgt dabei in Form eines Vergleichs des konventionellen Alters mit Daten der internationalen Kalibrierkurve, basierend auf den dendrochronologischen Messungen (Sequoia, Borstenkiefer, Eiche) für den Zeitraum 1500 bis 1950 (WAGNER, 1995; GEYH, 1971). Eine Kalibrierung ist bis vor 1950 möglich, dem Zeitpunkt der vermehrten

Freisetzung von  $^{14}\text{C}$  durch oberirdisch gezündete Kernwaffen (WAGNER, 1995; GEYH, 1983). Die Bezeichnung „Jahre vor heute“ oder „before present (B.P.)“ bezieht sich daher auf das Jahr 1950 nach Christus (WAGNER, 1995; BRADLEY, 1999; GEYH, 1971). Das Ergebnis dieser Methode ist das Alter der Probe „vor heute“, an dem sie das letzte Mal am  $\text{CO}_2$ -Austausch mit der Atmosphäre teilgenommen hat.

#### *Anwendung des Kalibrierungsprogramms*

Gängige Kalibrierungsprogramme sind unter anderen CalPal (Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package; WENINGER, 2007), OxCal (Oxford Radiocarbon Accelerator Unit, Oxford University; RAMSEY, 1995) sowie das hier verwendete CALIB (Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle) in der Version CALIB 5.0.1 (Calib Radiocarbon Calibration Program, ©1986-2005). (STUIVER & REIMER, 1993; STUIVER ET AL., 2005)

Die Proben aus den Feldforschungen der Autoren sind Grundlage für Radiokarbonaten. Die Proben sind terrestrisch, hauptsächlich handelt es sich um Paläoböden, limnische oder äolische Sedimente, Sebkhas, Holzkohle, Pollen und Diatomeen.

Für die nicht-marinen Radiokarbonproben der Nordhemisphäre wird bevorzugt die IntCal04-Eichkurve angewendet (REIMER ET AL., 2004). Das  $^{14}\text{C}$ -Alter besteht aus Alterswert  $A$  und der Standardabweichung  $\sigma$ , die das Mutungsintervall ( $A + \sigma$  oder  $A - \sigma$ ) festlegt, in dem das Alter mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit liegt. D.h. die Breite des Mutungsintervalls wird von der relativen Standardabweichung  $\sigma$  bestimmt. Dieser Fehler, der vom Labor angegeben wird, beschreibt die Unsicherheit in der Bestimmung des Isotopenverhältnisses. Die berechneten  $^{14}\text{C}$  Alter sind um 3% größer als die konventionellen. (GEYH, 1971)

Die Standardabweichung der Kalibrierungskurve  $\sigma_k$  wird mit einer Präzision von  $2\sigma$  (95% Sicherheit) des konventionellen Alters gesetzt (WAGNER, 1995). Die Kalibrierung der konventionellen Radiokarbonaten aus der Literatur, die keine Angabe zum Laborfehler vorgibt, erfolgt mit einem Wert von 0. Datierungen mit Angabe des Laborfehlers und die bereits kalibrierten Daten werden übernommen. Der ‚Lab Error‘ wird als Multiplikator gesetzt. Die Standardabweichung der konventionellen Altersangabe (SD years/Age Uncertainty) wurde übernommen, wenn sie angegeben wurde; wenn nicht, wurde sie auf 1 gesetzt. Für die Darstellung der Klimadaten dient der Median der kalibrierten Kalenderjahre. Aufgrund nicht-konsistenter Angaben des ‚Lab Errors‘ und der Standardabweichungen der konventionellen Altersangabe liegen hier die größten Unsicherheitsquellen.

#### *Quellenkritik als Kritik der Proxydaten*

Für eine Interpretation der Proxydaten müssen Angaben zum Material der Probe, Standardabweichung, Vorbehandlung, Korrekturen, Lab Error und Labnummer vorliegen. Die verwendeten Proxydaten zeigen stellenweise eine Inkonsistenz. Oft ist nicht feststellbar, ob die Daten korrigiert wurden bzw. welche Halbwertszeit genutzt wurde, obwohl dies eigentlich international standardisiert ist. Zum Kalibrieren der konventionellen Daten fehlen meist der ‚Lab Error‘ und die Standardabweichungen der konventionellen Altersangabe. Es ergeben sich zudem Fehler durch das Festsetzen der Standardabweichung auf 1 und ‚Lab Error‘ auf 0 bei fehlender Angabe. Auch können Datenverfälschungen und eine subjektive Einordnung der Daten seitens der Autoren nicht berücksichtigt werden. Diese Fehler können jedoch im Hinblick auf die Fragestellung des überregionalen Überblicks hingenommen werden.

## 4. Der Großraum der südlichen Zentralen Sahara

### 4.1. Naturräumliche Differenzierung

Der Großraum der südlichen Zentralen Sahara erstreckt sich zwischen 17° und 24° nördlicher Breite und 8° und 16° östlicher Länge. In Kapitel 1.3.1 wird das Gebiet großräumig eingegrenzt. Die wichtigsten Großformen im Gebiet zwischen Aïr Gebirge, Tibestigebirge, Murzuk Becken und der Grenze zum Sahel sind Bestandteil der Becken- und Schwellenlandschaft der Zentralen Sahara.

Den zentralen und größten Bereich des Großraumes nehmen ausgedehnte Sandflächen ein. Die größte ist die Ténéré, die sich von Nord nach Süd in die Sandseen des Erg de Ténéré, Erg de Fachi-Bilma und Erg de Bilma untergliedert (Abb. 4.1). Diese Sandseen zeichnen sich durch eng verlaufende NE-SW orientierte Longitudinaldünenzüge aus. Die ausgedehnten Sandflächen sind durch N-S verlaufende Schichtstufen unterbrochen, die als Überreste in Form von isolierten Massiven (Fachi, Achegour) oder Plateaus (Schichtstufe von Bilma) aus der Ebene emporragen. Ein gemeinsames Merkmal sind die westlichen Vorlandsenken, die als gestreckte abflusslose (endorheische) Depressionen ausgeprägt sind (BAUMHAUER ET AL., 2009). Im Bereich der Stufenvorlanddepression der N-S verlaufenden Schichtstufe von Bilma hat sich der Siedlungsraum des Kauoar gebildet, eine Aneinanderreihung von Oasen in den Vorlandsenken. Die Höhenunterschiede zwischen den Vorlandsenken und den Schichtstufen können von wenigen zehn bis zu einigen hundert Metern betragen. Die mittlere Höhe des gesamten Gebietes liegt zwischen 400 und 500 m über dem Meeresspiegel.

Neben den Sandflächen stellen im Nordosten des Großraums vor allem die Plateaulandschaften einen großen Naturraum dar. Sie sind durch einen gemäßigten Reliefunterschied gekennzeichnet. Die wichtigsten Plateaulandschaften des Großraumes sind das Plateau de Magueni im Norden, das Plateau du Djado südlich anschließend sowie das Plateau de Tschgai im Osten (Abb. 4.1).

Im Gegensatz zu den Plateaulandschaften ragen die großen Gebirgsstöcke deutlich über die Umgebung heraus. Dabei erreicht das Aïr Gebirge Höhen bis über 2000 m und das Tibestigebirge sogar bis fast 3500 m über dem Meeresspiegel.

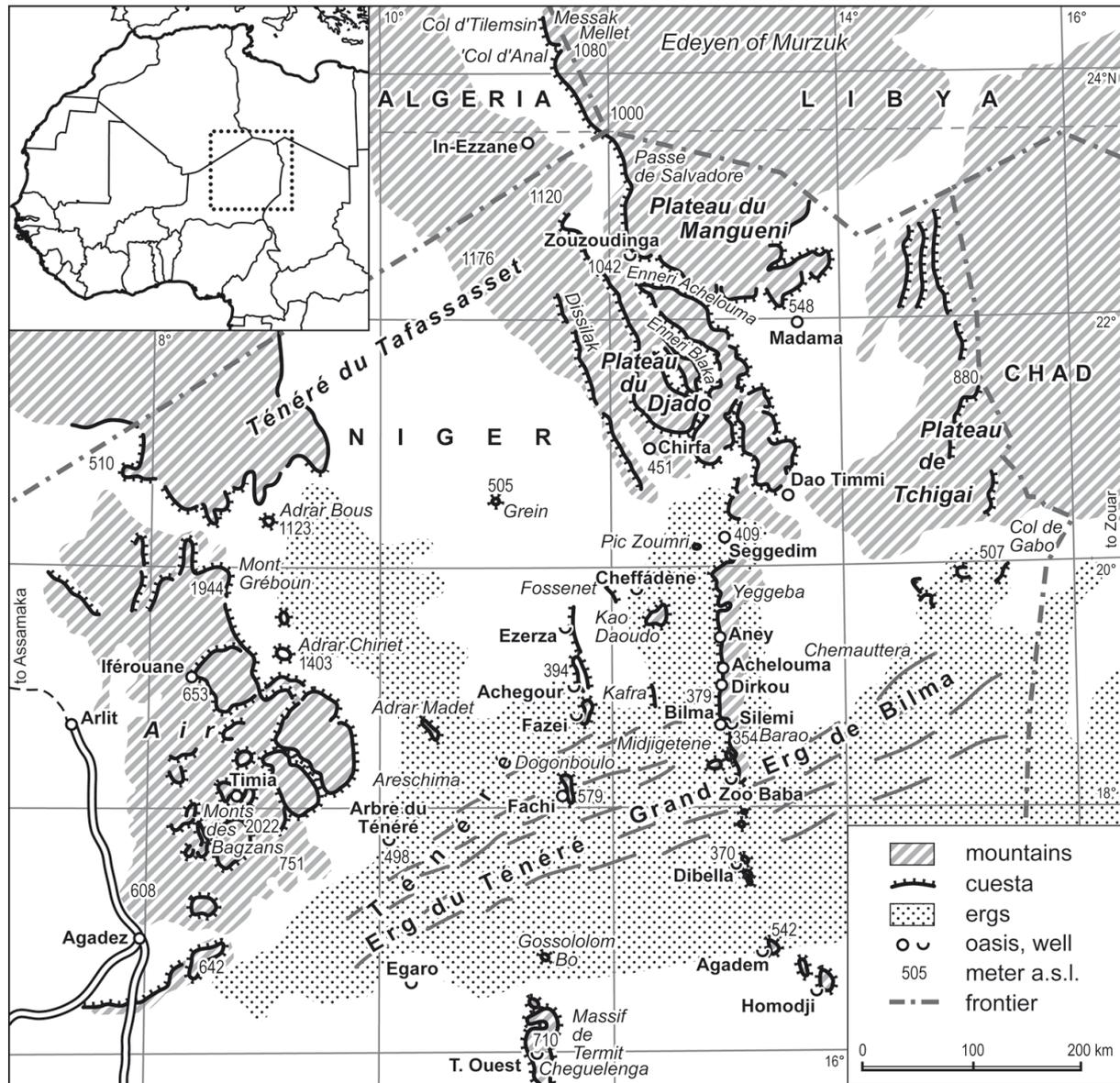
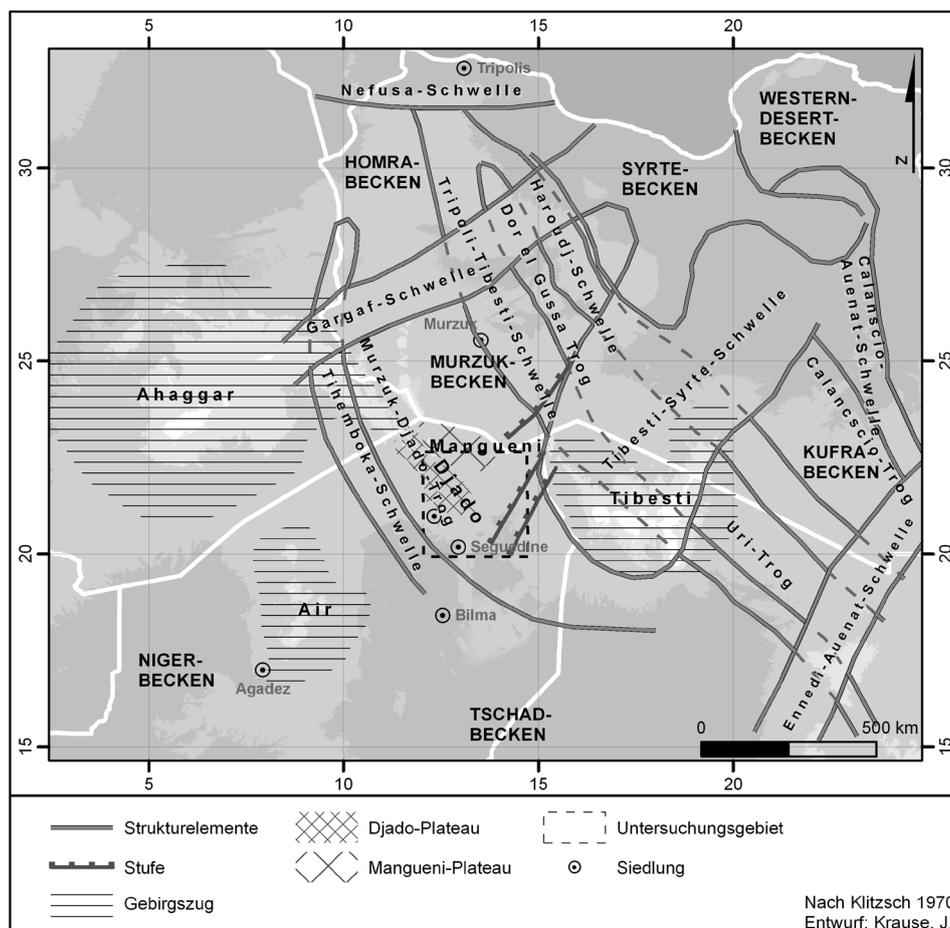


Abbildung 4.1. Großraum der südlichen Zentralen Sahara (BAUMHAUER ET AL., 2009).

## 4.2. Geologie und Paläogeographie

Die geologische Grundstruktur der Sahara besteht aus großen Becken, die durch Schwellen gegliedert werden (HAGEDORN, 1988). Das Strukturrelief der Zentralen Sahara erstreckt sich über folgende Regionen: Südtunesien, Libyen, Nordtschad und Nordniger sowie grenznahe Bereiche von Algerien, Ägypten und Sudan. Es handelt sich hier um weitläufige Tafelländer sehr flach lagernder paläozoischer, mesozoischer und tertiärer Sedimente, die auf einem eingerumpften präkambrischen Sockel ruhen. Die Sedimente sind in den Übergangsbereichen der Becken zu Schwellen in Form von langgezogenen Schichtstufen aufgeschlossen. Das Relief ist von der Ausbildung und Mächtigkeit der einzelnen Gesteinskomplexe abhängig – Geologie (Abb. 4.4) und Geomorphologie stehen in direktem Bezug zueinander (HAGEDORN, 1988).

Bedeutend für die Entstehung des Strukturreliefs (Abb. 4.2) der Zentralsahara sind hauptsächlich tektonische Bewegungen, klimamorphologische Prozesse und Transgressionen bzw. Regressionen (Abb. 4.3). Hierbei hatten die Schwellen überwiegend die Funktion von Abtragungsgebieten, die Becken die der Ablagerungsgebiete. (KLITZSCH, 1970)



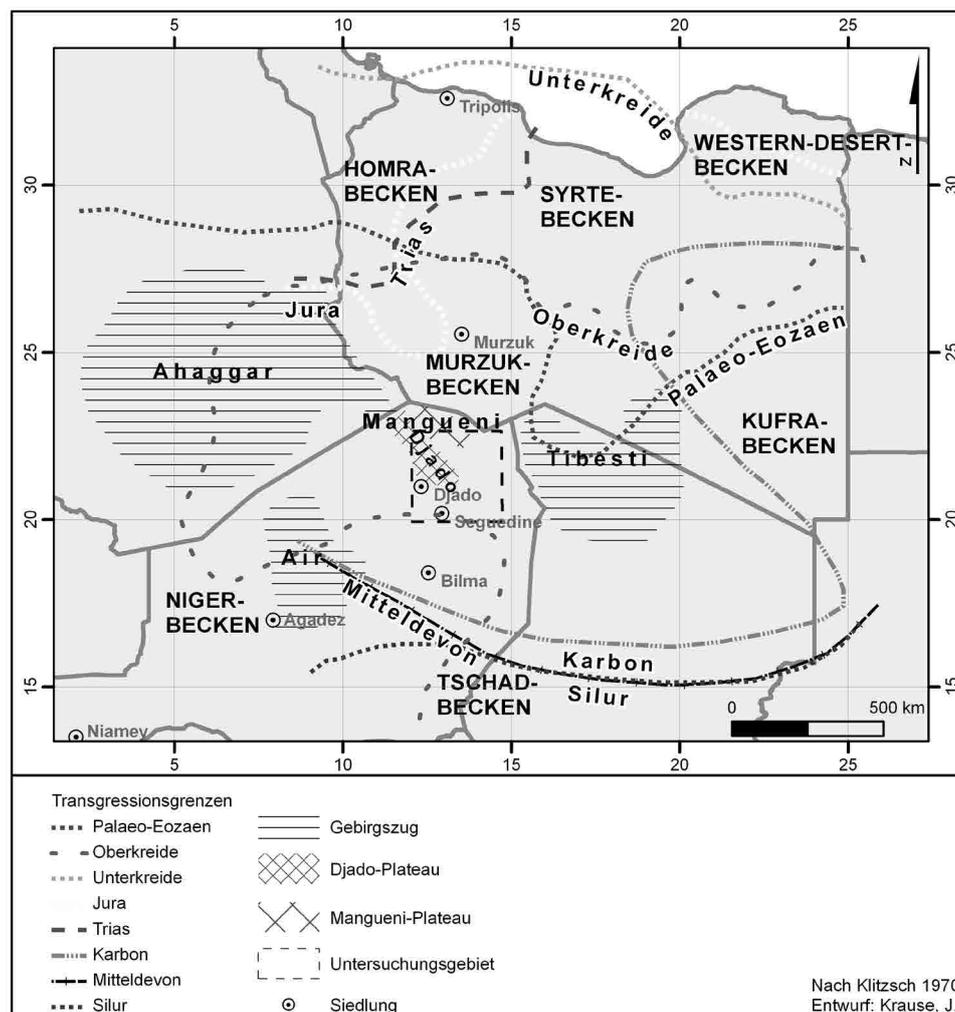
**Abbildung 4.2.** Strukturrelief der Zentralen Sahara (nach KLITZSCH, 1970). Die Region um das Untersuchungsgebiet ist gestrichelt eingezeichnet.

In der Zentralsahara sind drei wesentliche Perioden struktureller Entwicklung zu unterscheiden (KLITZSCH, 1970 & 1979; BUSCHE, 1998):

(1) Die **Geosynklinale** der Zentralen Sahara im **Präkambrium**, die vom heutigen Westrand des Kufrabeckens bis ins heutige Murzukbecken reichte.

(2) Die **altpaläozoische Blockbildung** mit einer Vielzahl verschiedener Transgressionen (Abb. 4.3).

(3) Die **jungpaläozoisch-mesozoische Wellung und quartärer Vulkanismus**. Die saharischen Inselbergkomplexe und die Rumpfflächenbildung setzen zur Wende Kreide/Tertiär ein und sind bedeutend für das Schichtstufenrelief an den Beckenrändern (HAGEDORN, 1988). Der im Tertiär einsetzende Vulkanismus der Sahara und die Faltung des Atlas hielten bis ins Pleistozän an. Im Jungtertiär und Quartär kam es in mehreren Bereichen der mittleren Saharatafel zur Förderung basischer (im Tibestigebirge zeitweise auch saurer) Laven und Tuffe, die heute große Areale aufbauen – insgesamt etwa 100.000 km<sup>2</sup> der mittleren Sahara sind mit magmatischen Gesteinen der jüngsten Erdgeschichte bedeckt: Der Djebel Haroudj im Ostfezzan, das Tibestigebirge, Basaltplateaus des nordöstlich von Tibesti gelegenen Djebel Eghei, Djebel Soda im Nordfezzan, das Basaltplateau südlich von Garian in Tripolitanien (KLITZSCH, 1970) und das Ahaggar Gebirge (FURON, 1971).



**Abbildung 4.3.** Transgressionsgrenzen der Zentralen Sahara (nach KLITZSCH, 1970). Die Region um das Untersuchungsgebiet ist gestrichelt eingezeichnet.

Mit Ausnahme des Tibestigebirges haben die genannten Vulkangebiete eher Plateau- als Gebirgscharakter. Der junge Vulkanismus der mittleren Saharatafel ist nicht das Ergebnis gleichzeitiger tektonischer Vorgänge auf der Saharatafel, etwa einer neuen Zerlegung der Saharatafel in Jungtertiär und Quartär. Er beruht sich vielmehr auf alten, teilweise bereits im Kambrium angelegten Lineamenten (KLITZSCH, 1970). Im jüngeren Tertiär wurde die gesamte Zentrale Sahara Abtragungsgebiet, mit Ausnahme der vorgenannten Gebiete. Quartäre Ablagerungen kommen von großen Flusssystemen, die von den zentralsaharischen Gebirgen ausgehen. Ebenfalls zum Quartär gehören die Sedimente einer Vielzahl von jungpleistozänen und holozänen Seen (BUSCHE, 1998).

Die wichtigsten Becken und Schwellen (Abb. 4.2) der Zentralen Sahara sind (BUSCHE, 1998; HAGEDORN, 1988; KLITZSCH, 1970):

- *Murzuk-Becken* – dieses etwa 600·1.000 km<sup>2</sup> große Becken beinhaltet tektonische Elemente unterschiedlichen Alters und unterschiedlicher Streichrichtung: Die im Altpaläozoikum entstandenen, NW streichenden Einheiten Haroudjschwelle, Dor-el-Gussa-Trog und Tripoli-Tibesti-Schwelle wurden im Gebiet des heutigen Murzukbeckens vom Karbon bis ins Mesozoikum in NE gerichtete Beckenbildung einbezogen. Die Zone größter Absenkung wanderte vom Karbon bis in die Unterkreide aus dem direkten Vorland der Tibesti-Syrte-Schwelle nach Nordwesten in zentralere Teile des Murzukbeckens. Durch diese heterogenen Vorgänge entstand im Mesozoikum ein scheinbar einheitliches Großbecken.
- *Kufra-Becken* – wie das Murzuk-Becken ein paläozoisches Becken mit kontinentalen, mesozoisch-tertiären Oberbau.
- *Syrtebecken* – das marine, mesozoisch-tertiäre Becken weist keinen paläozoischen Unterbau auf.
- *Homra-Becken* – das paläozoische Becken weist einen marinen Oberbau auf.
- *Niger- und Tschad-Becken* – haben beide einen kontinentalen, mesozoisch-tertiären Oberbau ohne paläozoischen Unterbau.
- *Tibesti-Syrte-Schwelle* – mit fast 500 km Breite und etwa 1.000 km Länge ist die Tibesti-Syrte-Schwelle die bedeutendste positive Bewegungsanomalie der mittleren Sahara. Die Tibesti-Syrte-Schwelle wird im Westen und Osten von randparallelen Schichtstufen begleitet, die flach zum Murzuk- und Kufra-Becken einfallen.
- *Ahaggar-Aïrschwelle* – in Teilen ist sie Gebirgen aufgesetzt, diese Gebirge sind größtenteils vulkanischen Charakters (Tertiär-Holozän).
- *Gargafschwelle* – überlagert die altpaläozoischen Schwellen (Tihembokaschwelle) und Tröge etwa rechtwinklig.

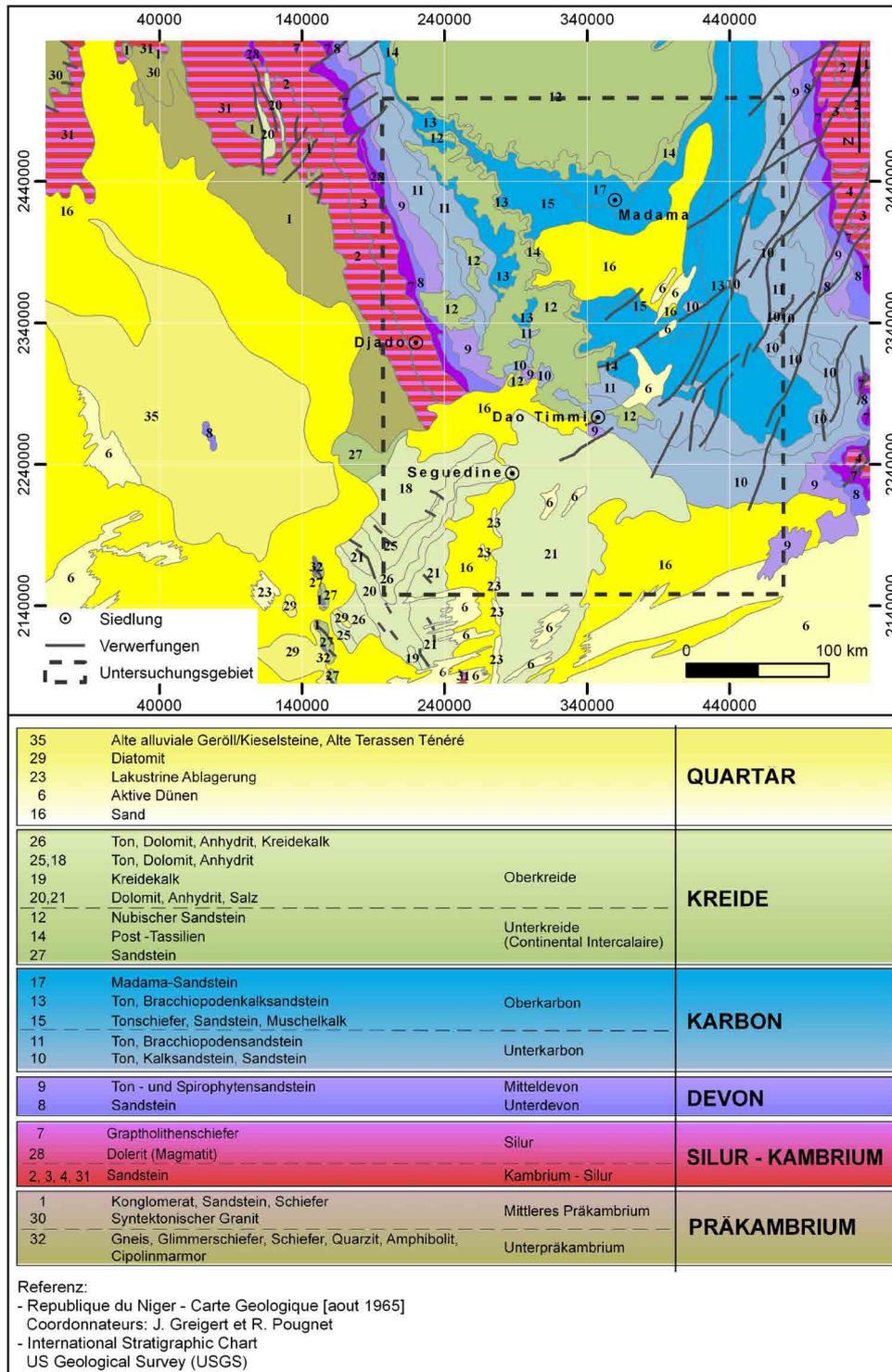


Abbildung 4.4. Geologische Karte der Zentralen Sahara. Die Region um das Untersuchungsgebiet ist gestrichelt eingezeichnet. (nach GREIGERT & POUGNET, 1965)

### 4.3. Relief und Boden

#### 4.3.1. Geomorphologische Einheiten des Ostniger

##### *Zentralsaharische Gebirgsmassive*

Das zentralsaharische Relief ist durch drei Gebirgsmassive gekennzeichnet: Ahaggar, Aïr und Tibesti (Abb. 4.2 & 4.5 links). Neben diesen ist der Relieftyp des Plateau-Berglandes anzutreffen, wie das Djado-Plateau und Ennedi (MENSCHING, 1971).

##### *Flächen*

Zu der Großform der Flächen gehören die hochgelegenen Plateaus der saharischen Schichtstufen und die weitgespannten Flächen zwischen den Schichtstufen, wie die flachwellige Sandtenne der Ténéré (Abb. 4.5 rechts). Die Ausbildung der Flächen wird feucht bis wechselfeucht-tropischen Bedingungen zugeschrieben. In Gebieten, in denen lateritische Eisenkrusten oder Silcretedecken die Dachflächen (z.B. des Djado) schützen, ist das Gebiet durch Ebenheit gekennzeichnet. Häufig werden die Hauptniveaus von älteren Flächenresten oder Inselbergen überragt (SPONHOLZ, 1989). Die Flächen gehören nach BUSCHE (1998) zwei Hauptstockwerken unterschiedlichen Alters an, die sich lokal in mehrere Höhengniveaus unterteilen können (vgl. Kap. 6.1.1). Die höher gelegene Fläche, die Dach- oder Plateaufläche, ist das ältere Reliefelement. Gut erhalten sind sie im Bereich des Messaksandsteines, also dem Plateau du Mangueni und Plateau du Djado. (BUSCHE, 1998)

Die Hochflächen sind durch mehrere Schichtstufentraufe (*cueta*) begrenzt. Die steilen Stufenabfälle sind teilweise durch fluviale Erosion und Talbildung zerschnitten, während die Hochflächen kaum zertalt sind. Dadurch ist ihr Verwitterungsschutt in situ als Schuttdecke konserviert worden. Diese Hochflächen mit Schuttbedeckung werden Hamada genannt (MENSCHING, 1971). Der Wüstengesteinsschutt ist meist dunkel-patiniert (BUSCHE, 1998). Am Fuß hoher Hamada-Stufen sind Glacisformen anzutreffen, oft breiten sich auch Pedimente aus. Diese sind durch Erosion im Einzugsbereich der Wadisysteme entstanden, da diese am Stufenfuß zu einer Aufschüttung (Terrassen) der großen Wadis und zur Überschüttung der Fußflächen geführt hat. Die Formgestalt der Hamada ist polygenetisch, d.h. ihr Stufenrelief ist jünger als ihr Flächenrelief. Durch die Eintiefung des Gewässernetzes entwickelte sich das typische Stufenrelief der Wüste. Typisch hierfür sind die vorgelagerten Zeugenberge. (MENSCHING, 1971)



**Abbildung 4.5.** *links: Südliche Ausläufer des Aïr, NE Niger (2006)*  
*rechts: Fläche der Ténéré, NE Niger (2006)*

### *Ebenen des saharischen Tieflandes (Reg, Serir)*

In der Sahara treten ausgedehnte Ebenen auf, die mit feinem Akkumulationsmaterial bedeckt sind. In der westlichen Sahara spricht man hierbei von Reg, in der Zentralen Sahara von Serir. Es handelt sich um weite, flache Ebenen oder Senken. Serir-Flächen sind die sedimenterfüllten Vorlandebenen der Gebirgsmassive. Diese Vorlandsenken sind als flache Depressionen mit der Gebirgshebung entstanden und von den Abtragungssedimenten der Gebirge aufgefüllt worden. Serir-Flächen sind also vorwiegend Akkumulationsbereiche, während Hamada-Hochflächen Erosionsgebiete sind. Serire sind durch alluviale, erosive und eluviale Dynamik der Morphogenese als Oberflächentyp entstanden. Reg-Flächen hingegen sind sand- und kiesbedeckte Ebenen (Abb. 4.6 links). (MENSCHING, 1971)

### *Sand- und Salztonebenen*

Auf den Ebenen und Flächen der Sahara sind geschlossene, endorheische flache Depressionen zu finden. Es handelt sich dabei um Akkumulationsbecken für feinkörnige Abtragungssedimente der Umgebung. Sie werden nach Art der Sedimentverfüllung in Garaa (sandige Feinsedimente) und Sebka (salzhaltige Feinsedimente) unterschieden (Abb. 4.6 rechts). Sebchas finden sich vor allem im Vorland von Gebirgsketten und Plateaus. Grund für die Sedimentverfüllung ist die endorheische Auflösung eines Wadis oder der flächenhafte Abfluss auf Fußflächen zu solchen Senken. Der hohe Salzgehalt stammt aus den salzreichen Schichten, die abgetragen werden. (MENSCHING, 1971)



**Abbildung 4.6.**

**links:** Nahaufnahme Serir-Fläche in der Ténéré, NE Niger (2005)

**rechts:** Zerfallene Tepee-Strukturen in der Sebka von Seguedine, NE Niger (2005)

### *Stufen und Hänge*

Die Stufen sind entweder völlig aufgelöst oder kaum gegliedert (SPONHOLZ, 1989). Die Schichtstufen sind im Jungtertiär durch die Tieferlegung eines Teils der Ausgangsrumpffläche entstanden (BUSCHE, 1998). Teilweise sind die Stufenhänge durch den Abgang großer Rutschungsschollen gekennzeichnet (GRUNERT, 1983; BUSCHE, 1982). Viele Hänge zeigen eine fast vollständige Überkleidung mit an der Oberfläche schwarz patiniertem Hangschutt (Abb. 4.6 links). (SPONHOLZ, 1989)

### *Stufenvorlanddepression*

Typische Reliefelemente des Trockenklimas der Sahara sind Fußflächen. Sie umzäunen höhergelegene herausragende Reliefeile einschließlich der Berg- und Gebirgsregionen. Sie bilden damit ein Bindeglied zwischen Hoch- und Tieferelief der Wüste. Zwischen beiden findet durch Abtragungsprozesse ein Ausgleich statt. Ihre Neigung beträgt 5-8°. Am unteren Ende können sie in Akkumulationsflächen, wie Sebkhass, Serirflächen usw. übergehen. Über morphologisch weichen Sedimenten bilden sich diese Fußflächen mit Schuttüberlagerung zu Glacis-Systemen aus. Oft gibt es auch verschiedene Glacis-Terrassen. Auf festem Sedimentgestein älterer Formationen bzw. auf den Kristallinsockeln der Gebirge bilden sich Pedimente aus. (MENSCHING, 1971)

Die den Stufen vorgelagerten Senken werden von BUSCHE (1982) als „Stufenfußdepression“, von BAUMHAUER (1986) als „Stufenvorlanddepression“ bezeichnet. Die dem Djado-Plateau vorgelagerte Depression ist durch verkarstete Inselberge gekennzeichnet. Meist enthalten die Stufenvorlanddepressionen limnische und äolische Sedimente jungpleistozänen und holozänen Alters. Aufgrund ihrer meist günstigen hydrologischen Situation sind sie bevorzugte Orte für Oasen (u.a. Kaouar, Djado, Fachi) (Abb. 4.7 rechts). (BRAUNECK, 2010; SPONHOLZ, 1989)



**Abbildung 4.7.**

**links:** Stufenfront der Schichtstufen von Bilma, NE Niger (2006)

**rechts:** Stufenfront mit der Oase von Seguedine als Stufenvorlanddepression, NE Niger (2006)

### *Silikatkarst*

In den Gebieten von Col de Sara südlich von Djado, im südwestlichen Vorland des Djadoplateaus und der Stufe von Bilma (Emi Bao, nördlich von Dirkou) konnten karsttypische Lösungsformen gefunden werden (Abb. 4.8 links) (SPONHOLZ, 1989).

### *Inselberge*

Ein weiteres Reliefelement sind Inselberge, die sich auf dem zumeist eingeebneten kristallinen Grundgebirge erheben. Sie sind meist an den widerstandsfähigen Grundgebirgssockel gebunden, von dem die paläozoischen Sedimentgesteinsschichten abgetragen wurden. Um den Abtragungsrest herum bildet sich ein Pediment (Abb. 4.8 rechts). Die aride Abtragungsdynamik erlaubt es nicht, den Grob- und Feinschutt und die Blöcke von den Fußflächen wegzutransportieren, so dass der deutliche Hangknick zwischen Fußfläche und Inselberg bestehen bleibt. (MENSCHING, 1971)



**Abbildung 4.8.** *links: Lösungsverwitterungsform des Silikatkarsts (2005)*  
*rechts: Inselberg Pic Zourmi, NE Niger (2006)*

### *Fluviale Formen*

Die Täler der großen Talsysteme weisen meist ausgeprägte Kastentalformen auf und entwässern im Allgemeinen in endorhäische Becken. Es lassen sich noch alte, mehrere hundert Kilometer lange Entwässerungssysteme rekonstruieren (Enneri Blaka, Enneri Achelouma), die im ausgehenden Tertiär angelegt wurden. Die weitere Formgestaltung erfolgte in Phasen verstärkter fluvialer Aktivität während des Pleistozäns und Holozäns. Entlang der Täler sind Terrassen entwickelt (Abb. 4.9 links). (GRUNERT, 1983; BUSCHE 1982)

### *Äolische Formen*

Unter heutigen Klimagegebenheiten herrschen Deflations- und Korrasionsprozesse sowie lokale Sandakkumulation vor (SPONHOLZ, 1989). Diese äolische Phase wurde vor ca. 3 ka BP eingeläutet und ist somit jünger als die Phase der großen Rutschungen an den Stufenhängen (ältestes Pleistozän) (BUSCHE & STENGEL, 1993). Durch Windüberformung wird eine Vielzahl von Kleinreliefformen geschaffen, Deflation und Korrasion schaffen jedoch keine geomorphologischen Großformen. (MENSCHING, 1971)

Flächenhaft wirkt rezente äolische Abtragung besonders dort, wo kein Hindernis den Wind kanalisiert, hier besonders in der Ebene der Ténéré. Ihr sitzen Längsdünen (Abb. 4.9 rechts) auf. Linienhaft wirkt sie dort, wo ein vorgegebenes, ehemals fluvial zerschnittenes Felsrelief eine Düsenströmung verursacht. Im windumgeformten Schichtstufenland sind im östlichen

Tchigai sowie im nordwestlichen und westlichen Drittel des Djado Korrasionsrücken zu erkennen und die Dachfläche des Kaouar ist durch ein großes Sandsteinkarstwannenrelief geprägt. Die paläozoischen Sand- und Siltsteine des Djado und des Tchigai wurden im Zuge der Tiefenverwitterung im Alttertiär vollständig saprolitisiert und nahezu weiß gebleicht. Durch Lösungsabfuhr und damit einhergehender Massenverluste ist der Saprolit nicht sehr widerstandsfähig gegenüber Abtragung. Rezentere Windschliff ist aufgrund der hohen Windgeschwindigkeiten und der Ungeschütztheit auf der leicht nach Westen ansteigenden Sandsteinsaprolitfläche zwischen der Djado- und Dissilakstufe (sandarmes Gebiet) weitflächig aktiv (BUSCHE & STENGEL, 1993). Auch unter den großen Ergs, Edeyen und der Ténéré ist ein fluviales Erosionsrelief begraben (MENSCHING, 1971).

Der nordwestliche Teil des Djado im Übergang zum Messak Mellet ist stark windüberschliffen. Auf der ebenen Silcrete-Dachfläche des südlichen Djado sind vor allem an den Plateaurändern Spuren alten Windschliffs vorhanden, obwohl die Windintensität heute nur für den Transport dünner Sandschleier ausreicht. Paläowindschliff durch den Südwestmonsun ist im südwestlichen Vorland des Djado in Form kleiner Tors, die zu Windhöckern umgestaltet sind, erkennbar. (BUSCHE & STENGEL, 1993)

Äolische Akkumulationsformen in Form von unterschiedlichen Primärdünentypen (Abb. 4.9 rechts) sind vor allem in den weiten Beckenbereich der Zentralen Sahara zu finden. Diese lassen sich nach BESLER (1992) verschiedenen Skalen zuordnen: von Windrippeln mit wenigen Metern Wellenlänge (STENGEL, 1992) über Dünen (hierzu gehören u.a. Barchane und Längsdünen) bis hin zu den Großformen der Draas mit einer Ausdehnung von über 500 m. Zu den Großformen gehören auch die Sandtennen, wie die Ténéré, deren Genese aber weder eine reine Akkumulationsform noch ausschließlich äolischer Natur ist. (BUSCHE, 1998)



**Abbildung 4.9.**

*links: Eingeschnittenes Gerinne eines Tributäres des Acheloumatal, NE Niger (2006)*

*rechts: Dünenformen nahe des Pic Zourmi, NE Niger (2006)*

### 4.3.2. Böden der Region

#### *Rezente Böden*

Die Böden der Zentralen Sahara befinden sich aufgrund der aktuellen Klimabedingungen in einem Initialstadium. Durch Niederschlagsarmut kann Pflanzenwuchs kaum stattfinden und dadurch entstehen keine organischen Bodenbestandteile. Eine Durchfeuchtung der Böden findet gegenwärtig kaum statt. Durch Gesteinsverwitterung stehen lockere Verwitterungsprodukte zur Verfügung – jedoch ist die Oberfläche infolge des Windeinflusses nicht stabil, denn Sande und Stäube sind mobil. Der Boden stellt einen Lebensraum dar, in dem stoffumsetzende Wechselwirkungen zwischen organischen und anorganischen Bestandteilen stattfinden, die Böden der Sahara weisen diese dynamischen Wechselbeziehungen so gut wie nicht auf. (GANSSEN, 1971)

In weiten Teilen der Kernwüste fehlen Eigenschaften echter Böden, es herrschen eher bodenähnliche Formen. Zusammengeschwemmtes, humusarmes bis humusfreies Feinmaterial mit oberflächlichen Strukturen wie polygonalen Trockenrissen, prismatischen Gefügen, salzverkrusteten oder salzfreien, nahezu vegetationslosen Tonebenen sind typisch. Weiterhin sind Randwüstenböden und Rohmaterial anzutreffen, wie Hammada und Serir, in Senken oft Salzabscheidungen, Salzböden oder Initialböden in Wadis. Die Böden im Vollwüstenbereich erreichen maximal ein Initialstadium mit geringem Humusgehalt und hoher Erosionsanfälligkeit. Weiterhin prägen Dünen, Flugsandfelder (Erg, Edeyen) ohne Bodenbildung sowie inaktive Dünen mit Initialstadien von Böden das Bild der Sahara. In den Hochgebirgen der Zentralen Sahara finden sich in Gebieten mit etwa 100 mm Niederschlag pro Jahr Gebirgsrandwüstenböden, alte lehmige Verwitterungsreste oder rohes Blockmaterial. (GANSSEN, 1971)

Im Halbwüstenbereich treten Oasenböden auf, die oft durch Versalzung und Verkalkung gekennzeichnet sind. Sie stehen unter ständigem Grundwassereinfluss, sind humus- und nährstoffreich, fruchtbar und intensiv nutzbar. In einem hyperariden Raum wie der Sahara sind die Prozesse der Bodenbildung eher auf Senken und Täler beschränkt, in denen sich periodisch Wasser sammelt beziehungsweise in denen durch oberflächlichen Abfluss Material angeschwemmt wird. Teilweise gibt es auch Initialböden in Wadis, die episodisch Wasser führen oder unter Grundwassereinfluss stehen. Es gibt aber auch Initialböden in den Oasen mit ständigem Grundwasseranschluss. Jedoch werden die initialen Böden durch die spärliche bis fehlende Vegetation nicht vor den Einflüssen von Starkregen und Wind geschützt. Nur wenn Pflanzen vorhanden sind können die tiefen Wurzelsysteme einen Erosionsschutz des Bodens gewährleisten (GANSSEN, 1971). Im Wüstengebiet bestehen die Böden nur zu 1/5 aus Sand, der Rest besteht aus blankem Fels oder Rohböden auf Silikatgestein ohne einen Humushorizont. Die Bodenoberfläche wird hauptsächlich auf mechanischem Wege, durch physikalische Verwitterung, verändert (BEUCHELT, 1968).

#### *Paläoböden*

Bodenrückstände und lehmige Verwitterungsprodukte, die in der Sahara zu finden sind, sind Hinweise auf ein feuchteres Milieu (GANSSEN, 1971). Rote Bodenbildungen der Wüste sind teils anstehende Relikte, teils freigelegte Bodenhorizonte tertiären Ursprungs oder Ergebnisse pleistozäner Feuchtzeiten (BEUCHELT, 1968). In der südlichen und zentralen Sahara des Ostnigers sind Relikte von Feuchtzeitböden auf jungpleistozänen und holozänen Altdünen weit verbreitet. In Sedimentationsgebieten werden sie von aktuellen Flugsanddecken und geringmächtigen Dünen überlagert. Für die Region Niger wurden

Arbeiten zur Interpretation der Böden in Hinblick auf Paläoumwelt und Paläoklima von GRUNERT (1988), VÖLKELE (1988 & 1989), PFEIFFER & GRUNERT (1989), PFEIFFER (1991) und VÖLKELE & GRUNERT (1990) veröffentlicht. FELIX-HENNINGSSEN (1984, 2000; ET AL. 2009) untersucht die Paläoböden der südlichen zentralen Sahara bis in den Nordrand des Sahel.

Die Altdünen, die im Ostriger vom Sahel ausgehend nach Norden bis über 20° N hinausgehen, sind ein Indikator für die Nordverlagerung der Sahara-Sahel-Grenze um mehr als vier Breitengrade (VÖLKELE, 1988). Im untersuchten Großraum sind drei Dünengenerationen anzutreffen, die die Klimageschichte der Region widerspiegeln:

Die *erste Dünengeneration*, die älteste, weist eine rotbraune Färbung auf und ist in Folge hoher pedogener Eisengehalte (Goethit, Hämatit) kräftig konsolidiert. Die Verwitterungs- und Bodenbildungsprozesse sind sehr intensiv ausgeprägt. Als Bodentyp liegt der *Chromic Arenosol* vor. Diese Dünengeneration wurde in der extremen Trockenphase des LGM (nach MICHEL (1973) „Ogolien“, nach SERVANT (1973) „Kanemien“) aufgrund erhöhter Sandmobilität gebildet. Die Verwitterungsprozesse liefen dann in der frühholozänen Feuchtphase, dem Nigéro-Tschadien (nach SERVANT, 1973), ab (VÖLKELE & GRUNERT, 1990). Zu dieser Zeit wies die Ténéré flache, ausgedehnte Depressionen auf, die von Seen ausgefüllt waren – die Böden sind hier hydromorph geprägte *Gleyic Arenosols* und *Cambic Arenosols* (FELIX-HENNINGSSEN, 1992 & 1997).

Die *zweite Dünengeneration* besteht aus weitgehend unverwitterten, konsolidierten Sanden. Die Dünen dieser Generation wurden in der jungholozänen Trockenphase (4,5-3,5 ka cal. B.P.) gebildet. In der sich anschließenden letzten Phase feuchterer Umweltbedingungen in der Sahara (Nigéro-Tschadien VI / spätholozäne Feuchtphase) um 4,2 ka cal. B.P. erfolgte aufgrund aufkeimender Vegetation die Fixierung dieser Generation. Die spätholozäne Feuchtphase war eine insgesamt nur schwach ausgeprägte Feuchtphase. Die Böden sind schwach entwickelt und unterlagen der Abtragung, der Bodentyp entspricht einem *Eutric Regosol*. (VÖLKELE, 1988)

Ab ca. 4 ka cal. B.P. ging das Klima in die heutige vollaride Phase über und bildete die *dritte Dünengeneration* aus. Diese wird durch die rezenten mobilen Dünen, die aus lockeren Sanden heller Färbung bestehen, gebildet. (VÖLKELE, 1988)

Neben diesen Altdünengenerationen finden sich in der Ténéré, im Tschigai-Bergland und im Erg von Bilma im obersten Horizont von vergleyten Altdünensanden wallartige und flache Lager aus Rhizokonkretionen und einzelne Oxidstengel. Sie bestehen aus konkretionären Goethitanreicherungen, die sich konzentrisch um Wurzeln oder Stengel von Ufervegetation anlagerten. Diese werden als Sumpferze bezeichnet (FELIX-HENNINGSSEN, 1992; FELIX-HENNINGSSEN & MAUZ 2004). Sie konnten nur an vegetationsbesiedelten Flachuferbereichen entstehen und sind somit ein weiterer Indikator für feuchtere Klimaphasen und Paläoseen in den Altdünengebieten. Sie kennzeichnen lange Perioden mit gleichmäßigen Seespiegelständen.

In der Ténéré war das ursprüngliche ehemalige Dünenrelief vergleichsweise eben, Feuchtzeitböden wurden über weitere Bereiche konserviert als in anderen Regionen der südlichen und Zentralen Sahara. Neolithische Grabhügel auf Bodenhöhe zeigen, dass die Bodenoberfläche um sie herum bestenfalls ein paar Dezimeter seit ihrer Errichtung erniedrigt wurde. In der wesentlich reliefierteren Landschaft des Erg de Bilma, geprägt von Paläodünen, haben Deflation und Oberflächenabtrag die Mehrheit der Böden von den Dünenkämmen und steilen Hängen entfernt. Einen besseren Erhaltungsgrad der Paläoböden gibt es nur in den tiefsten Stellen von Depressionen. (BAUMHAUER & SCHÜTT, 2009)

Die Relikte der Feuchtzeitböden und die Sumpferze zeigen, dass das Klima der Sahara nicht immer durch hyperaride Bedingungen geprägt war. Im Alttertiär herrschten vermutlich sogar tropisch-heiße und wechselfeuchte Bedingungen, unter denen sich Rotlehme ausbilden konnten (GANSSEN, 1971). Das Altpleistozän wies dagegen eher wüstenhafte Bedingungen auf. Staubtransport, Abtrag und Kalkkrusten prägten das Landschaftsbild. Im Mittleren Pleistozän ist von subtropisch, ganzjährig feuchten Umweltbedingungen auszugehen, so dass sich Braunlehme ausbilden konnten. Gegen Ende des Pleistozäns dominierte wieder eine Wüstenperiode. (GANSSEN, 1971; FELIX-HENNINGSEN, 1992)

#### *Böden des Untersuchungsgebietes*

15 km östlich von Achelouma zeigen Bodenbildung und Terrassenakkumulation eine morphologische Einheit, die zeitgleich entstand (GRUNERT, 1983). Der Boden, den SKOWRONEK (1979) in der Zentralen Sahara (Achelouma) untersucht hat, weist folgende Eigenschaften auf:

- |           |  |
|-----------|--|
| 0-35 cm:  | Hamada, nach unten zunehmend Sand und Schluff  |
| 35-63 cm: | rötlich-gelber karbonat- und humushaltiger, sandig-toniger Lehm mit einzelnen Kalkkonkretionen |
| 65-80 cm: | rötlich-gelber karbonatreicher, humusfreier, toniger Lehm mit Kalkbruchstücken                 |
| 80-90 cm: | poröser, bröckeliger lehmiger Mergel   |

Der Tongehalt in allen Horizonten ist hoch, der Anteil des Bodenskeletts ist gering. SKOWRONEK (1979) sieht Ähnlichkeiten des fossilen Bodens mit rezenten *Xerorendzinen* aus Südostspanien, die bei 250 mm Jahresniederschlag auf Karbonatgestein gebildet werden. GRUNERT (2002) zieht daraus den Schluss, dass das Klima zu der Bildungszeit (ca. 9 ka cal. B.P.) semi-arid gewesen sein müsste, die Böden jedoch keine Hinweise auf eine intensive Verwitterung zeigen.

## 4.4. Klima und Vegetation

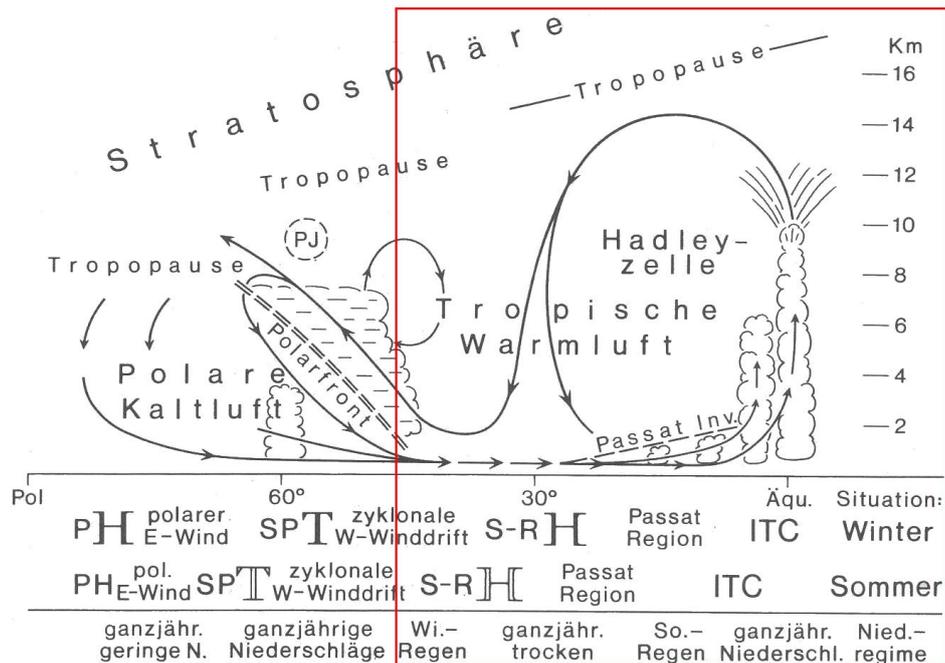
### 4.4.1. Klima der Sahara

Die Verfügbarkeit meteorologischer und klimatologischer Daten für den Bereich der Zentralen Sahara ist hinsichtlich ihrer zeitlichen und räumlichen Auflösung limitiert (GRUNERT & MEYER, 1990). Die Anzahl der nutzbaren Klimastationen ist gering, zudem ist die Verfügbarkeit häufig zusätzlich durch politische Einflüsse beschränkt. Weite Bereiche der Sahara sind lückenhaft und nur dünn mit Klimastationen ausgestattet. Die meisten dieser Stationen liegen am Nordrand dieses Raumes (BAUMHAUER & SCHÜTT, 2009). Durch diesen Mangel an einer belastbaren Datenbasis werden in meteorologischen Publikationen zum gegenwärtigen und historischen Klima dieser Region weitestgehend modellbasierte Klimadaten herangezogen. Diese Daten basieren oftmals auf Daten mariner Kerne, welche dann für kontinentale Regionen adaptiert werden (z.B. FLOHN & NICHOLSON, 1980; KUTZBACH, 1980; ADAMS & TETZLAFF, 1984; MACAYEAL, 1993; LORENZ ET AL., 1996; CUBASCH ET AL., 1997; MONTOYA ET AL., 1998; STAUFFER ET AL., 1998; VOSS ET AL., 1998; CROWLY, 1999; VON STORCH ET AL., 2000). Die Lage in der Passatzone sowie die extreme Kontinentalität sind die maßgeblichen Faktoren des Klimas in der Zentralen Sahara. Die grundsätzliche Aridität dieses Raumes bleibt unverändert, obwohl unterschiedliche Niederschlagsregime die Region beeinflussen.

#### *Jahresgang der Luftmassen*

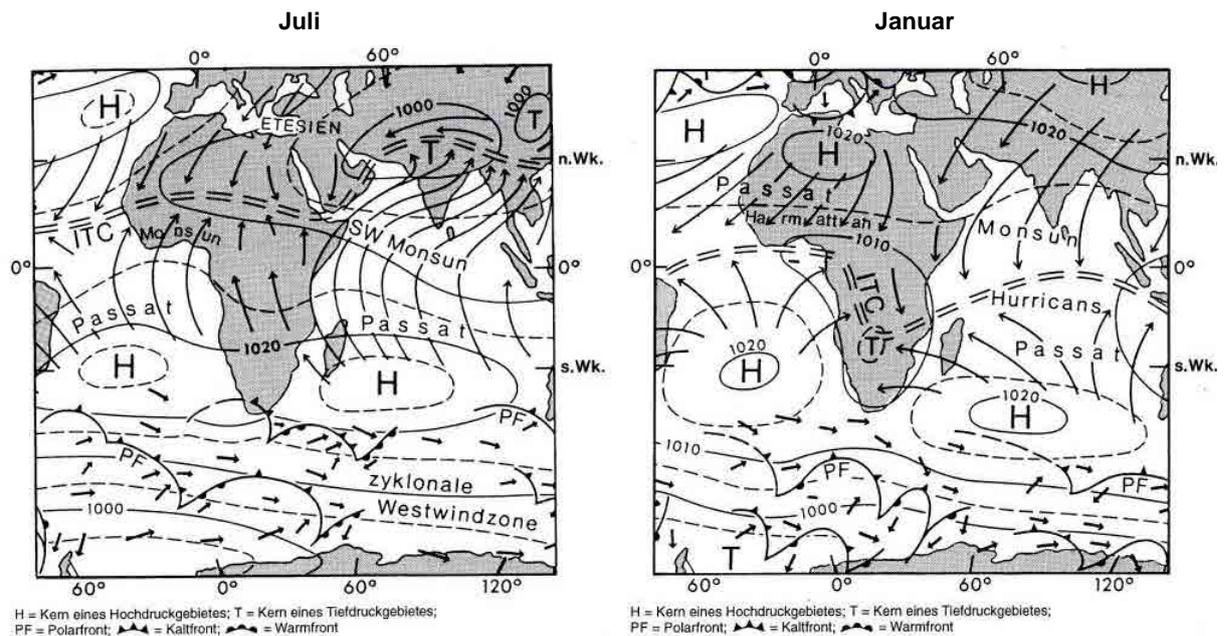
Die Niederschlagsarmut der hyperariden Sahara wird maßgeblich durch die Kontinentalität und den Passatwinden, in denen Konvektion durch die Passatinversion und den Flächendivergenzeffekt unterbunden wird, bestimmt. Die Hadley-Zelle (Abb. 4.10) mit Ihren Zirkulationsgliedern subtropisch- randtropischen Hochdruckrinne, Passatwindzone und intertropischen Konvergenzzone (ITCZ), und deren Verlagerung bestimmt das Witterungs- und Wettergeschehen des nordhemisphärischen Afrikas (WEISCHET, 1995). Als Feuchteinseln treten die Gebirgsstöcke des Ahaggar- und Tibesti-Gebirges hervor (GRUNERT, 1983).

Die hyperaride Sahara wird durch zwei Niederschlagsregime beeinflusst: Der südliche Rand der Sahara wird von den tropischen Sommerregen der ITCZ, die nördliche Sahara wird während des Nordwinters von den außertropischen Regen (Westwinden) beeinflusst (FLOHN & NICHOLSON, 1980). Der außertropische Regen entsteht in mediterranen und anderen Zyklonen der mittleren Breiten. Die Luftmassen wandern im Winter südwärts ins nördliche Afrika. Der tropische Regen gehört zu Zyklonalsystemen und Böenliniensystemen („*squall lines*“), die durch Wellenstörungen in den tropischen Ostwinden gebildet werden (NICHOLSON, 1981). Die ITCZ erreicht im Nordsommer je nach Autor zwischen 15° N (FLOHN & NICHOLSON, 1980; NICHOLSON, 1981, WEISCHET & ENDLICHER, 2000) und 20° N (GASSE, 2002). Im Nordwinter liegt die ITCZ zwischen 3° N (GASSE, 2002) und 7° N (NICHOLSON, 1981). Die innertropische Front als Teil der ITCZ ist nach NICHOLSON (1981) definiert als Bodenkonfluenzzone des feuchtkühlen SW-Monsuns und des trockenheißen, saharischen NE-Passates (Harmattan-Winde). Dabei ist dies aber nur eine Definition unter vielen, je nach Fokus der Untersuchungen.



**Abbildung 4.10.** Schema der meridionalen Querzirkulation auf einer Halbkugel mit jahreszeitlicher Verlagerung der Zirkulationsglieder und die daraus resultierenden Niederschlagsregime. Abkürzungen: PH= polares Hoch; SP= subpolares Tief; PJ= Polarjet; S-RH= subtropisch-randtropisches Hoch; ITC= Inter-tropische Konvergenz Zone. Rot hervorgehoben ist der Bereich der Hadley-Zelle. (WEISCHET, 1995)

Bei 15° N und im 600 hPa Niveau bildet sich der afrikanische Oststrahlstrom (African Easterly Jet, AEJ) mit einer maximalen Geschwindigkeit von  $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  im Gebietsmittel. In der oberen Troposphäre bei etwa 200 hPa und 7° N befindet sich der obertroposphärische Ostjet (Tropical Easterly Jet, TEJ). Er ist eine Folge des zunehmenden Geopotenzialgradienten an der Südflanke der hochreichenden Höhenantizyklone über der Sahara und – zumindest teilweise – des zonalen obertroposphärischen Ausströmens aus der Zone aktiver, hochreichender Feuchtkonvektion über Zentralafrika. Klimatisch gesehen befindet sich die maximale Regenzone, d.h. die ITCZ, zwischen dem AEJ und TEJ bei 10° N. (FINK, 2006)



**Abbildung 4.11.** Atmosphärisches Zirkulationsmuster über Afrika und Vorderasien im Juli und Januar (WIESE, 1997).

Die Sahara wird je nach ITCZ-Stand durch folgende Luftmassen beeinflusst (Abb. 4.11):

- (1) Im Winterhalbjahr steht die Sonne im südlichen Wendekreis ( $23,5^\circ$  S), wodurch eine Tiefdruckzone erzeugt wird. Hier dringen Winde in Form des NE-Passates ein, dessen Front mit den zur äquatorialen Tiefdruckrinne zurückströmenden Luftmassen nach Süden wandert. Die Front liegt im Januar in der Breite des Nigerbogens und Nordrandes des Tschadsees (BEUCHELT, 1968). Die südliche Position der subtropischen Antizyklone in der Nähe der Azoren erzeugt eine südwärts gerichtete Bewegung (Harmattan) über der Sahara und dem Sahel-Gürtel. Somit ist der thermische Kontrast zwischen Ozean und Kontinent hoch und erzeugt eine ostwärts gerichtete Zirkulation über Afrika (ZUPPI & SACCHI, 2004). Der Harmattan beeinflusst fast den gesamten nördlichen Saharabereich. Im Frühjahr sind kontinentale tropische Luftmassen bestimmend, welche durch polare Kaltlufteinbrüche unterbrochen werden können. Jedoch sind sie größtenteils trocken, da sie aus dem Bereich der Sahara-Antizyklone kommen. (DUBIEF, 1971).
- (2) Zu Beginn des Sommers (April/Mai) steht die Sonne über dem nördlichen Wendekreis ( $23,5^\circ$  N). Über der Sahara liegt nun ein Tiefdruckgebiet (BEUCHELT, 1968). Der Grund für das Tiefdruckgebiet sind die Azoren-Antizyklonen, die sich Richtung  $45^\circ$  N bewegen. Somit entwickelt sich bei hohen Temperaturen ein niedriger Luftdruck über Nord-Afrika und über der Sahara. Die Folge ist, dass sich feuchte Luftmassen vom Golf von Guinea in Richtung Kontinent bewegen (ZUPPI & SACCHI, 2004). Die Luftmasse liegt südlich der ITCZ, es herrscht warmer und feuchter Monsun. Die Luftmassen werden ganz oder teilweise von den südatlantischen Südost-Passaten gespeist. (DUBIEF, 1971)
- (3) Im Juli erreicht die Nordfront des regenbringenden SW-Monsuns  $20-22^\circ$  N (BEUCHELT, 1968; FONTES & GASSE, 1990). Nördlich von  $9^\circ$  N erreicht die Regenzeit im August ihren Höhepunkt, verkürzt sich jedoch zunehmend in Richtung Sahara. (FINK, 2006)

- (4) Topographische Barrieren, wie die Massive in der Zentralen Sahara (Ahaggar, Aïr, Tibesti) blockieren den Transport der Luftmassen nordwärts (Monsun) und südwärts (Harmattan). Dadurch geht Feuchtigkeit infolge von Steigungsregen an den entsprechenden Gebirgsrändern verloren (ZUPPI & SACCHI, 2004).

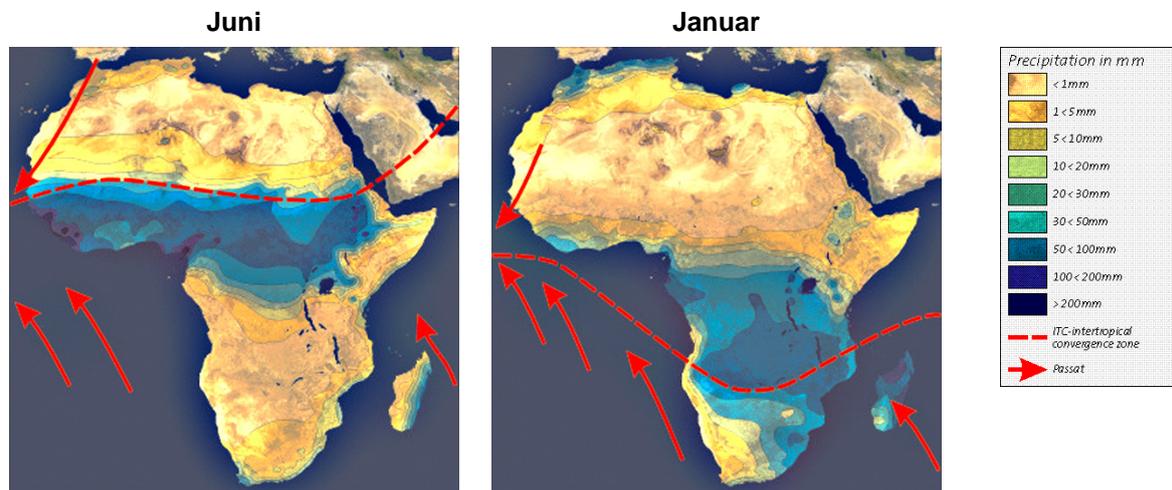


Abbildung 4.12. Verteilung der Niederschläge und Lage der ITCZ im Juni bzw. Januar ([www.eduspace.esa.int](http://www.eduspace.esa.int))

### Niederschlag

Abb. 4.12 zeigt die Verteilung der Niederschläge als Folge der kontinentalen Zirkulationsmuster. Dabei nehmen die Niederschläge zonal vom hyperariden Kernraum der Sahara in Richtung Sahel bzw. Tropen zu (Tab. 4.1). Die Regentage in der gesamten Sahara belaufen sich auf weniger als 20 Tage pro Jahr; im Zentrum der westlichen Sahara sind es nur zwei Tage pro Jahr. Zudem sind die Niederschläge nur von kurzer Dauer. Im Sommer sind die Gewittergüsse kurzanhaltend mit einer Dauer von einer dreiviertel Stunde, im Winter dagegen langanhaltender mit einem Mittel von sechs Stunden. (DUBIEF, 1971)

Bezüglich der Niederschläge ist die Sahara dreigeteilt. Es gibt den extrem ariden West- und Ostteil, sowie einen schwächer ariden Zentralteil. Der Zentralteil wird hauptsächlich durch die zentral-saharischen Gebirgsländer gebildet. Die Hochgebirge Ahaggar und Tibesti treten dabei als deutliche Feuchteinseln hervor. Auch das Djadoplateau wirkt als Barriere gegen die vorherrschenden regenbringenden Winde aus Südwesten, so dass der Südteil der Schichtstufe des Djebel Settafet entlang des Plateaus du Mangueni geschützt liegt. (DUBIEF, 1971)

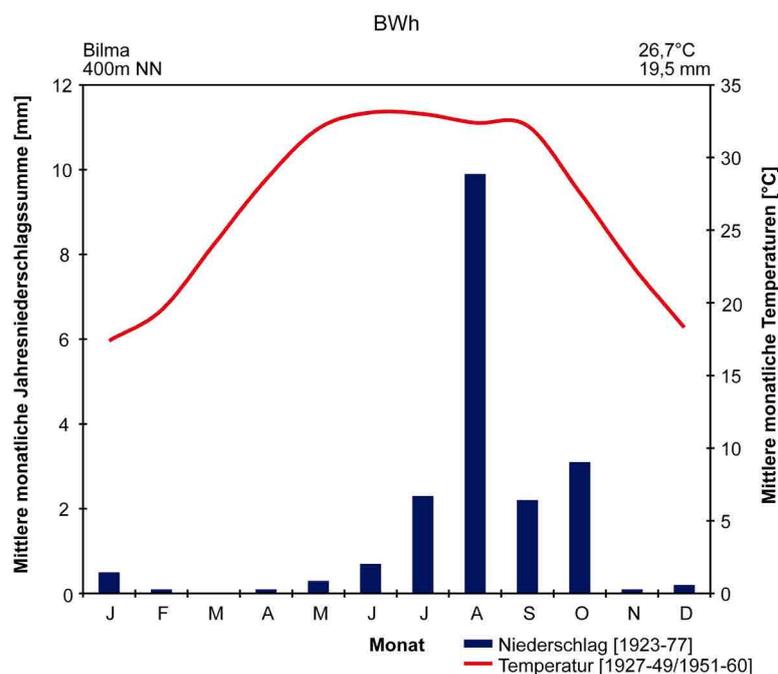
Tabelle 4.1. Angenäherte Klimakriterien für die entsprechenden Stationen der Zonen: Sahelo-Saharisch, Sahel, Sudanisch, Sudano-Guineisch. (nach NICHOLSON, 1981).

Region	Mittlerer jährlicher Niederschlag [mm]	Variationskoeffizient* [%]	Länge der Regenzeit [Monate]
Sahelo-Saharisch	50-100	50	1-2
Sahel	100-400	30-50	2-3
Sudanisch	400-1200	20-30	3-5
Sudano-Guineisch	1200-1600	15-20	5-8

\*(Standardabweichung der Jahressumme)/Jahresmittelwert

In der dem Untersuchungsgebiet nahe liegenden Klimastation Madama fielen im Zeitraum von 1939-1943 im Schnitt  $15,1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ . Die winterliche Regenperiode ist im Vergleich zu nördlicheren Stationen fast verschwunden. Im August zeichnet sich ein kleiner Niederschlagsgipfel ab, der den Einfluss tropisch-monsunaler Luftmassen (SW-Monsun) andeutet. Diese erreichen im Hochsommer im Gefolge der nach Norden wandernden ITC gerade noch das Murzuk-Becken. (GRUNERT, 1983)

Auch Bilma zeigt geringe mittlere Jahresniederschläge (Abb. 4.13): GRUNERT (1983) gibt für eine Zeitreihe von 1923 bis 1977 für die Station Bilma  $19,5 \text{ mm}$  an, BAUMHAUER (1997) gibt für das Becken von Bilma  $18 \text{ mm}$  an. Bilma steht im Sommer vollkommen unter dem Einfluss tropisch-monsunaler Luftmassen. Auch hier zeigt sich eine Konzentration der Jahresniederschläge im August. Diese äußert sich in Form einer kleinen sommerlich tropischen Regenzeit. Teilweise sind jedoch auch Winterniederschläge zu verzeichnen (Feb. 1954 =  $1,8 \text{ mm}$ ; Jan. 1958 =  $1,1 \text{ mm}$ ) (GRUNERT, 1983). Bei einer jahreszeitlichen Dreiteilung in eine Regenperiode, eine kühle Jahreszeit und eine heiße Trockenzeit ergibt sich für Bilma folgende monatliche Verteilung: Relativ kühle Zeiten von Oktober bis März, trocken-heiße Zeiten von April bis September mit Höhepunkt der Regenzeit im August und September (BEUCHELT, 1968). Bei näherer Betrachtung der Tageswerte fällt auf, dass besonders hohe Niederschlagssummen einzelner Monate durch einmalige Starkregen, die nur wenige Stunden andauern, hervorgerufen werden (GRUNERT, 1983).



**Abbildung 4.13.** Klimadiagramm der Station Bilma, NE Niger (in GRUNERT, 1983, nach DUBIEF, 1963).

Der Niederschlag nimmt von der Zentralen Sahara aus nach Norden und Süden zu. In Regionen bei  $10-12^\circ \text{ N}$  beschränkt sich der Niederschlag auf die Saison mit hoher Besonnung, wenn die ITCZ sich nordwärts bewegt. (NICHOLSON, 1981)

### *Lufttemperatur*

Die Lufttemperaturen der Sahara erreichen im Winter maximal rund 20°C, im Sommer kann es zur Überschreitung von 50°C kommen (DUBIEF, 1971). In Bilma liegen die Jahresmitteltemperaturen (1927-1949 / 1951-1960) bei 26,6°C. Im Juni liegen die Temperaturen bei 33,1°C, im Januar bei 17,4°C. Über das Jahr betrachtet ist der Temperaturgang jedoch ausgeglichen. (GRUNERT, 1983)

### *Verdunstung und Luftfeuchte*

Die Zentrale Sahara weist aufgrund der absteigenden Luftmassen geringe Niederschläge und ganzjährig geringe Bewölkung auf, so dass eine hohe Einstrahlung vorherrscht (vgl. Abb. 4.10 – subtropisch-randtropischen Hochdruckrinne). Die Temperaturen sind ganzjährig hoch und die große Windhäufigkeit bei gleichzeitig geringer Luftfeuchte lassen extreme Verdunstungswerte erwarten (GRUNERT, 1983). Die Verdunstungsraten in der Sahara variieren aufgrund der limitierenden Niederschläge von Jahr zu Jahr stark. Nach den Piche-Evapometer-Werten weist die gesamte Sahara potentielle Verdunstungswerte von mehr als 3 m pro Jahr, die Westsahara Werte um die 6 m pro Jahr auf. Daraus ergibt sich ein Tagesmittel der potentiellen Verdunstung im August von 20 mm und im Januar von 10 mm. Im Januar weist die Südsahara die stärksten Verdunstungswerte auf. Im August liegen die Gebiete stärkster Verdunstung nördlich des Wendekreises im Westen und zu dessen beiden Seiten im Osten. Die täglichen Verdunstungsminima liegen in den letzten Nachtstunden, die täglichen Verdunstungsmaxima zu Beginn des Nachmittags (DUBIEF, 1971). Aufgrund ihrer geographischen Lage weist die Sahara eine positive Strahlungsbilanz auf. Die potentielle Evapotranspiration erreicht hohe Werte, im hyperariden Raum der Sahara Werte von mehr als 2.500 mm pro Jahr (SHAHIN, 2002). Im Becken von Bilma liegt die potentielle Evapotranspiration bei ~2700 mm pro Jahr (BAUMHAUER, 1997).

Der Dampfdruck wird von der jährlichen Wanderung der Klimazonen beeinflusst und ändert sich über den Tag betrachtet nur wenig. Die relative Luftfeuchtigkeit nimmt von etwa 70% über den Meeren in Richtung Zentralsahara rasch auf 40% ab. Danach nimmt sie wesentlich langsamer ab. Die Minima liegen am Wendekreis. Die Tagesschwankungen sind hoch, vor allem am Ende der Nacht sind sie höher als in der Tagesmitte. Ursache ist der Temperaturanstieg vom Sonnenaufgang bis zum Anfang des Nachmittags. (DUBIEF, 1971)

In Bilma erreichen die Werte der Luftfeuchtigkeit nur 24% (Maximum im August: 36%, Minimum im April: 15%). Die höchsten Werte liegen in den Morgenstunden, die niedrigsten Werte zur Zeit des Temperaturmaximums (ca. 14 Uhr – UTC+1). Die absoluten Feuchtegehalte (Menge Wasser in 1 cbm Luft) sind dagegen vergleichsweise hoch, denn hohe Temperaturen erzeugen hohe Feuchtekapazitäten der Luft. (GRUNERT, 1983)

#### 4.4.2. Vegetation der Sahara

##### *Aktuelle Vegetation*

In Trockengebieten wie der Sahara überdecken oberirdische Pflanzenteile nur 5-10% der Fläche. Im hyperariden Kern der Sahara geht dieser Pflanzenanteil gegen nahezu 0%. Die Humusproduktion in diesen Bereichen ist gering (GANSSEN, 1971). Voraussetzung für Vegetation ist eine gute Adaptionsfähigkeit der Pflanzen an die Bedingungen einer Wüste, vor allem durch ein ausgedehntes Wurzelsystem, Salzverträglichkeit (Halophyten), Dornbildung, niedriger Wuchs und Kleinblättrigkeit (BEUCHELT, 1968). Die Vegetation kann als ein System verstanden werden, welches die Veränderungen der Niederschlagsmengen, Exposition, Relief- und Substratunterschiede widerspiegelt. (SCHULZ, 1988)

Eine hauptsächlich zonale Anordnung (Abb. 4.14) der zentralen Klima- und Ökoregionen des nördlich des Äquators gelegenen Afrikas wird im Kontext der Vegetationscharakteristik im Folgenden kurz beschrieben (BECKERS & SCHÜTT, 2009; SCHULZ ET AL., 2009). Die Beschreibung der Vegetation basiert weitestgehend auf ihrer Physiognomie. Die regionalen Begrifflichkeiten werden von der White's Vegetation Map of Africa (WHITE, 1983) übernommen. Die hier beschriebene Vegetation ist mehr potentiell natürliche Vegetation denn aktuelle Vegetation, da die steigenden Einflüsse des Menschen die „natürliche“ Vegetation stark verändert haben (ANHUF & FRANKENBERG, 1991; FOLEY ET AL., 2003).

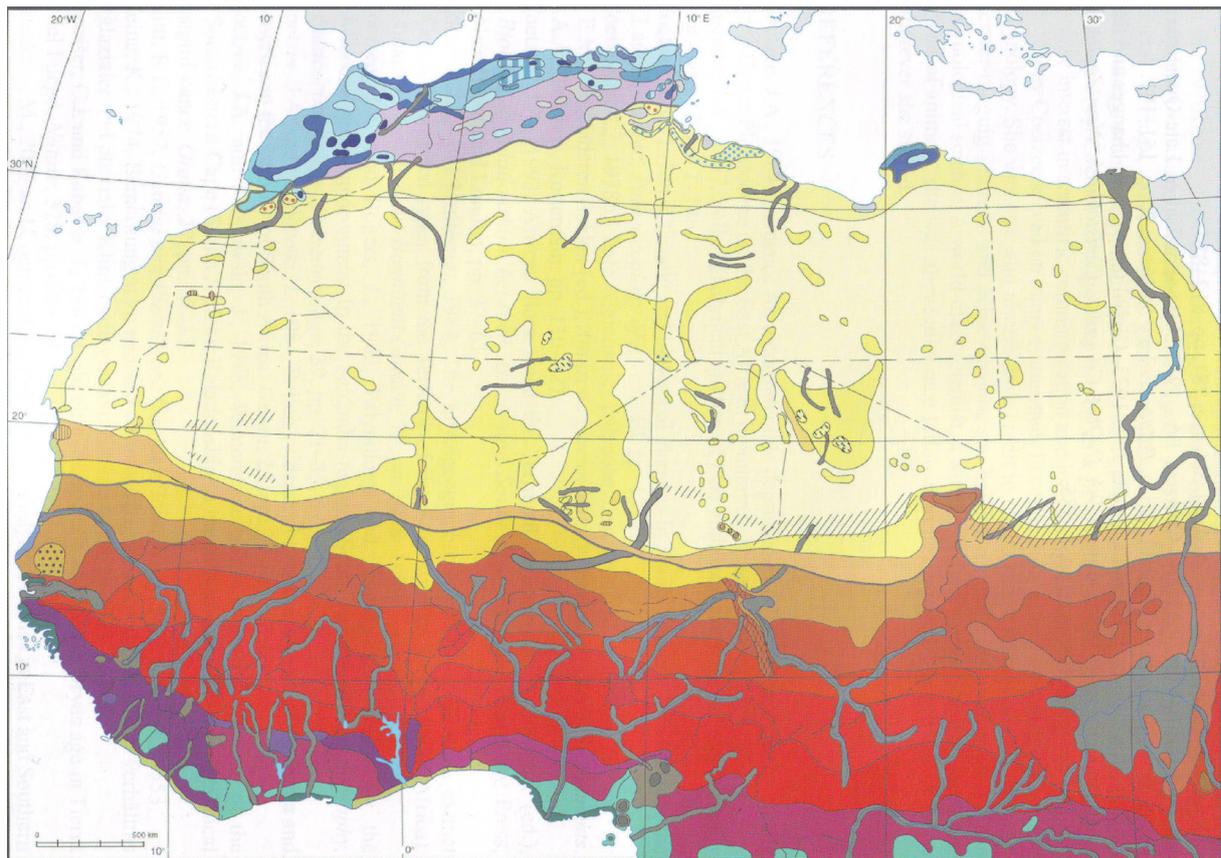
**Zone des mediterranen Klimas:** Entsprechend der phyto-geographischen Klassifikation nach WHITE (1983) gehört diese Region zur Mittelmeer/Sahara-Übergangszone. Die Vegetation besteht zu weiten Teilen aus Gras- und Buschsteppe. Wälder treten lediglich in den höher gelegenen Küstengebirgen auf (WHITE, 1983; LEHOUREOU, 2001).

**Zone des Wüstenklimas:** Südlich der 100 mm Isohyete wird die Verbreitung der Vegetation diffus und geht nach Süden zunehmend in lineare oder kontrahierte Vegetation über. Dies markiert auch den Übergang zur Sahara (SCHULTZ, 2005; BRECKLE, 2002; SCHULZ, 1988). Die Vegetation besteht aus mehrjährigen und kurzlebigen Xerophyten. Erstere sind auf Bereiche, in denen das Grundwasser nahe an die Oberfläche kommt (z.B. Oasen), oder Gebiete, in denen Oberflächenabfluss gebildet wird (z.B. Wadis), beschränkt. Die Vegetationsperiode der kurzlebigen Xerophyten ist an den Niederschlag gekoppelt. Ein typischer Vertreter sind die Achefloren, in weiten Teilen der Sahara mitunter die einzige Vegetation. Achefloren (acheb, arab.: blühende Wüste) sind Pflanzen, die nach einem Regenereignis schnell aufwachsen (BUSCHE & STENGEL, 1993), und somit sofort auf geringe Änderungen der Niederschlagsmengen oder Grundwasserzufuhr reagieren (SCHULZ, 1980). Nach dem Absterben und Austrocknen stecken die oberirdischen Pflanzenteile noch im Sand und ragen mehrere Zentimeter über die Oberfläche auf (BUSCHE & STENGEL, 1993). In Oasen treten je nach Grundwasserstand Dattelpalmen und Tamarisken (niedriger Grundwasserspiegel) oder Palmenwälder, Akazien und Kulturpflanzen (hoher Grundwasserspiegel) auf. In Randzonen der Sahara finden sich unter günstigen Bedingungen Tamarisken, Akazien und Sträucher. Im südlichen Saum gibt es darüber hinaus bei gutem Grundwasseranschluss Gramineen, Leguminosen und Compositen; alles Beispiele für Achefloren (BEUCHELT, 1968). In den Gebirgen der Sahara (Tibesti, Air, Ahaggar) findet sich die meiste Vegetation dieser Zone, was durch die vergleichsweise höheren Niederschläge zurückzuführen ist (MEADOWS, 1999; LEHOUREOU, 1997; SCHULTZ, 2005). Zeugen früherer Feuchtzeiten wie Feigen, Oliven und Myrthe-Sträucher aber auch Zypressen lassen sich hier nachweisen. Neben diesen vaskulären Pflanzen finden sich im gesamten ariden und semiariden Gebiet photosynthetisch aktive Gemeinschaften von Mikrophyten, sogar dort wo keine vaskulären Pflanzen mehr anzutreffen sind (KARNIELI ET AL., 2002b).

**Zone des Trocken- und Dornsavannenklimas:** Südlich der Sahara weicht die kontrahierte der flächig verteilten Vegetation. Bei ca. 17° N geht die Sahara in den Sahel über. Nach LEHOUEIROU (1980) kann man den Sahel botanisch und ökologisch dreiteilen: (1) sahel-saharische Zone: bestehend aus mehrjährigen Gräsern mit einer lückenhaften Verbreitung; (2) Sahel: mit auftretenden dornigen Bäumen; (3) sahelisch-sudanische Zone: bestehend aus Baum- und Buschsavanne (LEHOUEIROU, 1980; WHITE, 1983).

**Zone des Feuchtsavannenklimas:** Die sudanische Zone kann nochmals in einen nördlichen und südlichen Teil unterschieden werden. Unterschiedliche Typen der Savanne kennzeichnen diese Zone. Von Nord nach Süd sind dies: Graslandsavannen, Parklandsavannen und Holzsavannen. Entgegengesetzt zur obigen Aussage bezüglich der natürlichen Vegetation, geht man davon aus, dass die Ökosysteme der Savannen mehr eine Folge der Bewirtschaftung (Beweidung, Feuer, Holznutzung) denn des klimatischen Wandels sind (WHITE, 1983; ADAMS, 1999; MEADOWS, 1999).

Die Vegetationslandschaft der Sahara umfasst Wüste, Halbwüste, saharische Horstgras-Dornsavanne und sahelische Savanne. Der Wandel zwischen Wüste und Savanne erfolgt klimatisch bedingt zonal und ist im ganzen Kontinent zu verfolgen (SCHULZ, 1988 & 1994). Die kontrahierte permanente *Acacia-Panicum*-Vegetation im hyperariden Bereich des Niger unterliegt gen Süden einem Wandel hin zur diffusen *Acacia-Panicum*-Savanne. Südlich erfolgt ein weiterer Wandel hin zur *Chommiphora-Acacia*-Savanne. Sie stellt mit ihrem Unterwuchs aus annuellen Gräsern und Kräutern die typische Savanne des Sahels dar. Im Norden der Sahara grenzt die kontrahierte Vegetation an die diffusen Strauchfluren der mediterran beeinflussten Halbwüste. Wüste (*Acacia-Panicum*-Typus) und sahelische Savanne sind durch ihren Anteil von Horstgräsern bezogen auf Physiognomie und floristischen Gehalt grundsätzlich verschieden. Der Vegetationsübergang steht im engen Verhältnis zu einer effektiven Niederschlagssumme von 150-200 mm pro Jahr bei einem Sommerregenregime mit 3-4-monatiger Regenzeit. Seit den letzten 130 Jahren sind die Vegetationsgrenzen im Niger zwischen Wüste und Savanne stabil (SCHULZ, 1988). Jedoch gibt es Änderungen der Pflanzendecke hinsichtlich der Vegetationsdichte und des Degradationsgrads.



Schematic vegetation map of northern and western Africa

(draft: Schulz, cartography: Wepler)

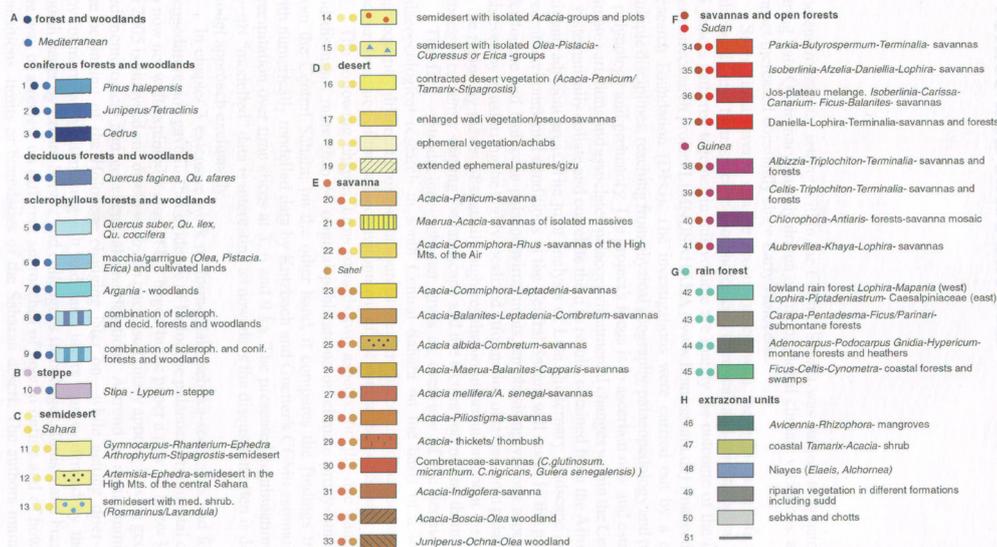


Abbildung 4.14. Schematische Karte der Vegetation des nördlichen und westlichen Afrika (SCHULZ ET AL., 2009).

### Paläovegetation des Holozäns

Mithilfe von Analysen, beispielsweise von See- und Bodensedimenten, konnte belegt werden, dass vor ca. 5000 Jahren vor heute die östliche Zentrale Sahara mehr Vegetation aufgewiesen haben muss als gegenwärtig. Besonders die Achabfloren waren hier von großer Bedeutung. Die Wadis zeigten eine relativ dichte galerieartige Baum- und Strauchvegetation, die für Großsäugetiere wie Elefanten (Skellettreste Bardagué: SCHULZ,

1980) als Nahrungsquelle dienten und weit bis in die Vorländer hinausreichten. Hin zu den Gebirgsregionen ist davon auszugehen, dass die Talvegetation reicher an floristischen Elementen wurde. Einige Täler trugen dichte Schilfsümpfe, die sich hinter Rutschungsmassen und Sinterbarrieren ausbildeten. Die holozäne Pflanzendecke konnte, wie die gegenwärtige Vegetation, schnell auf sich ändernde Faktoren reagieren. Im Neolithikum war die Vegetation zudem den anthropogenen Einflüssen wie Überweidung, Brand- und Sammeltätigkeit ausgesetzt, die zu Degradationserscheinungen führen. Das Holozän unterlag starken klimatischen Schwankungen, die Ausdehnung und Rückdrängung der Vegetation zur Folge hatten. Sicher ist, dass sich im Holozän die Ausdünnung der Vegetation vollzog. (SCHULZ, 1980 & 1994)

Die Pollenprofile von SCHULZ (1980) aus dem Gebiet der östlichen Zentralen Sahara zeigen bezüglich der Paläovegetation des Holozäns lokale Entwicklungen: In den Vorländern des Tibesti-Gebirges dominierten im Holozän vermutlich Gras- und Krautfluren mit galerieartigem Baumbewuchs von *Acacia*, *Tamarix* oder *Salvadora*. Die Randbereiche des Murzuk-Beckens hatten eine Pflanzendecke, die mit der heutigen vergleichbar ist, jedoch war sie dichter und artenreicher. Die Randbereiche der Ergs wurden von schütterem Gras- und Kleinstrauchgewächsen dominiert. In den kleinen Tälern, in denen Wasserstellen auftauchten, gab es Schilfvegetation. Die Dachfläche war geprägt durch dichte *Artemisia*- und Kleinstrauchheide, die Wadis durch Baumbewuchs.

Generell war die holozäne Vegetation der heutigen sehr ähnlich, nur ihre Ausdehnung und Dichte war größer. Im Verlauf des Holozäns wurde die Vegetation lichter (SCHULZ, 1980). Anhand der Paläovegetation lässt sich im Niger für das mittlere Holozän bei 19° N eine Niederschlagshöhe von 350-400 mm annehmen. Bei 20° N lässt sich von Niederschlagshöhe 200-250 mm annehmen (SCHULZ, 1994).

#### *Vegetation des Untersuchungsgebietes*

Für das Untersuchungsgebiet im Acheloumatal dokumentieren die Pollenprofile von SCHULZ (1980) dominierende offene Gras- und Krautfluren mit Baumbewuchs, die jedoch auf Tiefenlinien und Gunstbereiche beschränkt waren. Feinsandgebiete wurden von Gräsern, die Ton- und Schluffpartien der Täler und Depressionen von *Chenopodiaceae* besiedelt. Kleinstrauchvegetation war auf Geröllen zu finden. Die Grundelemente der ehemaligen Vegetation sind der heutigen ähnlich, jedoch war ihre Ausdehnung im Holozän größer. Für das Seeterrassental zeigen die Pollenspektren folgendes Bild der früheren Vegetation: dichter Schilfsumpf, umgeben von lockerer Gras- und *Chenopodiaceae*-flur, die in anderen Teilbereichen auch Baumbewuchs von *Acacia*, *Tamarix* und *Maerua* enthält. Der Unterwuchs entsprach wahrscheinlich Elementen heutiger Vegetation (*Fagonia*, *Cassia*, *Compositae*). Die Hauptmenge der Pollenkörner sind *Gramineae* und *Chenopodiaceae* und einige Elemente *Cornulaca* und *Tribulus*. Es konnten auch Schnecken und Ostracoden gefunden werden. Die vorkommende Gattung der Ostracoden bevorzugt ruhige Süßwassertümpel und eher kühles Wasser. (SCHULZ, 1980)

Die nördlich angrenzende Hochfläche des Plateau du Mangueni wies eine lockere Grasvegetation auf, die vermutlich nur auf die Depressionen beschränkt war. Die Grundzusammensetzung der Pollen entspricht denen der Terrassenelemente des Enneri Achelouma. Hauptvertreter waren *Gramineae* und *Chenopodiaceae* und Teile von *Capparidaceae* und *Tamarix*. Die Grasvegetation ist der heutigen sehr ähnlich. Heute ist im Acheloumatal und dessen Tributären die Wüstenvegetation als kontrahierte Talvegetation ausgebildet, die hauptsächlich aus *Acacia-Panicum* und den Achabfloren zusammengesetzt ist. (SCHULZ, 1980 & 1988)

#### 4.5. Wasserhaushalt

Hydrologische Untersuchungen in der Zentralen Sahara sind nicht zuletzt auf Grund der klimatischen Bedingungen selten. Deutlich sichtbare Zeugen hydrologischer Ereignisse sind Wadis. Die morphogenetische Anlage der Wadisysteme erfolgte mit der saharotypen (Ahaggar-Aïr-Massiv; Tibesti-Massiv) und alpinotypen (Atlas) Schaffung der Hebungs- und Senkungsgebiete. Die Wadisysteme entwickelten sich analog zu den Gebirgssystemen beziehungsweise den höheren Stufenländern und Plateaus. Gebirgssysteme neben dem Atlssystem sind das zentralsaharische Ahaggar-Aïr- und Tibesti-Massiv, die durch radiale Entwässerungssysteme gekennzeichnet sind (BUSCHE, 1998).

Typisch für die Wadisysteme ist ihre Kastenform, die zumeist in ariden Gebieten anzutreffen ist. Liegt das Einzugsgebiet in einem höheren Flachrelief treten im Längsprofil flache Sammelmulden auf, denen dann eine starke Vertiefung mit Kastenbildung folgt. Liegt ein Einzugsgebiet in höheren Gebirgen, weisen die Tributäre die Form eines Kerbtals auf und gehen dann in breitere Sohlen des Kastentales über. Mit zunehmender Distanz breiten sich die Wadi-Sohlen in Depressionen in große Akkumulationsflächen aus. (MENSCHING, 1971)

Die Sahara verfügt trotz gut ausgebildetem Talsystem aus klimatischen Gründen über keine ständig fließenden Ströme. Nur wenige Monate oder gar Wochen im Jahr führen einige Flussbetten (z.B. Telwa bei Agadez, Niger) Wasser nach Süden respektive nach Norden ab (BEUCHELT, 1968). Es ist zweifelhaft, ob die Wadis bzw. Enneris heute noch in ihrer ganzen Länge bei Starkregenereignissen durchflossen werden. Es handelt sich wohl eher um Reliktformen pleistozäner Feuchtzeiten (GRUNERT, 1983). Während dieser Phasen war der Oberflächenabfluss in den Wadis weiter im Längsprofil wirksam als heute. Der Sedimenttransport in die abflusslosen Becken war hoch (MENSCHING, 1971).

Große Grundwasservorkommen wurden in den großen saharischen Becken (Lybische Wüste, Kufra-, Syrte- und Murzukbecken) und den großen Ergs gefunden. Schätzungen belaufen sich auf bei 15-106 Mio. m<sup>3</sup> (AMBROGGI, 1966) und auf 60-106 Mio. m<sup>3</sup> (GISCHLER, 1976). (SONNTAG ET AL., 1980)

Die vorhandenen Aquifere der Süd-Sahara sind charakterisiert durch Stockwerke (*multilayer systems*), welche mehrere hundert Meter mächtig in großen Sedimentbecken liegen und durch Tonschiefer-Schichten getrennt werden. Der Grundwasserleiter selbst wird aus Sandstein gebildet. Die Grundwasserbewegung wird durch das hydrodynamische Niveau kontrolliert. Endorheische Becken, wie der Tschad See, Depressionen im Westlichen und Östlichen Großen Erg (Algerien, Tunesien), der Atlantische Ozean und das Mittelmeer bilden die Abflussgebiete. Die Wasserbewegung im Aquifer ist hier sehr gering, der hydraulische Gradient liegt in der Regel bei 0,5 - 0,1‰. Die rezente Grundwassererneuerung der saharischen Aquifere ist sehr gering. Grundwasserneubildung erfolgt meist nur in oberflächennahen Niveaus und in Gebieten, in denen der Aquifer sich zu einem freien Grundwasserleiter entwickelt. Die Rate der Grundwassererneuerung liegt nach EDMUNDS & WRIGHT (1979), GAYE & EDMUNDS (1996) und TAUPIN ET AL. (2000) zwischen 10 und 3 mm·a<sup>-1</sup>. (ZUPPI & SACCHI, 2004)

In Senken kann das Grundwasser bis dicht unter die Oberfläche kommen und so Bäume und Pflanzen mit tiefer gehenden Wurzeln versorgen (BEUCHELT, 1968). Im Murzukbecken haben sich drei unterschiedliche Typen der Grundwasseransammlung herausgebildet: Artesisches Wasser, frei ausfließendes Grundwasser tieferer Stockwerke und oberflächennahes Grundwasser (KLITZSCH ET AL., 1976). Im Becken von Bilma wurden pH-Werte des Grundwassers von 6,8 bis 7,9 gemessen, die mittlere Wassertemperatur liegt bei 27° C (BAUMHAUER, 1997; FAURE, 1963; PIRARD, 1964).

### *Hydrologie des Untersuchungsgebietes*

Am West- und Südrand des Murzukbeckens kommen von den Stufen her Gerinne, die sich in einer die Subsequenzzone durchziehenden Hauptentwässerungslinie sammeln. Im Süden sind diese Hauptentwässerungslinien die Täler des Enneri Achelouma und Enneri Blaka (GRUNERT, 1983). Beide weisen einen asymmetrischen Querschnitt auf. Aufgrund der fast horizontalen Schichtlagerung des südlichen Plateau du Mangueni und nördlichen Plateau du Djado hat sich hier ein stellenweise weit auf das Plateau zurückgreifendes obsequentes Gewässernetz entwickelt. Durch rückschreitende Erosion haben sich trichterförmige Täler und breite Talbuchten entwickelt, die heute bis zu 20 km tief in die Plateaus eingreifen. Aufgrund dessen ist der Grundriss der Plateauränder stark zerlappt. Die Dachfläche des Plateau du Djado besitzt zahlreiche kleine Depressionen. An vielen Teilen der Stufenränder des Plateau du Djado und des Plateau de Mangueni zerschneiden kleine Täler in Form von Tributären die Hänge, in den Stufenvorländern finden sich gegliederte Gewässernetze, welche auf die Vorfluter Enneri Achelouma und Enneri Blaka eingestellt sind. (GRUNERT, 1983)

Das Enneri Achelouma, ebenso wie das Enneri Blaka führen episodisch Wasser, die nach Regenfällen nur Teile, bei starken Regenereignissen das gesamte Wadisystem erfassen. Das Vorhandensein von Bäumen (meist Akazien) im Wadibett ist ein Indiz dafür, dass unter dem Wadiboden in 10 - 15 m Tiefe Grundwasser vorhanden ist. Die Wadis werden aber selten in ganzer Länge durchflossen, so dass ihre Anlage in feuchteren Phasen anzunehmen ist. Die Grundwasservorräte sind als fossil zu betrachten, da eine Grundwasserergänzung unter den heutigen hyperariden Klimabedingungen auszuschließen ist. (GRUNERT, 1983)

Die Dachfläche des Plateau du Mangueni zeigt im Gegensatz zum Plateau du Djado eine einheitliche Abdachungsrichtung um ca. 0,5° nach Nordosten zum Zentrum des Murzuk-Beckens. Die Wasserscheide verläuft dadurch am Plateau du Mangueni und auch dem Plateau du Djado einige Kilometer vom Trauf entfernt auf der Hochfläche. Die Gewässernetze sind hier unvollständig entwickelt. Das trichterförmige Seeterassental greift tief in das Plateau de Mangueni ein und bildet einen Tributär des Enneri Achelouma. Von allen Nebentälern des Enneri Achelouma, besitzt das Seeterassental den schmalsten Talboden, vom Unterlauf verjüngt es sich zum Oberlauf hin von 1,5 km auf 300 m. Es weist eine Länge von 11 km auf. Schollenrutschungen engen an beiden Talhängen den Talboden ein. Das heute aktive Flussbett mäandriert zwischen höheren fossilen Terrassen. (GRUNERT, 1983; KRAUSE & SCHÜTT, 2009)

In der Ténéré fehlt der Oberflächenabfluss gänzlich. Vor den Stufenfüßen der Schichtstufen hat sich ein ausgeprägtes Gerinnenetz ausgebildet. Dies deutet auf eine schwach ausgeprägte rezente fluviale Aktivität auf einem schmalen Streifen entlang der Hauptgerinne hin. (BAUMHAUER, 2004)

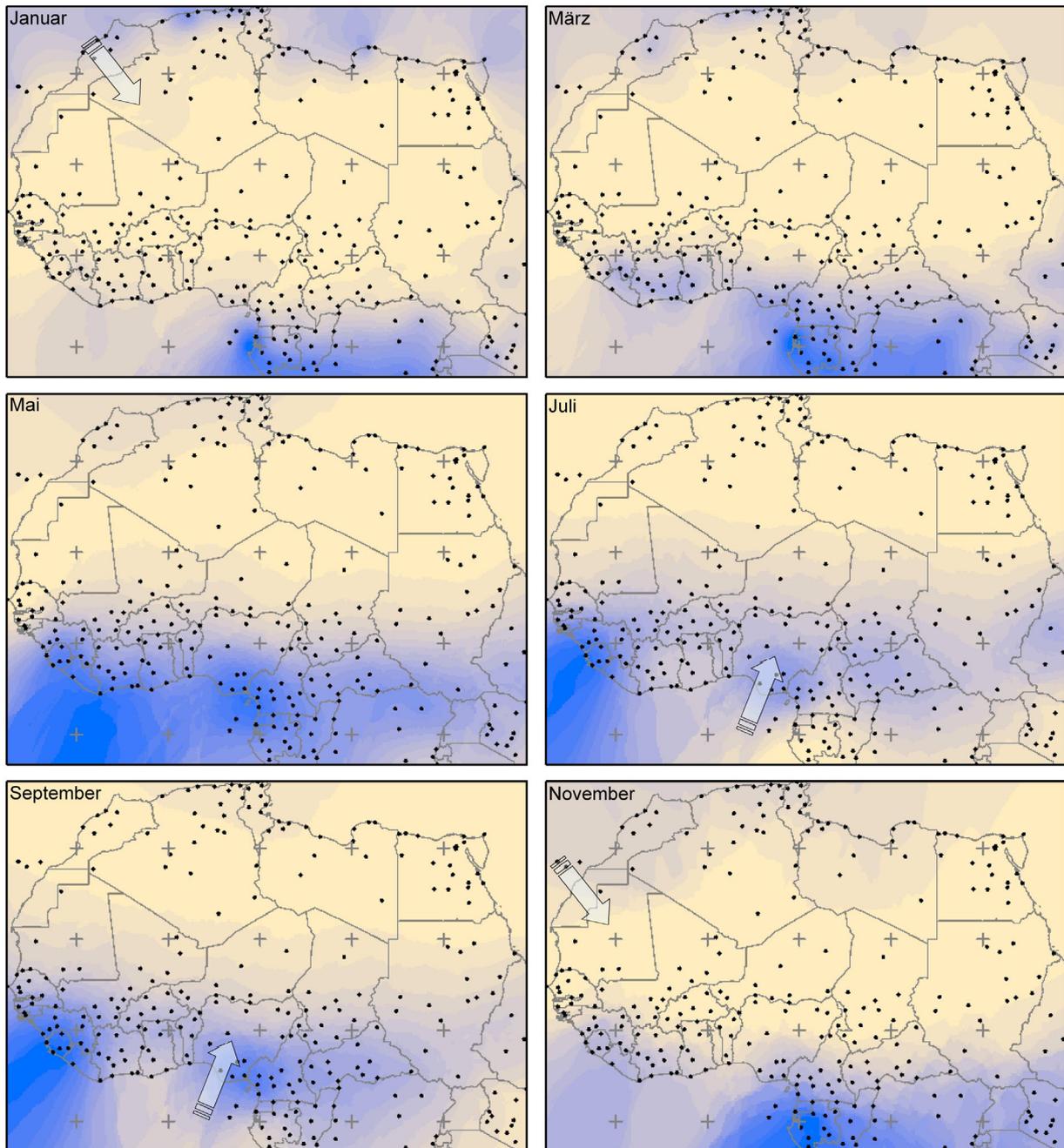
## 5. Klimaparameter

Für eine raum-zeit-differenzierte Analyse der Klimaelemente Niederschlag und Temperatur werden die bestehenden Klimastationen des Global Historical Climatology Network (GHCN), des National Climate Data Center (NCDC) bzw. der WMO (NOAA NCDC GHCN 2002) genutzt. Die WMO-Daten liegen als monatliche Mittelwerte für den Zeitraum von 1960 bis 1990 vor und werden wie in Kap. 3.5.1 beschrieben vorverarbeitet. Daraus ergibt sich eine Datenbasis von 214 Klimastationen.

### 5.1. Raum-zeitliche Niederschlagsanalyse

Um eine raum-zeitliche Niederschlagsanalyse des Niederschlagsverhaltens Nordafrikas durchführen zu können, werden im ersten Schritt die Daten der bestehenden Stationen auf die Fläche interpoliert. Dazu wurde aus den zahlreich verfügbaren statistischen Interpolationsmethoden das Ordinary-Kriging-Verfahren ausgewählt, dem ein Variogramm auf Basis der Beobachtungsdaten zu Grunde liegt. Als Datenbasis für die flächenhafte Darstellung des anuellen Verlaufs des Niederschlags Nordafrikas dienen die mittleren monatlichen Niederschläge der Klimastationen, gemessen im Zeitraum von 1960 bis 1990.

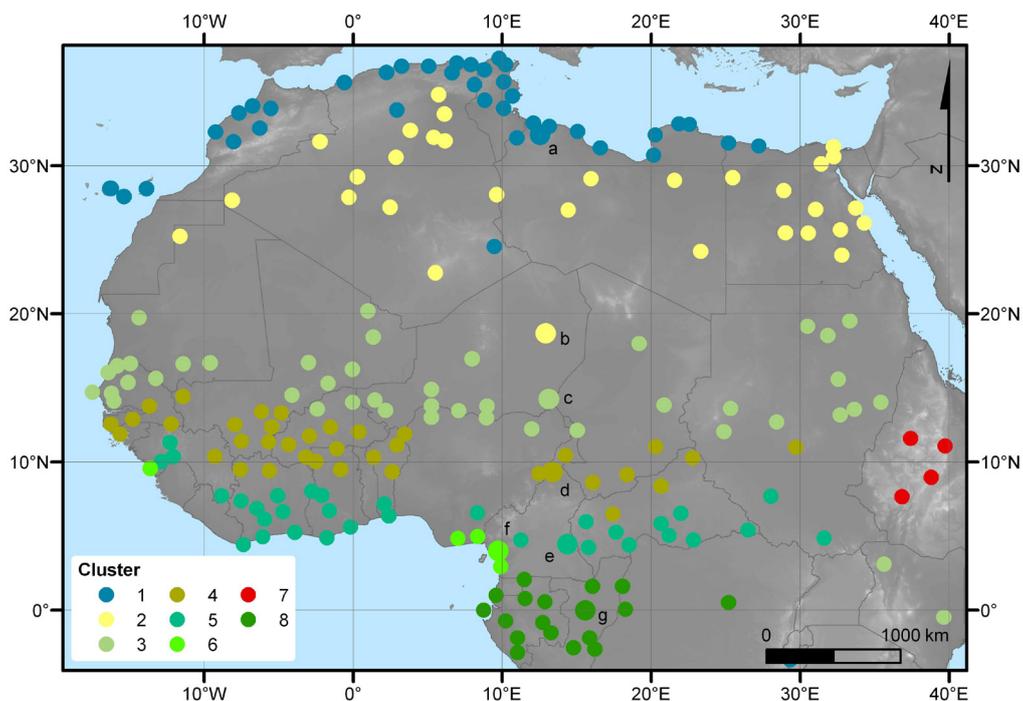
In Abb. 5.1 zeigt der farbliche Übergang von Gelb zu Blau eine Zunahme der interpolierten Niederschlagsmengen aus den Beobachtungsdaten. Erkennbar ist der von Süden nordwärts drängende maritim-feuchte monsunale Niederschlag in den Sommermonaten, welcher vor allem die äquatorialen Gebiete und auch die Sahelzone beeinflusst. Gleichzeitig ist nördlich des Sahel eine Trockenzeit zu verzeichnen. In den Wintermonaten lässt sich ein Einfluss der Westwindzone auf das nördliche Afrika dokumentieren. Der sahelisch-saharische Raum wird von den monsunalen Niederschlägen nicht mehr erreicht. Die Niederschlagsanalyse zeigt für den nordöstlichen Teil des Nigers, dass auftretende Niederschläge allenfalls im Monat Juli fallen. In der restlichen Zeit bleibt das Untersuchungsgebiet weitgehend niederschlagsfrei, lediglich im November reichen die Niederschläge bis an die Südgrenze Libyens heran.



**Abbildung 5.1.** Verteilung der mittleren monatlichen Niederschläge Nordafrikas für die Monate Januar, März, Mai, Juli, September und November, berechnet auf der Grundlage der Stationsniederschläge (1960-1990); die Pfeile symbolisieren die Herkunft der feuchtigkeitbringenden Luftmassen.

## 5.2. Clusteranalyse

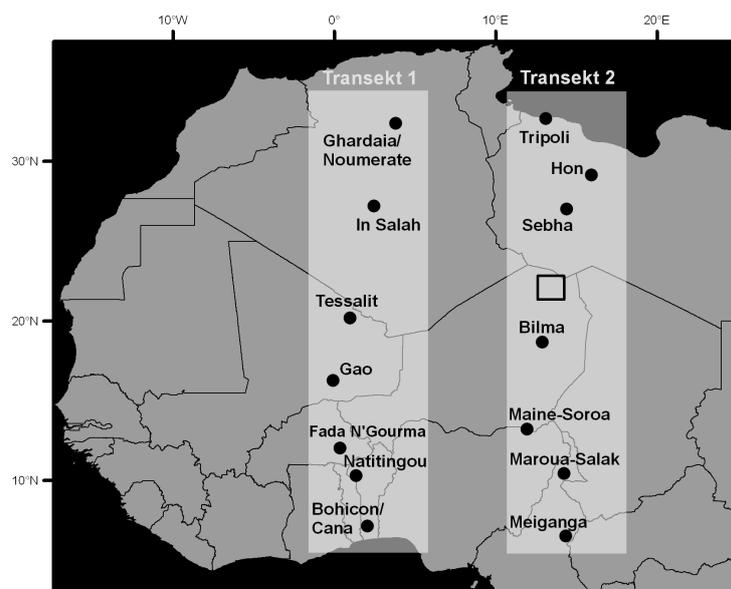
Um das Klima Afrikas nördlich des Äquators beschreiben zu können, wird eine Clusteranalyse für diesen Raum durchgeführt. In die Clusteranalyse gehen die WMO-Daten für die monatlichen Niederschlags- und Temperaturwerte von 1960 bis 1990 ein. Sie werden ergänzt durch monatliche Luftdruckwerte auf Meeresebene der Jahre 1994 bis 2004 (GLOBALSOD-Daten). Die Klimastationen werden über die durchschnittlichen Monatswerte der Variablen Niederschlag, Temperatur und Luftdruck (ungewichtet), wie in Kapitel 3.5.3 beschrieben, klassifiziert. Das Ergebnis in Abb. 5.2 zeigt, dass für eine Clusteranzahl von acht Clustern der Raum klassifiziert werden kann. Die zonale Anordnung der Cluster verdeutlicht dies. Das Cluster 1 gibt die Situation des mediterranen Klimas wieder, wohingegen Cluster 2 den ariden Raum der Sahara wiedergibt. Südlich der Sahara schließt ebenfalls zonal verlaufend die Sahelzone an, die in der Analyse als Cluster 3 dargestellt wird. Cluster 4 und Cluster 5 spiegeln die klimatische Situation in der angrenzenden Sudanesischen und Guineischen Zone wieder. Eine Sonderstellung nimmt Cluster 6, lokalisiert im feuchten Küstenbereich des Golfs von Guinea, ein. Die Küste dieser Region steht im Sommer ungefähr orthogonal zu den feuchten Passatwinden (Abb. 5.1). Cluster 7 im Hochland von Äthiopien ist durch die orographische Struktur charakterisiert. Das Klima im Bereich Ostafrikas, und damit auch des Äthiopischen Hochlands, wird von vier atmosphärischen Aktionszentren gesteuert, den subtropischen Hochdruckgürteln der beiden Hemisphären, der dazwischenliegenden äquatorialen Tiefdruckrinne und dem Monsuntief über Indien (ENDLICHER, 2000). Diese Konstellation bewirkt im Jahresverlauf zwei klar definierte und zwei Übergangsjahreszeiten (KRAUSE ET AL., 2004). Das Cluster 8 ist der tropische äquatoriale Bereich. Die Klimastation Dajanet im SE Algeriens wird über die Clusteranalyse dem Cluster 1, also dem mediterranen Cluster zugeordnet.



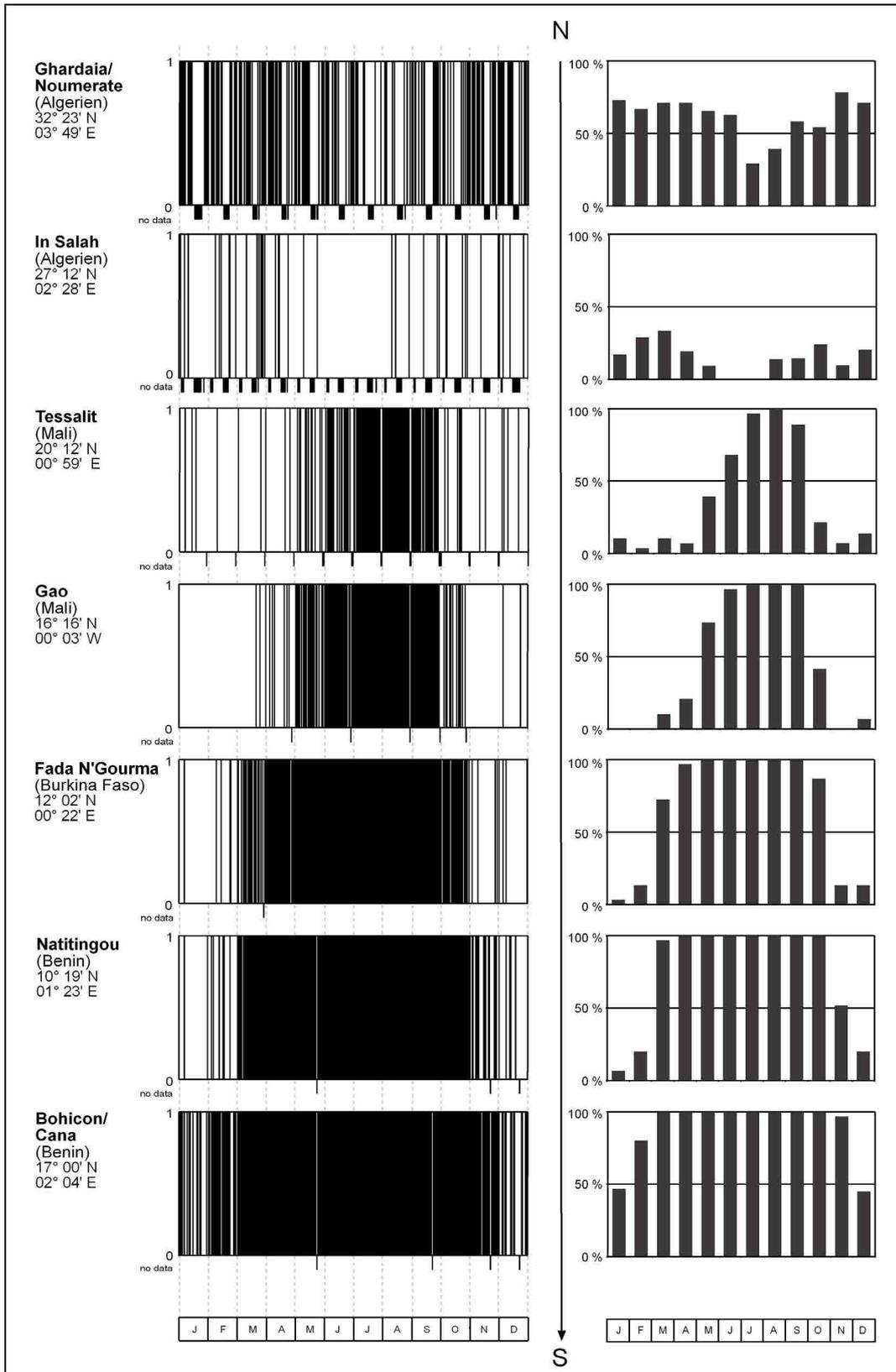
**Abbildung 5.2.** Ergebnis der Clusteranalyse ausgewählter Klimastationen Nordafrikas. Verortung der bei der Größenfrequenzanalyse (Abb. 5.4) verwendeten Klimastationen (a-g).

### 5.3. Temporale Niederschlagsprofile

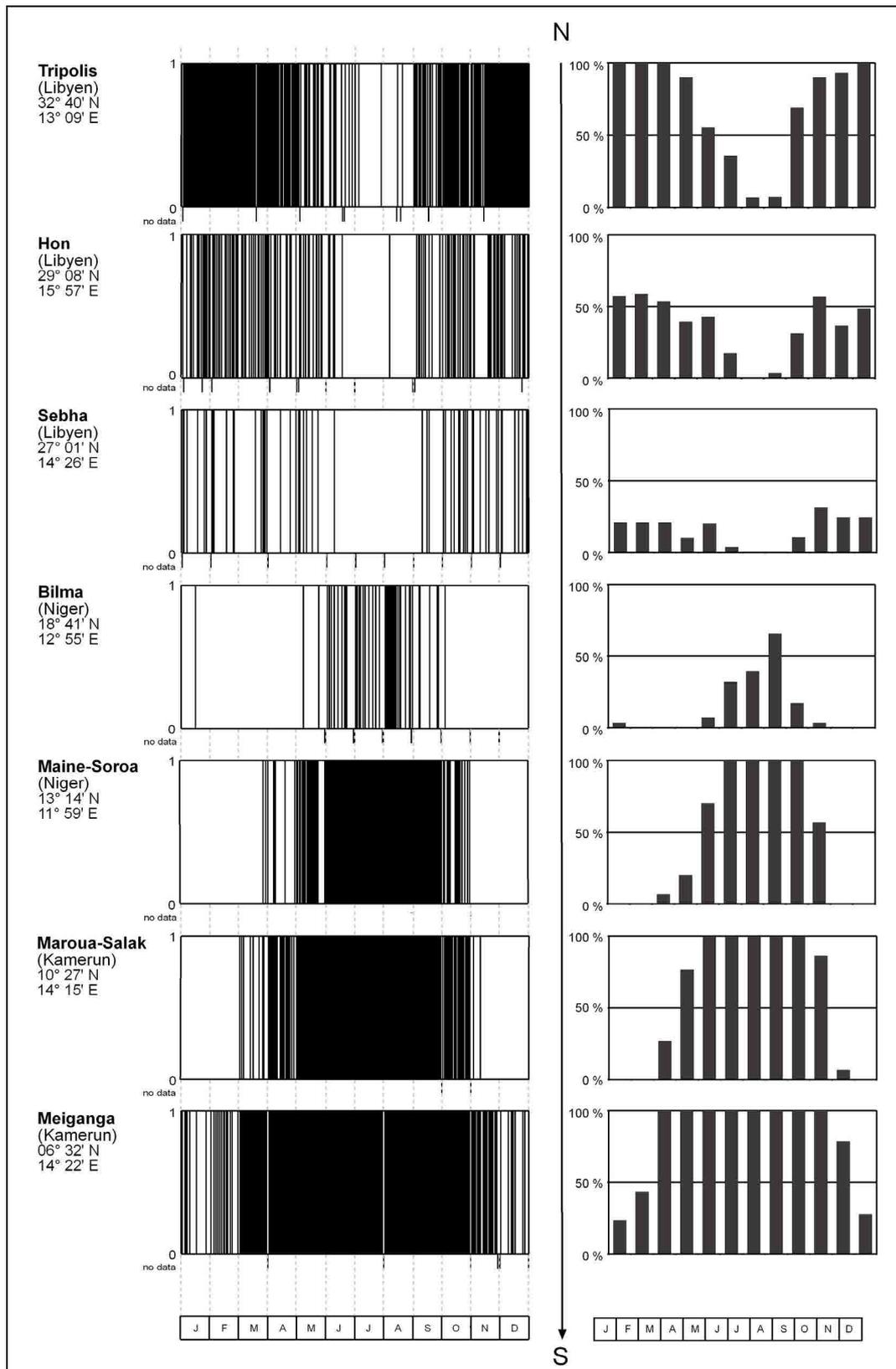
Die Lage des Untersuchungsgebietes im Schnittbereich zwischen monsunale gesteuerten Niederschlägen und Niederschlägen aus der mediterranen Westwindzone zeigt sich in Abb. 5.3b&c. Die am südlichen Rand des Gebietes gelegene Station Bilma (Abb. 5.3c) zeigt eindeutig sommerliche Niederschläge die auf eine monsunale Steuerung hinweisen. Dennoch kann eine minimale Niederschlagstätigkeit im Januar festgestellt werden, im Gegensatz zur südlich angrenzenden Station Maine-Soroa, die zwar eine längere sommerliche Niederschlagsperiode aufweist aber keine Niederschläge in den Wintermonaten zeigt. Die nördlich des Untersuchungsgebiets gelegene Station Sebha in Libyen zeigt keine Niederschläge in den Monaten Juni bis August. Die Mehrheit des Niederschlages fällt in den Winter- und Übergangsmonaten durch Tiefdruckgebiete aus der Westwindzone. Nördlich anschließend zeigen die Stationen Hon und Tripoli fast ganzjährig auftretende Niederschläge, jedoch sehr ausgeprägte Minima in den Sommermonaten. Die Station Meiganga in Kamerun zeigt ganzjährig Niederschläge, jedoch mit einem Minimum in den Wintermonaten. Parallel zu Transekt 2 wurde mit Transekt 1 (Abb. 5.3b) ein parallel verlaufendes Nord-Süd Transekt gelegt. Das grundsätzliche Niederschlagsverhalten lässt sich auch hier bestätigen, jedoch mit etwas diffuserer Ausprägung. Die latitudinal mit Bilma vergleichbaren Stationen Tessalit und Gao zeigen ebenfalls das Niederschlagsmaximum in den Sommermonaten, aber auch eine im Vergleich zu Bilma stärkere Niederschlagsaktivität in den Wintermonaten. Die durch den Sommermonsun gesteuerten Niederschläge der sahelischen bzw. sudanischen Stationen Maine-Soroa und Maroua-Salak (beide Transekt 2) finden sich nicht in dieser Eindeutigkeit in den Stationen Fada N'Gourma und Natitingou (beide Transekt 1) wieder. Sehr ähnlich in Bezug auf den Jahresverlauf des Niederschlages sind die nordsaharischen Stationen Sebha (Transekt 2) und In Salah (Transekt 1) sowie die tropischen Stationen Meiganga (Transekt 2) und Bohicon/Cana (Transekt 1).



**Abbildung 5.3a.** Lage der Transekte der temporalen Niederschlagsprofile aus Abbildungen 5.4b und 5.4c mit Verortung des Untersuchungsgebietes (schwarzes Rechteck).



**Abbildung 5.3b.** Westliches Nord-Süd Transekt der Niederschlagsverteilung und der Niederschlagswahrscheinlichkeit. Datengrundlage: mittlere monatliche Niederschlagssummen der Jahre 1960 bis 1990 (WMO). links: Eintreten von Niederschlagsereignissen (1= Niederschlag, 0= Kein Niederschlag, -1= Datenlücke) der einzelnen Monate für die Jahre 1960 bis 1990. rechts: Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Niederschlag (%) monatsweise für die Jahre 1960 bis 1990.



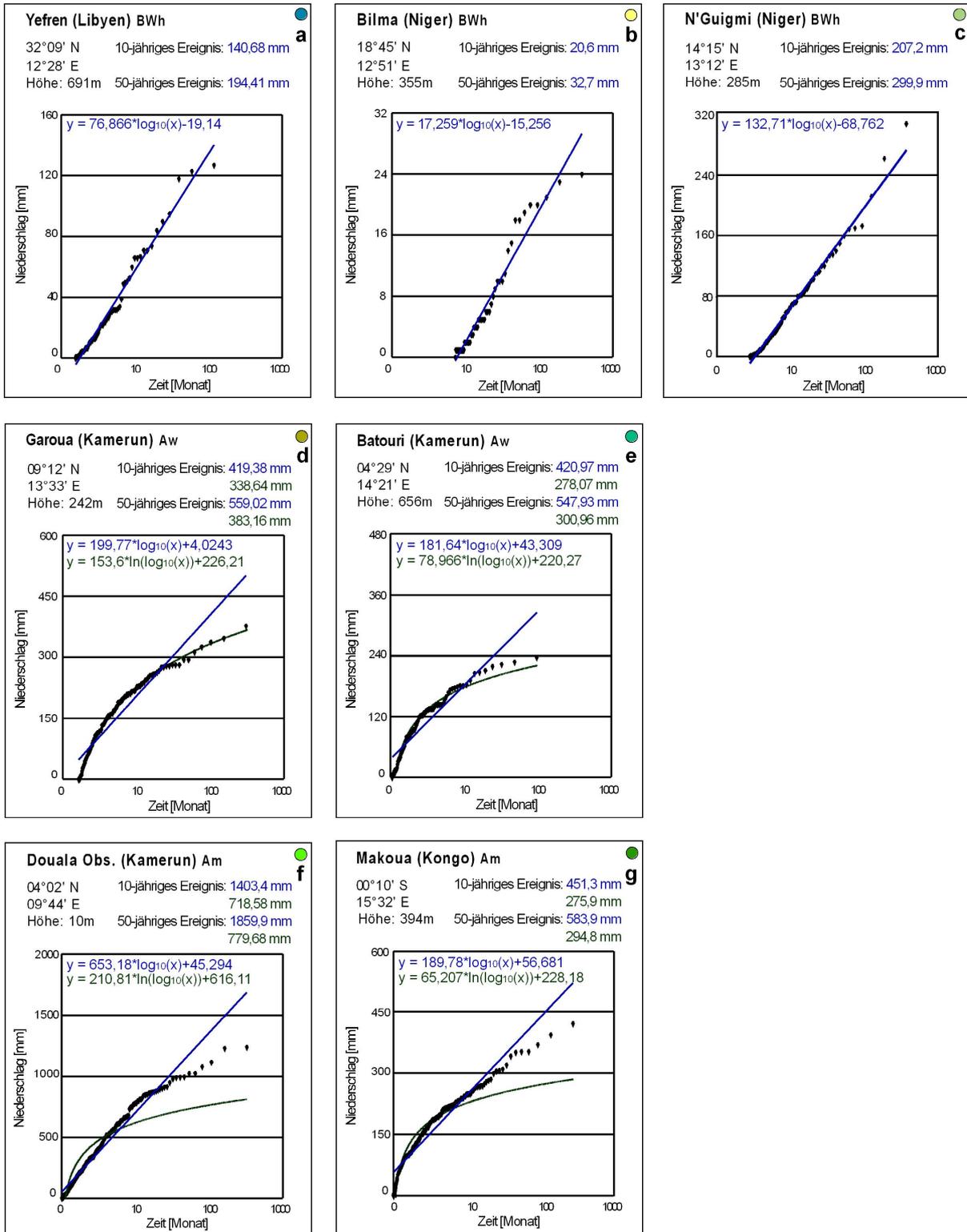
**Abbildung 5.3c.** Östliches Nord-Süd Transekt der Niederschlagsverteilung und der Niederschlagswahrscheinlichkeit. Datengrundlage: mittlere monatliche Niederschlagssummen der Jahre 1960 bis 1990 (WMO). links: Eintreten von Niederschlagsereignissen (1= Niederschlag, 0= Kein Niederschlag, -1= Datenlücke) der einzelnen Monate für die Jahre 1960 bis 1990. rechts: Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Niederschlag (%) monatsweise für die Jahre 1960 bis 1990.

## 5.4. Größenfrequenzanalyse

Zur Charakterisierung der einzelnen Klimazonen (Abb. 5.2) wird eine Größenfrequenzanalyse durchgeführt. Sie beschreibt die Wiederkehrintervalle von Niederschlagsereignissen. In Abb. 5.4 sind die ausgewählten Stationen der einzelnen Cluster in einem Transekt von Nord nach Süd (a-g) dargestellt. In die Größenfrequenzanalyse gehen die gemittelten monatlichen Niederschlagswerte des Zeitraumes 1960 bis 1990 ein. Als Kennwerte von Niederschlagsereignissen werden hier jeweils das 10-jährige und das 50-jährige Ereignis aufgeführt.

Das Niederschlagsverhalten an den Stationen a-c kann durch eine lineare Funktion beschrieben werden. Bei den wechselfeuchten Klimaten, repräsentiert über die Stationen d und e, wird zusätzlich eine logarithmische Funktion angepasst, wodurch die Schätzbarkeit der Niederschlagsereignisse verbessert wird. Das Niederschlagsverhalten an den Stationen f und g, beide im Bereich des feuchten äquatorialen Regenklimas gelegen, kann weder über eine lineare noch über eine logarithmische Funktion beschrieben werden. Dies gilt insbesondere bei der Extrapolation von 50-jährigen Ereignissen.

An den Stationen Yefren (a), Bilma (b) und N'Guigmi (c), die klimatisch als BWh (nach KÖPPEN, 1936) klassifiziert sind, zeigt sich wie groß die Unterschiede des Niederschlagsverhaltens und damit der Niederschlagsvariabilität innerhalb einer Klasse sein können. In Yefren (Cluster 1), welches ca. 80 km südlich der Mittelmeerküste liegt, beträgt ein 50-jähriges Ereignis 194,41 mm. In Bilma (Cluster 2) sind es 32,7 mm, dabei liegt die Station ca. 1500 km südlich von Yefren in der Zentralen Sahara. Die Station N'Guigmi (Cluster 3) liegt im Bereich des Sahel, ca. 500 km südlich von Bilma. Hier beträgt ein 50-jähriges Ereignis 299,9 mm. Einheitlicher sieht die Situation in der Aw Klimazone (nach KÖPPEN, 1936) an den Stationen Garoua (d) und Batouri (e) aus. Die Station Douala (f) in Kamerun zeigt die höchsten Niederschlagsmengen bei einem 50-jährigen Ereignis an. Wie bereits erwähnt unterscheiden sich die Werte jedoch stark zwischen der linearen und der logarithmischen Extrapolation (1859,9 mm zu 779,68 mm).



**Abbildung 5.4.** Ergebnisse der Größenfrequenzanalyse auf Basis der gemittelten monatlichen Niederschlagswerte des Zeitraumes 1960 bis 1990. Die verwendeten Klimastationen sind in Abb. 5.2 verortet und entsprechend der Klimaklassifikation nach KÖPPEN (1936) beschrieben.

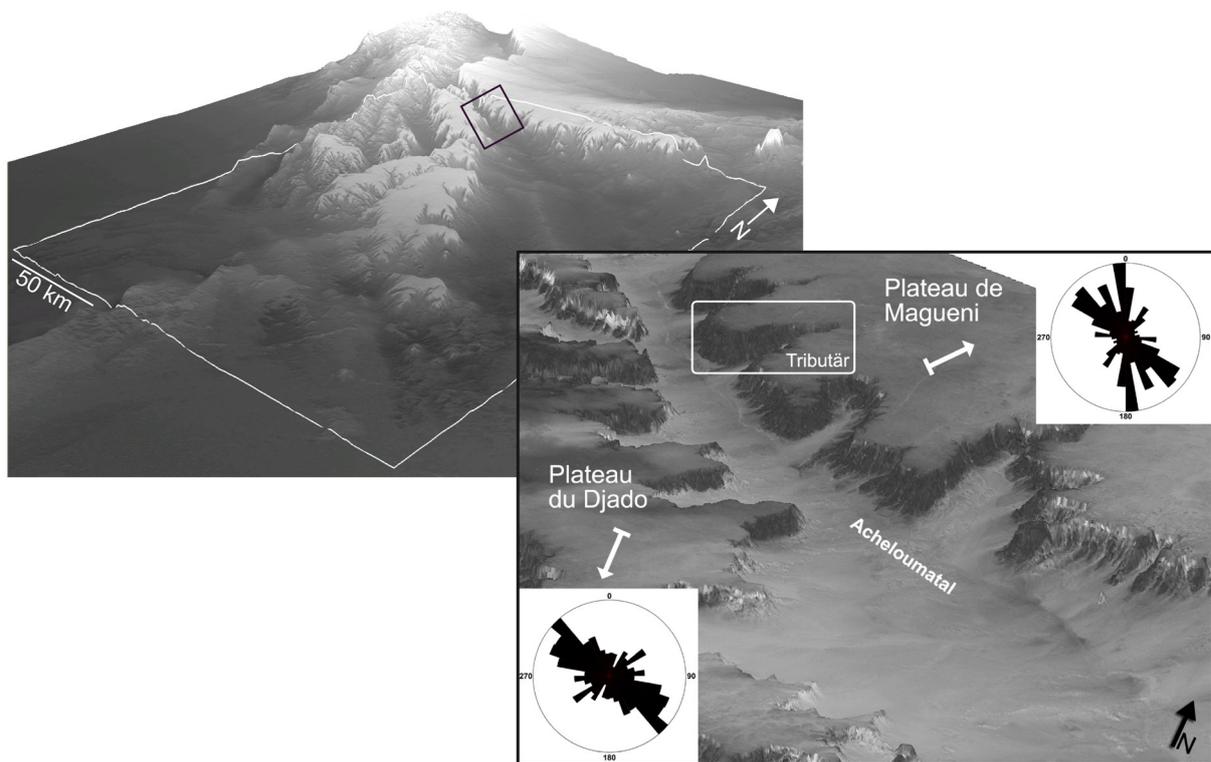
## 6. Geomorphologie

### 6.1. Geomorphologische Kartierung

#### 6.1.1. Aufnahme des Reliefs für die Region um das Untersuchungsgebiet

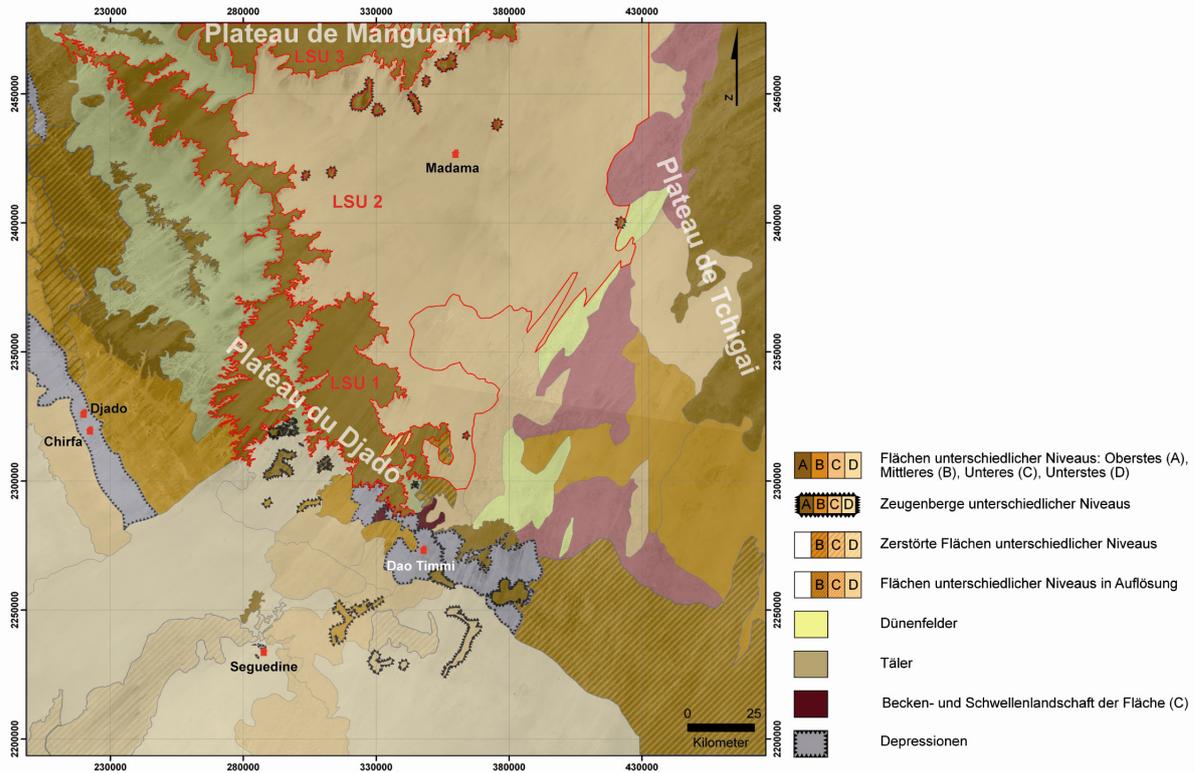
Der Djado-Mangeuni-Komplex – bestehend aus dem Plateau du Djado und dem Plateau de Mangueni – liegt zwischen dem Murzukbecken im Norden und dem Tschadbecken im Süden und gehört zu der Großform der saharischen Schwellen. Die Dachflächen der Plateaus werden aus Nubischem Sandstein gebildet. Das Plateau du Djado ist durch NW-SE verlaufende Talzüge (Enneri Blaka, Enneri Achelouma) gekennzeichnet. Das Plateau de Mangueni bildet eine zusammenhängende Fläche, die nur randlich von Tälern und Stufenbuchten (GRUNERT, 1983) zerschnitten ist (Abb. 6.1). Abbildung 6.2 zeigt verschiedene, von SE nach NW ansteigende Flächenniveaus. Es werden großräumige tektonische Einflüsse, wie sie aus dem Becken des Eyeden von Murzuk und dem dieses nach S begrenzenden Plateau de Mangueni bekannt sind, erkennbar. Der Djado-Mangeuni-Komplex ist eine Aufwölbung. Im Bereich der SW-NE-streichenden Sattelachse liegt heute das Acheloumatal. Eine Unterteilung der obersten Stufenflächen in Front- und Achterstufe ist schwierig.

Das Acheloumatal bildet die trennende Senke zwischen dem Plateau du Djado und dem Plateau de Mangueni. Diese SW-NE-streichende Sattelachse ist somit eine gemeinsame Subsequenzzone der beiden Plateauränder bzw. Schichtstufen (Abb. 6.1). Eine Besonderheit ist, dass sich diese Senke nach Südosten hin stark verbreitert, dann in eine Talebene und schließlich in die Ebene von Madama übergeht. Das Gefälle nach Südosten ist gleichmäßig. Die Schichtstufen zu beiden Seiten des Achelouma-Tales sind von Rutschungsschollen bedeckt. Der Südabfall des Plateau du Djado in Richtung des Enneri Blaka weist hingegen kaum Rutschungsschollen auf (GRUNERT, 1983; SCHULZ, 1980). In Abb. 6.1 lässt sich sowohl im Bereich des Plateau du Djado als auch im Bereich des Plateau de Mangueni eine Konzentration der Klüfte in NW-SE Richtung feststellen. Diese entspricht der Sattelachse des Acheloumatales. Diese Kluftausrichtung ist vor allem für das Plateau du Djado maßgebend, lediglich eine geringe Zahl an Klüften verläuft in Richtung SW-NE. Im Bereich des Plateaus de Mangueni findet sich eine wesentlich stärkere Häufung an Klufflinien mit einer N-S-Ausrichtung.



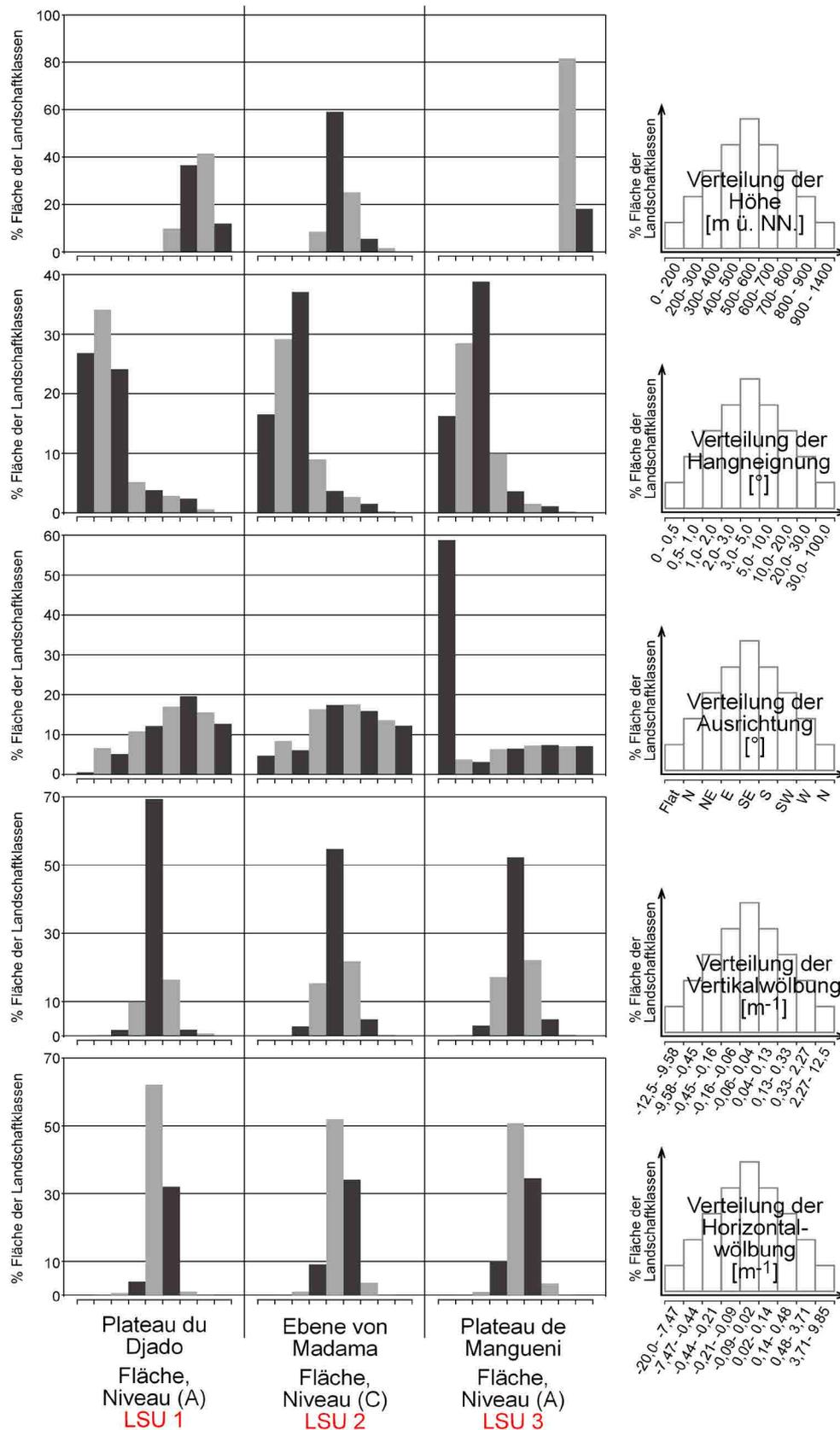
**Abbildung 6.1.** 3D-Darstellung des Digitalen Höhenmodells für: a) die Region um das Untersuchungsgebiet (SRTM Höhenmodell 90·90 m<sup>2</sup> Auflösung; 50-fach überhöht), b) das Acheloumatal mit angrenzenden Tributären (Seeterrassental als markierter Tributär) sowie Kluffrosen für die Plateaus de Mangueni und du Djado (SRTM Höhenmodell 90·90 m<sup>2</sup> Auflösung; 10-fach überhöht).

Aus dem DEM (Abb. 6.1) und der geomorphologischen Karte (Abb. 6.2) lassen sich vier Hauptniveaus identifizieren, wobei (A) das oberste Niveau und (D) das unterste Niveau bildet. In einer morphometrischen Analyse werden exemplarisch drei Landschaftseinheiten ausgewählt. Abbildung 6.2 zeigt die Ergebnisse dieser morphometrischen Klassifizierung des Untersuchungsgebietes. In Abbildung 6.3 sind jeweils die Verteilungen innerhalb der drei ausgewählten Reliefeinheiten aus Abbildung 6.2 prozentual abgebildet. Das Plateau du Djado liegt im Mittel niedriger als das Plateau de Mangueni und seine Geländeoberfläche fällt stärker ein. In der Verteilung der Exposition zeigt das Plateau du Djado in seinem obersten Niveau (A) (= LSU 1) eine höhere Häufigkeit der SE-Exposition. Im Becken von Madama, das dem unteren Niveau (C) (= LSU 2) entspricht, dominiert die S-Exposition. Demgegenüber kennzeichnet ein hoher Anteil ausrichtungsfreier Ebenen das Plateau de Mangueni (= LSU 3). Die Verteilung der Hangneigungen belegt für alle drei Landschaftseinheiten den flächenhaften Charakter. Die Wölbungsverteilung zeigt in allen drei Landschaftseinheiten eine starke Konzentration um den Mittelwert, was großen Wölbungsradien in einer flachgewellten Landschaft entspricht.



**Abbildung 6.2.** Geomorphologische Karte der Region um das Untersuchungsgebiet mit den in Abb. 6.3 näher charakterisierten ausgewählten Landschaftseinheiten (LSU).

An den Stufenrändern der Plateaus dominiert fluviale Formung. Durch rückschreitende Erosion haben sich trichterförmige Täler und breite Talbuchten entwickelt, die bis zu 20 km tief in die Plateaus einschneiden. Aufgrund dessen ist der Grundriss der Plateauränder stark zerlappt. Am Ostrand des Plateau du Djado zeigen synthetische Schollenrutschungen eine Alterung von Trauf bis Stufenfuß. Im Gegensatz zum Plateau du Djado zeigt die Dachfläche des Plateau de Mangueni eine einheitliche Abdachungsrichtung um ca. 0,5° nach Nordosten zum Zentrum des Murzuk-Beckens.



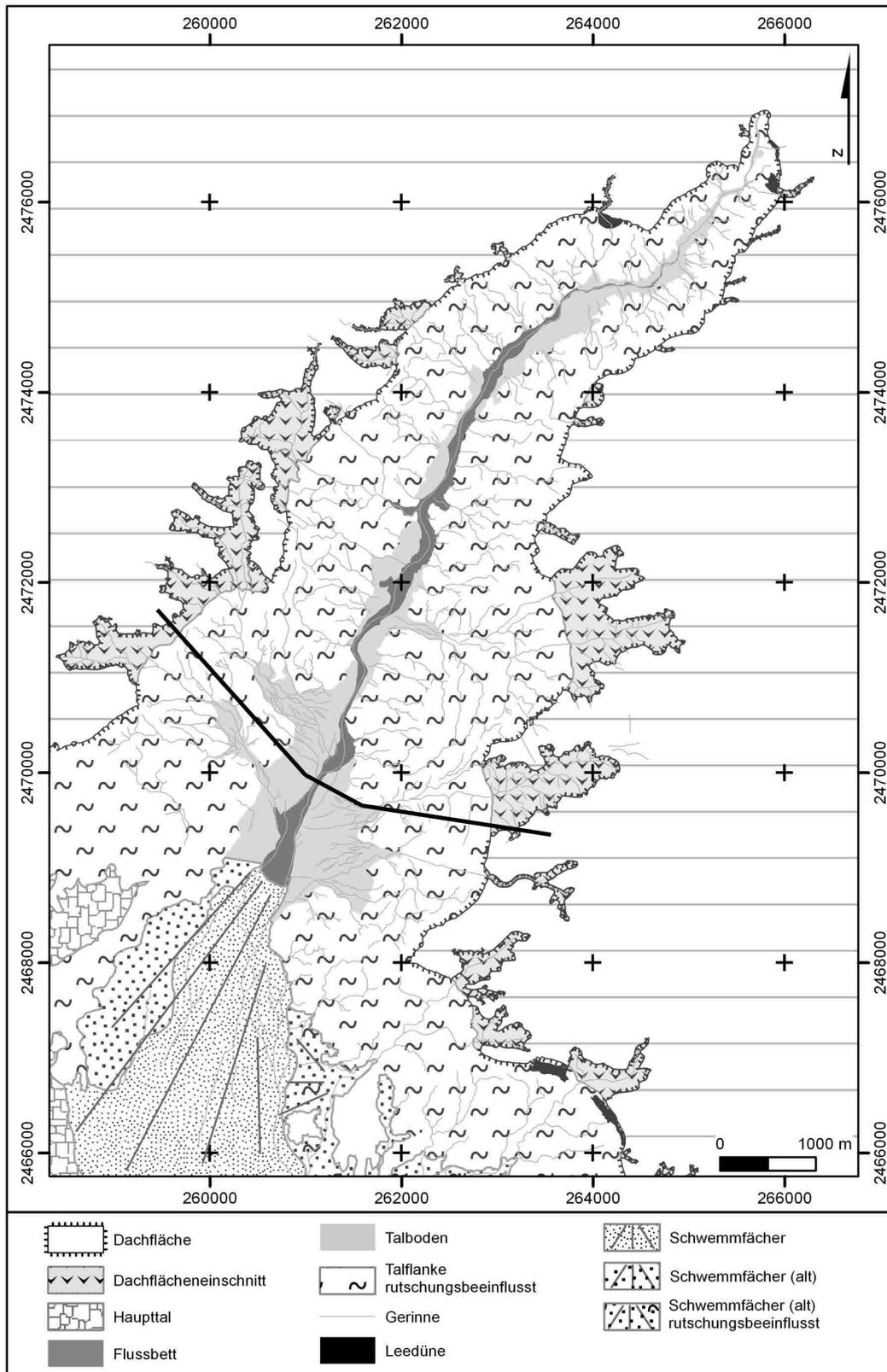
**Abbildung 6.3.** Morphometrische Charakterisierung ausgewählter Landschaftseinheiten (LSU) über die Verteilung der Parameter Höhe, Hangneigung, Ausrichtung, Vertikal- sowie Horizontalwölbung. Die Lage der ausgewählten LSU ist in Abb. 6.2 dargestellt.

### 6.1.2. Geomorphologie des Untersuchungsgebietes „Seeterrassental“

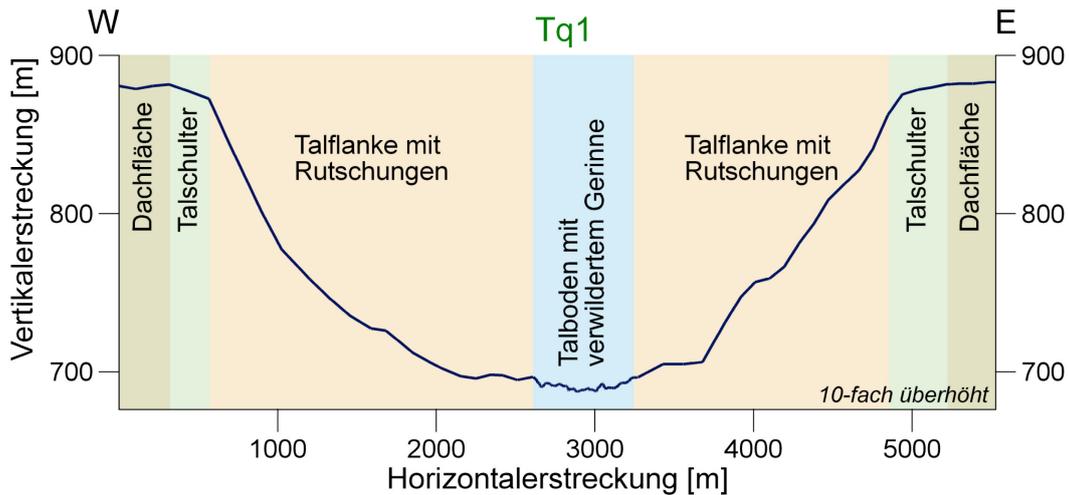
#### *Geomorphologische Karte*

Von allen Nebentälern des Enneri Achelouma besitzt das Seeterrassental den schmalsten Talboden und greift tief in das Plateau de Mangueni ein. Das obsequente Tal verjüngt sich vom Unter- zum Oberlauf von 1,5 km auf 300 m. Es erstreckt sich über eine Länge von ca. 15 km in N-S-Richtung vom Talschluss bis zu seiner Mündung; der Höhenunterschied beträgt ca. 150 m. Schollenrutschungen engen an beiden Talhängen den Talboden ein. Das vorherrschende Landschaftselement ist die Dachfläche des Plateau de Mangueni mit ihrer nach SW zugewandten Stufenfront und dem anschließenden Grabenbruch des Enneri Achelouma. Die Talsohle des Seeterrassentals mit seinem Gerinnebett wird durch die stark rutschungsbeeinflussten Hänge eingerahmt. Die Topographie des Talquerschnitts zeigt deutlich den Einfluss von Massenbewegungen auf die lokale Morphologie (Abb. 6.4 und 6.5). In seinem Oberlauf hat sich das Gerinne schluchtartig in Stillwassersedimente eingeschnitten, in einem Bereich, in dem die Talsohle relativ schmal ist. Eine geomorphologisch vergleichbare Situation findet sich im Mittellauf des Seeterrassentals, am Übergang zwischen Mittel- und Unterlauf.

Im Übergang zwischen Hang und Stufenfläche führt rückschreitende Erosion zu einer Auflösung der Stufenfläche. Es bilden sich buchtenartige Dachflächeneinschnitte. An der Mündung des Seeterrassentals in das Enneri Achelouma befindet sich ein ausgedehnter Schwemmfächer. Das Satellitenbild (welches der Kartierung Abb. 6.4 zugrunde liegt) zeigt ein Minimum von zwei Schwemmfächergenerationen, wobei die älteren Schwemmfächer auch durch kleine Tributäre aus dem Osten und Westen geschüttet werden, welche nicht Teil des den aktuellen Fächer schüttenden Gerinnesystems des Seeterrassentals sind. Zusätzlich wird der Schwemmfächer im Osten von Hangrutschungen der östlich anschließenden Schichtstufe beeinflusst. Äolische Ablagerungen treten als kleine Leedünen unterhalb des Traufes im Bereich des Oberlaufes auf.



**Abbildung 6.4.** Geomorphologische Karte des Seeterrassental mit Lage des in Abb. 6.5 dargestellten Talquerprofils.



**Abbildung 6.5.** Talquerprofil des unteren Seeterrassentals. Datengrundlage: SRTM Daten verschnitten mit differentiellen GPS Messungen. Die Profillage ist in Abb. 6.4 verortet.

### Längsprofil

Abb. 6.7 zeigt das Längsprofil des Seeterrassentals entlang des Talwegs, untergliedert in verschiedene Gerinneabschnitte (Abb. 6.6). Das Längsprofil hat eine gestreckt-konkave Form die ab der Schwemmfächerwurzel in eine konvexe Form übergeht. Am stärksten ist die Konkavität im Bereich des Oberlaufs ausgebildet. Im Ober- und Mittellauf sind zwei Verkürzungen des Längsprofils zu sehen, eine am Auslass des Oberlaufs im Bereich der Stillwassersedimente und eine im Übergang des Mittellaufs 1 zu Mittellauf 2. Eine dritte leichte Verkürzung des Längsprofils ist im oberen Unterlauf zu erkennen.

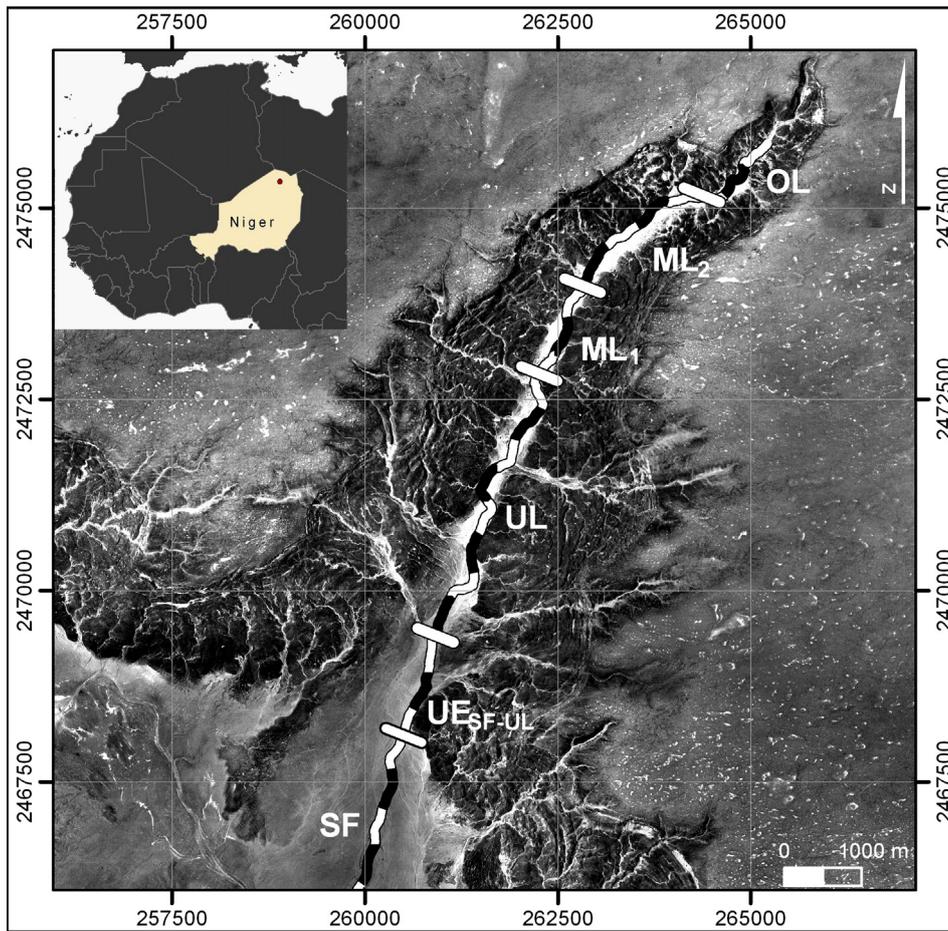
Balken entlang des Längsprofils markieren in Abb. 6.7 die Lage und relative Mächtigkeit der Stillwassersedimente die entlang des Talweges erkennbar sind. Die Größe der Balken ist durch den Höhenunterschied zwischen der Oberkante der Sedimente und dem Gerinnebett klassifiziert. Gut zu erkennen ist die Konzentration der Stillwassersedimente im Oberlauf und Mittellauf 2. Vor allem im Oberlauf finden sich auch die mächtigsten Stillwassersedimente. Im Übergang zwischen Mittellauf 1 und Unterlauf finden sich streckenweise weitere Stellen, an denen Stillwassersedimente erkennbar sind. Ab der dritten Verkürzung des Längsprofils finden sich talabwärts keine weiteren erkennbaren Stillwassersedimente.

Die Lage der Erosionsform der Riffel ist in Abb. 6.7 mit Balken unter dem Längsprofil entlang des Talwegs markiert. Tab. 6.1 zeigt die Riffelfrequenz für jeden Gerinneabschnitt (vgl. Abb. 6.6 und 6.7). Entlang des Gerinnes nimmt die Riffelfrequenz von Ober- zu Unterlauf ab. Lediglich im Bereich des Schwemmfächers kommt es zu einer Zunahme der Riffelfrequenz, welche bereits im Übergang von Unterlauf zu Schwemmfächer sichtbar wird.

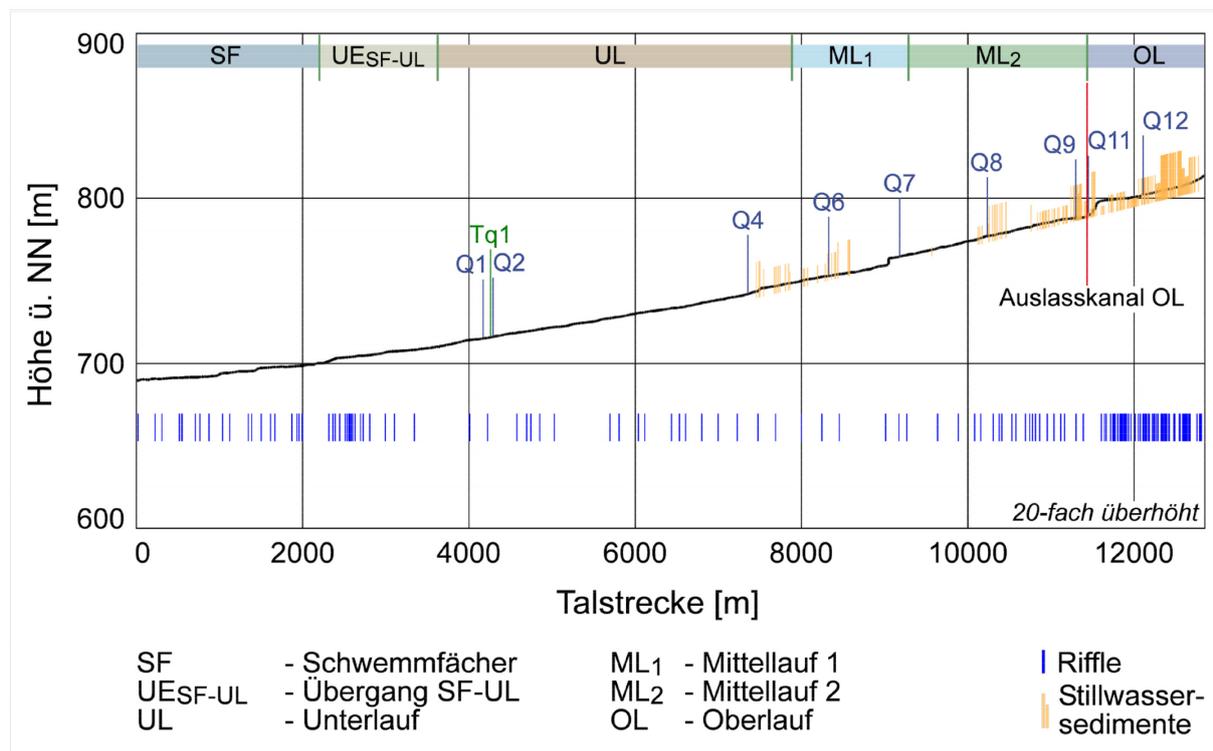
Die Sinuosität als Maß für den Windungsgrad eines Gewässers wird für die einzelnen Gerinneabschnitte separat berechnet (Tab. 6.1). Hierbei zeigen die Abschnitte des Schwemmfächers und des Übergangs zum Unterlauf niedrige Sinuositätswerte und werden nach BRIEM (2002) als gestreckte Gewässer charakterisiert. Die Abschnitte vom Unterlauf bis zum Oberlauf werden nach BRIEM (2002) als schwach gewundene Gewässer charakterisiert, wobei der Oberlauf die höchste Sinuosität aufweist. Die fast kontinuierliche Abnahme der Sinuosität vom Oberlauf bis hin zum Schwemmfächer wird lediglich durch die erhöhten Werte des Unterlaufs gestört.

**Tabelle 6.1.** Riffelfrequenz und Sinuosität für die verschiedenen Abschnitte des Gerinnes (vgl. Abb. 6.6)

Gerinneabschnitt	Riffelfrequenz (-100m <sup>-1</sup> )	Sinuosität [m·m <sup>-1</sup> ]
SF	0,932	1,047
UE <sub>SF-UL</sub>	1,195	1,034
UL	0,399	1,143
ML <sub>1</sub>	0,571	1,071
ML <sub>2</sub>	0,931	1,104
OL	4,882	1,218



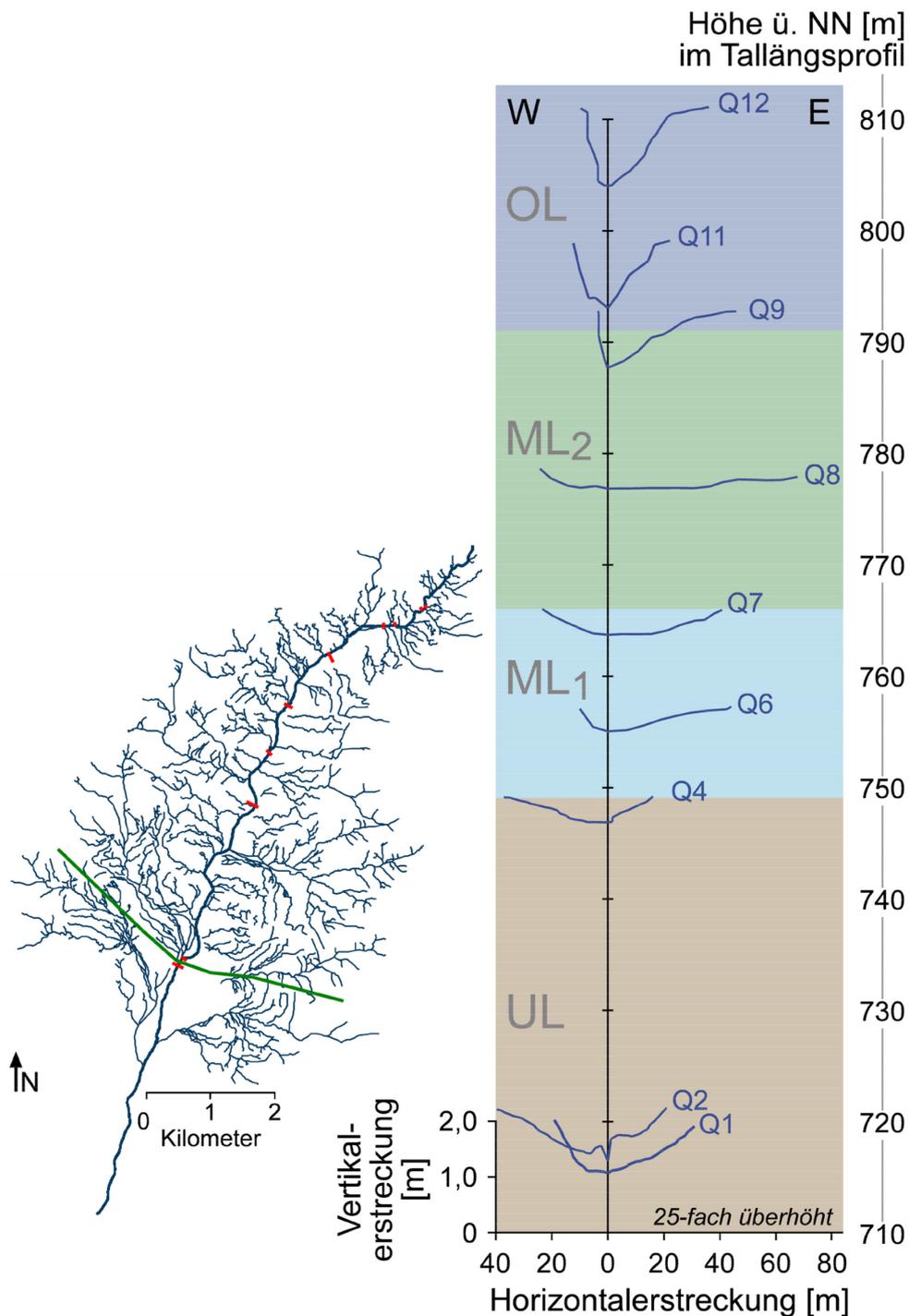
**Abbildung 6.6.** Luftbild des Seeterrassental mit der Lage der definierten Gerinneabschnitte OL = Oberlauf, ML = Mittellauf, UL = Unterlauf, UE<sub>SF-UL</sub> = Übergangszone von Unterlauf zu Schwemmfächer, SF = Schwemmfächer.



**Abbildung 6.7.** Tallängsprofil des Talwegs entsprechend der Gerinneabschnitte (siehe Abb. 6.6). Die Lage der Gerinnequerprofile (Abb. 6.8), Riffle und Stillwassersedimente sind entlang des Talwegs markiert. Stillwassersedimente sind entsprechend der relativen Mächtigkeit in 5 Klassen gegliedert (0 - 0,5 m, 0,5 - 1 m, 1 - 2 m, 2 - 3 m, 3 - 5 m, 5 - 10 m).

### Parametrisierung der Einzugsgebiets- und Gerinnemorphometrie

Für die Charakterisierung des Einzugsgebiets des Seeterrassentals stehen verschieden abflussrelevante morphometrische Parameter zu Verfügung. Diese werden auf Basis der dGPS-Daten erhoben. Einer der flächenbezogenen morphometrischen Parameter, mit dem das Maß der Einzugsgebietsform ausgedrückt werden kann, ist das Streckungsverhältnis ( $E$ ) nach SCHUMM (1956), mit dem sich die gestreckte Form eines Einzugsgebietes quantitativ beschreiben lässt. Für das Seeterrassental nimmt das Streckungsverhältnis ( $E$ ) einen Wert von 0,62 an. Als weiterer morphometrischer Parameter, der quantitativ die Einzugsgebietsform beschreibt, beträgt der Formfaktor ( $R_f$ ) nach CYFFKA (1991) für das Seeterrassental einen Wert von 0,3. Ein Parameter, der den Einfluss der Topographie des Einzugsgebietes auf den Abfluss ausdrückt, ist die Gerinnenetzdichte ( $D$ ) nach GREGORY & WALLING (1973). Bei der Analyse der Gerinnenetzdichte für das Seeterrassental ergibt sich ein Wert von  $5,96 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ .



**Abbildung 6.8.** Gerinnequerprofile entlang des Talwegs innerhalb der unterschiedlichen Gerinneabschnitte (vgl. Abb. 6.6 und 6.7). Die Lage der Gerinnequerprofile und des Talquerprofils (vgl. Abb. 6.5) sind im Gerinnenetz verortet.

Der Gerinneverlauf zeigt, dass das Gerinne im Ober- und Mittellauf (OL, ML<sub>1</sub>, ML<sub>2</sub>) schwach gewunden verläuft (vgl. Tab. 6.8). Lokal hat es den Charakter eines Flussmäanders, der eindeutige Charakter des Talmäanders fehlt. Im Unterlauf (UL) zeigt der Talboden eine deutliche Verbreiterung, vor allem im Übergang von Unterlauf zu Schwemmfächer (UE<sub>UL-SF</sub>). Der vorwiegend gestreckte Grundriss des Seeterrassentals wird durch die Sinuosität mit Werten nahe 1 dokumentiert (Tab. 6.1).

Entlang des Seeterrassentals wurden Gerinnequerprofile entlang des Hauptgerinnes aufgenommen (vgl. Abb. 6.8). Im Oberlauf (OL) zeigen die Querprofile eine starke Einschneidung und eine geringe Gerinnebreite (Q11 und Q12, Abb. 6.8). Dieser Charakter ist im Bereich des Auslasskanals (Q11) besonders deutlich. Im Gegensatz dazu sind im oberen Teil des Mittellaufs (ML<sub>2</sub>, z.B. Q8) die Gerinne breit und flach. Talabwärts erhöht sich im unteren Teil des Mittellaufs die Tiefe der Gerinne erneut (ML<sub>1</sub>, z. B. Q6). Je breiter das Gerinnebett wird, desto stärker sind Tendenzen zur Bifurkation erkennbar. Die Querprofile im Bereich des Schwemmfächers sind durch breite Gerinnebetten mit lokalen Bifurkationen charakterisiert (Q1 und Q2; vgl. Abb. 6.8).

**Tabelle 6.2.** *Ergebnisse der Regressionsanalyse für stromabwärtsgerichtete Veränderungen der Gerinnebreite, Gerinnetiefe und der ‚Form Ratio‘. Wobei  $W$  = Gerinnebettbreite [m],  $D$  = Gerinnebetttiefe [m],  $L$  = Gerinnelänge [km],  $f$  = Form Ratio =  $W/D$  ( $n = 13$ ). Für die Exponentialgleichungen ist  $a$  = Regressionskoeffizient und  $b$  = Exponent. FB entspricht dem aktuellen Gerinnebett; T1 und T2 entsprechen Gerinnebetten des ersten bzw. des zweiten Terrassenniveaus.*

	Regression der Gerinnebettbreite $W = a \cdot L^b$	Regression der Gerinnetiefe $D = a \cdot L^b$	Regression der Form Ratio $f = a \cdot L^b$
<b>FB</b>	$a = 4,1705$	$a = 0,4176$	$a = 9,987$
	$b = 0,6005$	$b = -0,2841$	$b = 0,8846$
	$R^2 = 0,2733$	$R^2 = 0,2779$	$R^2 = 0,3337$
	$\alpha = 0,1$ : nicht signifikant	$\alpha = 0,1$ : nicht signifikant	$\alpha = 0,1$ : nicht signifikant
<b>T1</b>	$a = 35,216$	$a = 0,5506$	$a = 63,964$
	$b = -0,118$	$b = -0,2974$	$b = 0,1794$
	$R^2 = 0,0097$	$R^2 = 0,4539$	$R^2 = 0,029$
	$\alpha = 0,1$ : nicht signifikant	$\alpha = 0,1$ : nicht signifikant	$\alpha = 0,1$ : nicht signifikant
<b>T2</b>	$a = 33,594$	$a = 0,3985$	$a = 84,306$
	$b = 0,3759$	$b = 0,2499$	$b = 0,126$
	$R^2 = 0,2101$	$R^2 = 0,4134$	$R^2 = 0,0156$
	$\alpha = 0,1$ : nicht signifikant	$\alpha = 0,1$ : nicht signifikant	$\alpha = 0,1$ : nicht signifikant

Für die Parameter Gerinnebetttiefe ( $D$ ), Gerinnebettbreite ( $W$ ) und Gerinnebettform ( $f$ ) sind die funktionalen Beziehungen in Tabelle 6.2 differenziert nach den drei erfassten Gerinnebettgenerationen (vgl. Abb. 6.9), dargestellt. Für die meisten der aktuellen Gerinnebetten (FB) und für die Gerinnebetten, die der Generation des ersten Terrassenniveaus (T1) entsprechen, kann eine stromabwärts gerichtet Abnahme der Gerinnebetttiefe festgestellt werden (Tabelle 6.2). Für die Gerinnebetten der Generation des zweiten Terrassenniveaus (T2) gilt die umgekehrte Beziehung. Eine stromabwärts gerichtet Zunahme der Gerinnebettbreite ist für die Gerinne der Generationen/Systeme FB und T2 erkennbar, während sich dieses Verhältnis für die Gerinne der Generation T1 annähernd konstant entlang des Talwegs verhält. Das die Gerinnebettform beschreibende Breite-Tiefe-Verhältnis des Gerinnebetts („form ratio“) erhöht sich im aktuellen Gerinne FB stromabwärts. Für die Gerinnebetten der Generation der Terrassenniveaus T1 und T2 zeigt das Breiten-Tiefen-Verhältnis des Gerinnebetts entlang des Talwegs keine signifikanten Veränderungen.

## 6.2. Hydraulische Abflussberechnung

Den hydraulischen Abflussberechnungen (Gl. 3.8) liegen die Gerinnequerprofile zugrunde, die eindeutige geometrische Informationen besitzen. Parallel wurden Geröllcluster zur Abschätzung der maximalen Transportkapazität in den entsprechenden Gerinneniveaus der Gerinnegenerationen in die Berechnungen einbezogen. Die Abflussberechnungen reproduzieren zum einen den bordvollen Abfluss, mit der Fließgeschwindigkeit auf Grundlage der Manning-Strickler-Gleichung (Gl. 3.9) berechnet, und zum anderen den Spitzenabfluss ( $Q_{\max}$ ), mit der Fließgeschwindigkeit auf Grundlage der Costa-Gleichung (Gl. 3.11) berechnet. Diese Berechnungen wurden sowohl für die aktuellen Gerinnebetten als auch die Gerinnebetten der älteren Gerinnegenerationen (T1 und T2 – vgl. Abb. 3.1) durchgeführt.

### 6.2.1. Aktuelles Gerinne

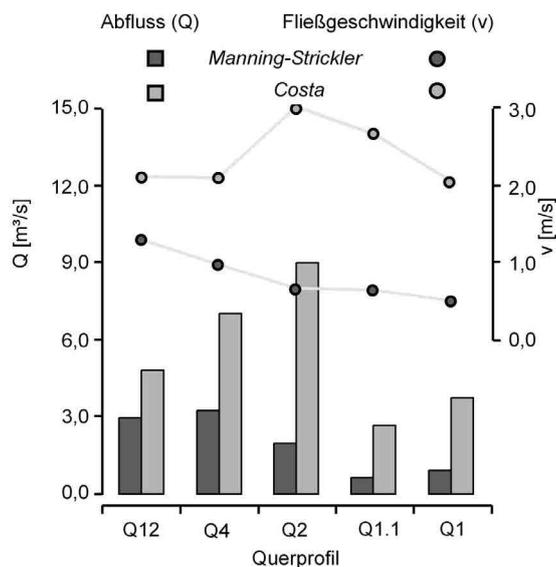
In Tabelle 6.3 sind die für die einzelnen Querprofile die zur Abflussberechnung notwendigen Parameter aufgeführt. Der durchflossene Gerinnequerschnitt ( $A$ ) wurde mit Hilfe von Matlab aus den einzelnen Gerinnequerprofilen berechnet. Der Rauigkeitsparameter ( $k_{ST}$ ) wurde für das gesamte Gerinne entsprechend der aktuellen Oberflächenbeschaffenheit des Gerinnes mit 30 festgelegt. Nach NAUDASCHER (1992) entspricht dieser Wert bei natürlichen Wasserläufen der Kategorie „natürliche Flussbetten mit Geröll und Unregelmäßigkeiten“ und ist der aktuellen Situation im Gerinne am Nächsten. Den Daten für das Längsgefälle ( $I_0$ ) liegen die Längsprofilmessungen (vgl. Kap. 6.1.2) zu Grunde. Bei der Klassifizierung der Geröllcluster werden die durchschnittlichen mittleren Achsen ( $D$ ) aus Messungen der Geröllcluster für den Bereich des aktuellen Gerinnebettes ermittelt. Die Fließgeschwindigkeiten ( $v$ ) und die sich daraus ableitenden Abflüsse ( $Q$ ) werden getrennt auf Grundlage der beiden genannten Ansätze (Manning-Strickler (Gl. 3.9) und Costa (Gl.3.11)) berechnet. Für alle Querprofile, die zur Abflussberechnung herangezogen wurden, liegt die Berechnung des bordvollen Abflusses (Manning-Strickler-Ansatz) unter der Berechnung des Spitzenabflusses  $Q_{\max}$  (Costa-Ansatz). Einzige Ausnahme bilden die berechneten Abflüsse für das Querprofil Q19fb bei dem beide Werte innerhalb des zu berücksichtigenden Fehlerwertes gleich sind. Vergleicht man die Werte beider Berechnungs-Ansätze (Abb. 6.9) sieht man, dass stromabwärts die prozentuale Differenz  $[(\text{Costa} - \text{Manning-Strickler}) \cdot \text{Costa}^{-1}]$  zwischen bordvollem Abfluss und Spitzenabfluss zunimmt. Die prozentuale Differenz erhöht sich von 38,5% im Oberlauf (Q12) auf 78% im Unterlauf (Q2). Für die drei Querprofile im Unterlauf (Q1, Q1.1, Q2) nahezu gleicher Einzugsgebietsgröße ist kein eindeutiger Unterschied erkennbar (von 75,5% bis 78%).

**Tabelle 6.3.** Abflussberechnung ausgewählter Gerinnequerprofile für das aktuelle Gerinne mittels Manning-Strickler-Ansatz und Costa-Ansatz ( $A$  = durchflossener Querschnitt;  $K_{ST}$  = Rauigkeitsparameter;  $R_h$  = benetzter Umfang;  $I_0$  = Längsgefälle;  $D_i$  = durchschnittliche mittlere Achse;  $v$  = Fließgeschwindigkeit;  $Q$  = Abfluss).

Manning-Strickler-Ansatz						
Querprofile	$A$ [m <sup>2</sup> ]	$K_{ST}$ [m <sup>1/3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$R_h$ [m]	$I_0$ [m·m <sup>-1</sup> ]	$v$ [m·s <sup>-1</sup> ]	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]
Q12	2,2512	30	0,1791	0,0190	<b>1,31</b>	<b>2,96</b>
Q19fb	0,9826	30	0,3215	0,0391	<b>2,78</b>	<b>2,74</b>
Q4	3,306	30	0,1492	0,0135	<b>0,98</b>	<b>3,24</b>
Q2	2,9411	30	0,1476	0,0064	<b>0,67</b>	<b>1,97</b>
Q1.1	0,9883	30	0,0925	0,0110	<b>0,64</b>	<b>0,64</b>
Q1	1,8116	30	0,1051	0,0057	<b>0,50</b>	<b>0,91</b>

Costa-Ansatz				
Querprofile	$A$ [m <sup>2</sup> ]	$D_i$ [mm]	$v$ [m·s <sup>-1</sup> ]	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]
Q12	2,2512	160,83	<b>2,14</b>	<b>4,81</b>
Q19fb	0,9826	168,54	<b>2,19</b>	<b>2,15</b>
Q4	3,306	158,38	<b>2,12</b>	<b>7,01</b>
Q2	2,9411	335,00	<b>3,05</b>	<b>8,98</b>
Q1.1	0,9883	259,33	<b>2,70</b>	<b>2,67</b>
Q1	1,8116	150,00	<b>2,07</b>	<b>3,74</b>



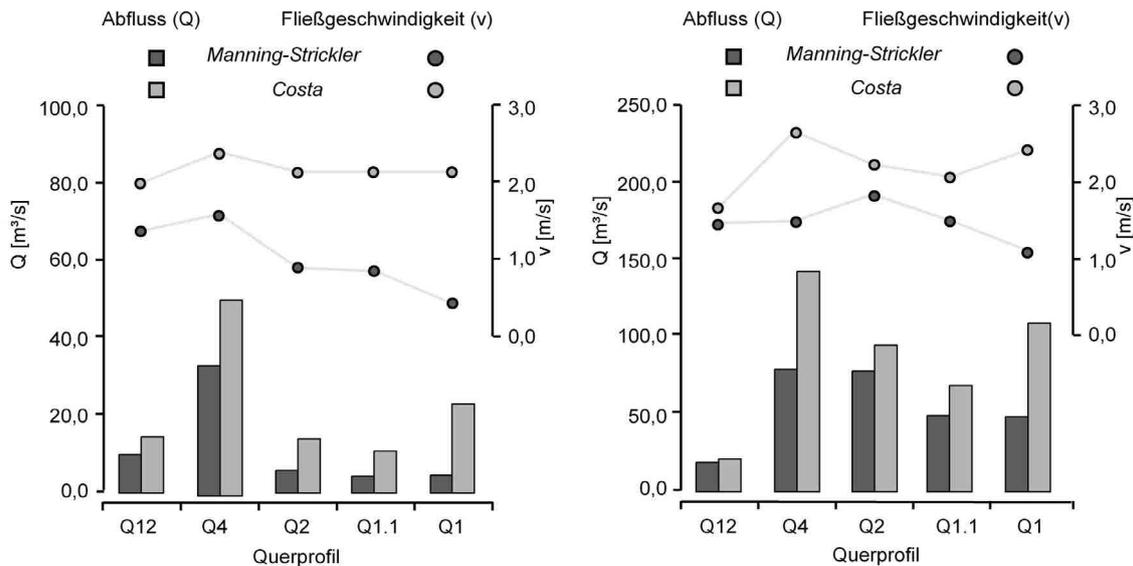
**Abbildung 6.9.** Ergebnisse der Fließgeschwindigkeits- und Abflussberechnung mittels Manning-Strickler- und Costa-Ansatz für fünf ausgewählte Querprofile im aktuellen Gerinnebett.

## 6.2.2. Paläogerinne

Analog zu der Berechnung der Abflüsse des aktuellen Gerinnes zeigen Tabelle 6.4 die Ergebnisse für die Gerinne der Generation T1 und Tabelle 6.5 die Ergebnisse für die Gerinne der Generation T2. Hier werden die hydraulischen Parameter der Paläogerinne als Herleitung aus der Geometrie der fluvialen Terrassen generiert. Dabei erfüllen die eingemessenen Querprofile des Seeterrassentals die Bedingung der einheitlichen Form (vgl. Abb. 3.1). Dies bedeutet, dass auf beiden Seiten des Gerinnes Terrassenniveaus erkennbar sind, deren Höhen korrespondieren (Generationen T1 und T2). Abb. 6.11 verdeutlicht, dass die Längsprofile der links- und rechtsseitigen Terrassen parallel verlaufen. Das Längsgefälle der Paläogerinne wurde mittels differentiellem GPS als Längsprofil der Terrassen der Generation T1 und T2 eingemessen. Die weiteren hydraulischen Parameter wurden aus den Querprofilen abgeleitet.

**Tabelle 6.4.** Abflussberechnung ausgewählter Gerinnequerprofile für das Gerinne der Terrassengeneration T1 mittels Manning-Strickler-Ansatz und Costa-Ansatz ( $A$  = durchflossener Querschnitt;  $K_{ST}$  = Rauigkeitsparameter;  $R_h$  = benetzter Umfang;  $I_0$  = Längsgefälle;  $D_f$  = durchschnittliche mittlere Achse;  $v$  = Fließgeschwindigkeit;  $Q$  = Abfluss).

Manning-Strickler-Ansatz						
Querprofile	$A$ [m <sup>2</sup> ]	$K_{ST}$ [m <sup>1/3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$R_h$ [m]	$I_0$ [m·m <sup>-1</sup> ]	$v$ [m·s <sup>-1</sup> ]	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]
<b>Q12</b>	7,3519	30	0,3343	0,0089	<b>1,36</b>	<b>10,02</b>
<b>Q4</b>	21,4553	30	0,2401	0,0185	<b>1,58</b>	<b>33,85</b>
<b>Q2</b>	6,6523	30	0,1753	0,0089	<b>0,89</b>	<b>5,90</b>
<b>Q1.1</b>	5,1384	30	0,2407	0,0053	<b>0,85</b>	<b>4,34</b>
<b>Q1</b>	10,9168	30	0,2491	0,0013	<b>0,42</b>	<b>4,61</b>
Costa-Ansatz						
Querprofile	$A$ [m <sup>2</sup> ]	$D_f$ [mm]	$v$ [m·s <sup>-1</sup> ]	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]		
<b>Q12</b>	7,3519	137,14	<b>1,98</b>	<b>14,54</b>		
<b>Q4</b>	21,4553	199,50	<b>2,37</b>	<b>50,92</b>		
<b>Q2</b>	6,6523	158,67	<b>2,12</b>	<b>14,12</b>		
<b>Q1.1</b>	5,1384	158,67	<b>2,12</b>	<b>10,91</b>		
<b>Q1</b>	10,9168	158,67	<b>2,12</b>	<b>23,17</b>		



**Abbildung 6.10.** Ergebnisse der Fließgeschwindigkeits- und Abflussberechnung mittels Manning-Strickler- und Costa-Ansatz für fünf ausgewählte Querprofile für die Gerinnegeneration entsprechend dem Terrassenniveau T1 (links) und dem Terrassenniveau T2 (rechts).

**Tabelle 6.5.** Abflussberechnung ausgewählter Gerinnequerprofile für das Gerinne der Terrassengeneration T2 mittels Manning-Strickler-Ansatz und Costa-Ansatz (A = durchflossener Querschnitt;  $K_{ST}$  = Rauigkeitsparameter;  $R_h$  = benetzter Umfang;  $I_0$  = Längsgefälle;  $D_i$  = durchschnittliche mittlere Achse; v = Fließgeschwindigkeit; Q = Abfluss).

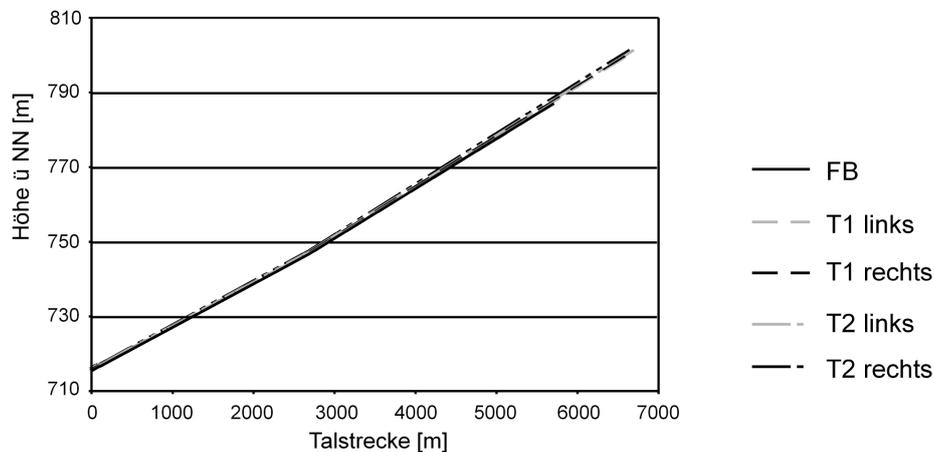
Manning-Strickler Ansatz						
Querprofile	A [m²]	$K_{ST}$ [m <sup>1/3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$R_h$ [m]	$I_0$ [m·m <sup>-1</sup> ]	v [m·s <sup>-1</sup> ]	Q [m³·s <sup>-1</sup> ]
Q12	13,2556	30	0,4397	0,0071	1,46	19,38
Q4	54,2038	30	0,3596	0,0096	1,49	80,65
Q2	43,1844	30	0,5342	0,0087	1,84	79,40
Q1.1	33,7058	30	0,5944	0,0049	1,49	50,17
Q1	45,5302	30	0,7022	0,0021	1,08	49,37

Costa Ansatz				
Querprofile	A [m²]	$D_i$ [mm]	v [m·s <sup>-1</sup> ]	Q [m³·s <sup>-1</sup> ]
Q12	13,2556	92,22	1,63	21,60
Q4	54,2038	254,75	2,67	144,90
Q2	43,1844	176,50	2,24	96,55
Q1.1	33,7058	151,39	2,07	69,93
Q1	45,5302	210,31	2,44	110,87

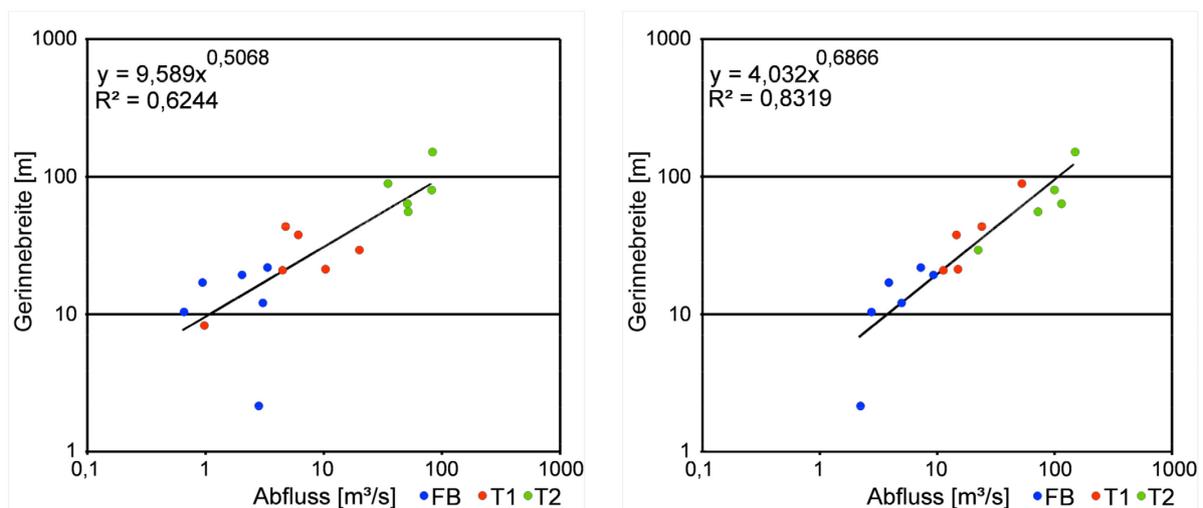
Wie bei der Berechnung der aktuellen Abflüsse (bordvoll und  $Q_{max}$ , vgl. Kap.6.2.1) kann auch bei der Berechnung der Abflüsse des Paläogerinnes (bordvoll und  $Q_{max}$ ) der Generation der Terrassenniveaus T1 (Abb. 6.10 links) eine stromabwärts gerichtete Abnahme festgestellt werden, wobei der Mittellauf in beiden Fällen deutlich höhere Abflüsse erhält. Die älteste Gerinnegeneration (Terrassenniveau T2, Abb. 6.10 rechts) hingegen zeigt vom Oberlauf zum Unterlauf in beiden Fällen eine Zunahme der Abflüsse, ebenfalls mit einem Maximum im Mittellauf. Auch für die Paläogerinne der Generation der Terrassenniveaus T1 und T2 liegt die Berechnung des bordvollen Abflusses (Manning-Strickler-Ansatz) für alle Querprofile unter der Berechnung des Spitzenabflusses (Costa-Ansatz). Die prozentuale Differenz zwischen beiden Werten zeigt für die Berechnung der Gerinnegeneration T1 einen etwas größeren Wertebereich als bei der des aktuellen Gerinnes: von 31% im Oberlauf bis

zu 80% im Unterlauf. Die Gerinnegeneration T2 hat deutlich geringere prozentuale Differenzen als die beiden jüngeren Generationen: Sie reicht von 10% im Oberlauf bis 55,5% im Unterlauf. Grundsätzlich zeigen die Abflussberechnungen für die Gerinnegenerationen T1 und T2 höhere Werte als die des aktuellen Gerinnes. Das oberste Gerinne zeigt die größten Abflusswerte.



**Abbildung 6.11.** Vergleich der Längsgefälle entlang des Seeterrassentials: FB = Gefälle des aktuellen Gerinnes; T1 links und T1 rechts = Gefälle der linken und rechten Terrasse entsprechend Niveau T1; T2 links und T2 rechts = Gefälle der linken und rechten Terrasse entsprechend Niveau T2.

Der Vergleich der nach Manning-Strickler (Gl. 3.9) und Costa (Gl. 3.11) berechneten Abflüsse mit den gemessenen Gerinnebreiten wird in Abbildung 6.12 dargestellt, jeweils getrennt nach Ansatz der Abflussberechnung. Die Korrelation der Abflüsse zu den entsprechenden Gerinnebreiten zeigt bei dem Ansatz nach Manning-Strickler ein Bestimmtheitsmaß von 0,6244 ( $\alpha=0,05$ ), bei dem Ansatz nach Costa 0,8319 ( $\alpha=0,05$ ). In beiden Fällen lassen sich die verschiedenen Gerinnegenerationen voneinander abgrenzen.



**Abbildung 6.12.** Vergleich der berechneten Abflüsse nach Manning-Strickler (links) beziehungsweise Costa (rechts) mit der Breite der Gerinne an den verschiedenen Querprofilen. FB = aktuelles Gerinne; T1= Gerinne der Terrasse entsprechend Niveau T1, T2 = Gerinne der Terrasse entsprechend Niveau T2.

## 7. Hydrologische Modellierung

Zur Modellierung des Niederschlags-Abfluss-Verhaltens des Seeterrassentals werden entsprechend der Modellierungsstrategie (vgl. Kapitel 3.6.1) zwei verschiedene Ansätze angewandt. Der Abfluss des aktuellen Gerinnebetts wird mit den Ergebnissen der hydraulischen Abflussberechnung des aktuellen Gerinnes (FB) kalibriert. In der ersten Version des Modells werden bei der N-A-Modellierung der Paläogerinne keine Änderungen der steuernden Parameter vorgenommen. Das bedeutet, dass die im aktuellen Gerinnebett vorgenommenen Kalibrierungen unverändert bleiben. In der zweiten Version des Modells wird bei der N-A-Modellierung der Paläogerinne eine zusätzliche Parameterkalibrierung für die entsprechenden Terrassenniveaus der Generation T1 und T2 vorgenommen.

### Modellaufbau

Die topographischen Eingangsdaten des Untersuchungsgebiets werden mittels HEC-GeoHMS aufbereitet (vgl. Kap. 3.6.2) und für das N-A-Modell HEC-HMS zur Verfügung gestellt. Aufgrund der Auflösung des DEM (90-90 m<sup>2</sup>) kommt es zu einer ‚Verzerrung‘ der realen Größe der Teileinzugsgebiete (Abb. 7.1). Auf Basis der Satelliten- und Luftbildanalysen werden die tatsächlichen Einzugsgebietesgrößen im Modellaufbau den Teileinzugsgebieten zugewiesen.

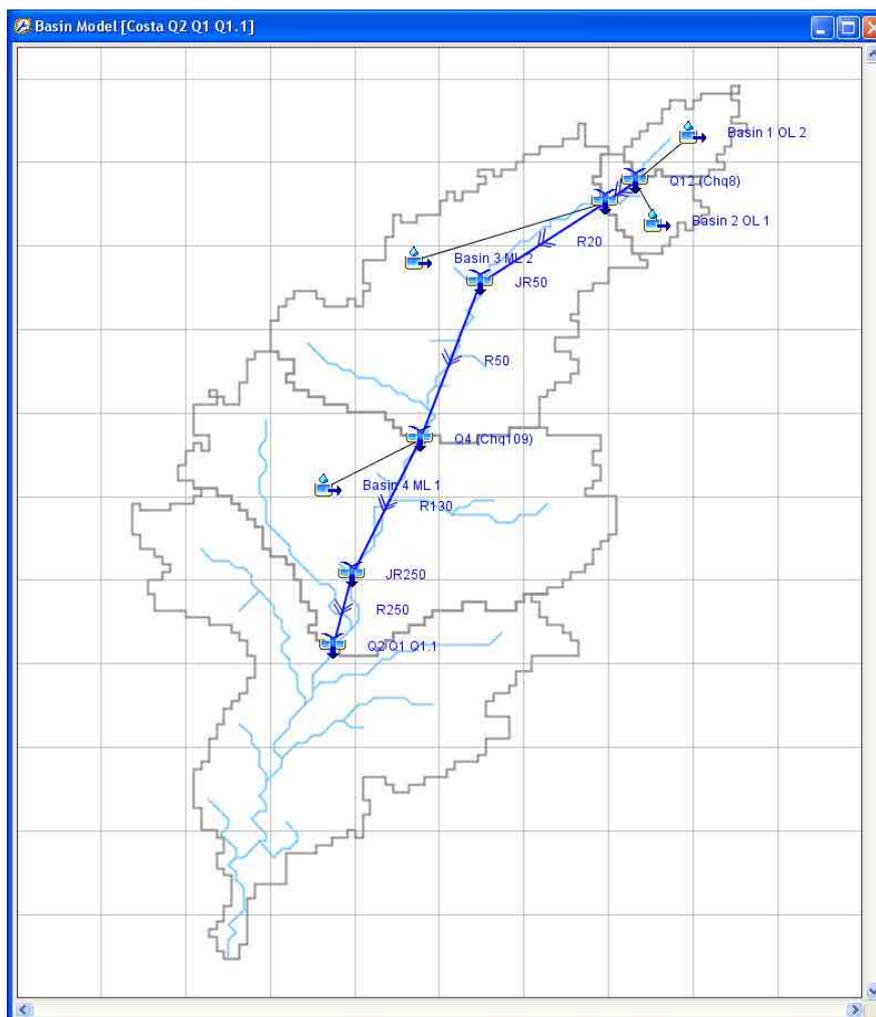


Abbildung 7.1. Visualisierung des HEC-HMS ‚basin models‘ für das Untersuchungsgebiet.

Da für den Bereich des Übergangs vom Unterlauf in den Schwemmfächer auf der hydraulischen Berechnung basierende Abflussdaten nicht verfügbar sind, können diese auch nicht in die Modellierung miteinbezogen werden. Teileinzugsgebiete werden in HEC-HMS als ‚sub-basins‘ bezeichnet, wobei die *sub-basins* 1 und 2 dem Oberlauf entsprechen, sub-basin 3 dem Mittellauf und *sub-basin* 4 dem Unterlauf. Die Gerinneverläufe werden im Modell stark reduziert, um eine möglichst kleine Zahl von Teilabschnitten zu erhalten, da eine Differenzierung der Teilabschnitte innerhalb der Teileinzugsgebiete ohne weitere Zusatzinformationen nicht sinnvoll erscheint. Die gewählte Reduktion gibt den Gerinneverlauf hinreichend genau wieder und ermöglicht einen reduzierten Rechen- und Kalibrierungsaufwand.

Das Modell reagiert in der Kombination mit den zur Verfügung stehenden Eingangsdaten und den im Setup definierten Kalibrierparametern lediglich auf Maximalwerte, bezogen auf Niederschlag und Abfluss. Eine Verteilung der modellierten Abflüsse und der generierten Niederschläge über längere Zeiträume bleibt unter anderem durch hohe Versickerungsraten wirkungslos. Daher wird der Modellierungsstrategie ein ereignisbasierter Ansatz zu Grunde gelegt. Die Zeiträume werden so aufgebaut, dass der gesamte Niederschlag innerhalb einer Stunde fällt, die Modellrechnung wird jedoch mit einer internen Inkrementierung von einer Minute gelöst.

Im Modellaufbau wird unter den ‚sub-basin elements‘ (Tab. 3.2.) versucht konzeptionell für alle Teileinzugsgebiete (*sub-basins*) Infiltration, Oberflächenabfluss und die Prozesse unter der Oberfläche wiederzugeben. Für die Modellierung der Verluste wird für alle *sub-basins* die in Kap. 3.6.2 beschriebene ‚SCS curve number method‘ gewählt. Die Prozesse des Oberflächenabflusses innerhalb eines *sub-basins* werden über die ‚transform-methods‘ gesteuert, z.B. über verschiedene Hydrographenmethoden, einen kinematischen Wellenansatz oder eine quasi-linear verteilte Methode (HEC-HMS, 2008). Beim vorliegenden Modellaufbau wird die ‚SCS Unit Hydrograph transform‘ Methode angewendet. Dabei definiert der sogenannte ‚graph type‘ die unterschiedliche Form des Unit Hydrograph. Für das Teileinzugsgebiet des Oberlaufs wird der ‚graph type‘ Standard verwendet, für die restlichen Teileinzugsgebiete der ‚graph type‘ Delmarva, welcher den Hydrographen stärker dämpft, um dem Abflussverhalten besser zu entsprechen. Die Prozesse unter der Oberfläche werden über die ‚baseflow methods‘ gesteuert. Aufgrund des Modellaufbaus in Richtung eines sehr kurzen Niederschlagseintrags und den mangelnden Informationen über Basis- und Zwischenabflussverhalten des Einzugsgebietes wird ohne eine Ankopplung an den Untergrund gerechnet.

#### *Niederschlag als Input zu Niederschlag als Output*

Die Modellierungsstrategie (Kap. 3.6.1), bei der gemessene (aktuelle) Niederschlagsdaten die Eingangsparameter einer aktuellen Abflussmodellierung darstellen hat sich in der Durchführung als nicht praktikabel erwiesen. Mit den sehr kurzen und lückenhaften Zeiträumen der Wetterstationen Bilma und Madama lässt sich das Modell nicht umsetzen. Das Modell kann aus dem Niederschlag aus den Klimastationen keinen Abfluss berechnen, welcher im Bereich der auf Grundlage der hydraulischen Abflussberechnung generierten Werte liegt. Auf Basis der in Kap. 5.1 beschriebenen Größenfrequenzanalyse wird für die Station Bilma eine Größenfrequenzbeziehung hergestellt, die Informationen über die statistische Jährlichkeit potentieller Niederschlagsereignisse gibt. Damit wird der Niederschlag über Iterationen zu einer Modellausgabe. Diese Iterationen werden für die

Paläogerinne entsprechend der Terrassenniveaus T1 und T2 angewendet. Als Input für das Modellierungskonzept dienen die aus der hydraulischen Abflussberechnung generierten Werte.

Das Modell wird für alle Gerinneniveaus (FB, T1 und T2) mit zwei verschiedenen Eingangsdatensätzen betrieben. Zum einen bilden die hydraulischen Abflüsse die auf Grundlage des Costa-Ansatzes (Gl. 3.11) berechnet wurden, die Modellierungsgrundlage. Zum anderen sind es die hydraulischen Abflüsse, die auf Grundlage des Manning-Strickler-Ansatzes (Gl. 3.9) berechnet wurden. Die Modellläufe werden getrennt aufgesetzt und getrennt kalibriert. Die Ergebnisse werden aber vergleichend für die unterschiedlichen Gerinnegenerationen dargestellt.

## 7.1. N-A-Modellierung des aktuellen Gerinnes

Für die Modellierung der Abflüsse, die auf Grundlage der hydraulischen Abflussberechnung nach Costa (Gl. 3.11) und Manning-Strickler (Gl. 3.9) generiert wurden, sind die Ergebnisse in Abb. 7.2 dargestellt. Bei der Darstellung des Abflusses der Modellierungsergebnisse handelt es sich um den ‚best fit‘. Das Modell wird immer vom oberen zum nächst unterliegendem Teileinzugsgebiet aufgebaut und kalibriert und mit den Ergebnissen der hydraulischen Abflussberechnung verglichen. Der Verlust von Wasser innerhalb der verschiedenen *sub-basins* findet modellintern auf zwei verschiedenen Ebenen statt. Zum einen kommt es zu Verlusten über die gesamte Fläche des *sub-basins* verteilt und zum anderen zu Verlusten innerhalb der Gerinne.

Der Verlust von abflusswirksamem Wasser in der Fläche wird, wie in Kap. 3.6.2 beschrieben, über die ‚SCS curve numer method‘ gesteuert. Der zentrale Steuerungsparameter hierbei ist die Curve Number, die einheitlich für alle *sub-basins* mit 63 festgelegt wird (Tab. 7.1). Dieser Wert lässt sich nach den NATIONAL ENGINEERING HANDBOOK (1997) mit Wüstensträuchern mit weniger als 30% Vegetationsbedeckung auf der hydrologischen Bodengruppe A (Kap. 3.6.2) beschreiben. Die ‚Initial Abstraction‘ (Anfangverlust) definiert die Menge an Niederschlag die notwendig ist, bevor es an der Oberfläche zu Überschuss und damit Abfluss kommt (HEC-HMS, 2008). Für beide Ansätze wird die *Initial Abstraction* in allen *sub-basins* mit 26 mm angegeben. Die Standard-Verzögerungszeit (‚Lagtime‘) ist nach HEC-HMS (2008) als die Zeitspanne zwischen dem Schwerpunkt der Niederschlagsmenge und der Spitze des resultierenden Hydrographen definiert. Die ‚Lagtime‘ für die *sub-basins* wird aus der Curve Number und dem mittleren Gefälle des längsten Fließweges berechnet (Tab. 7.1).

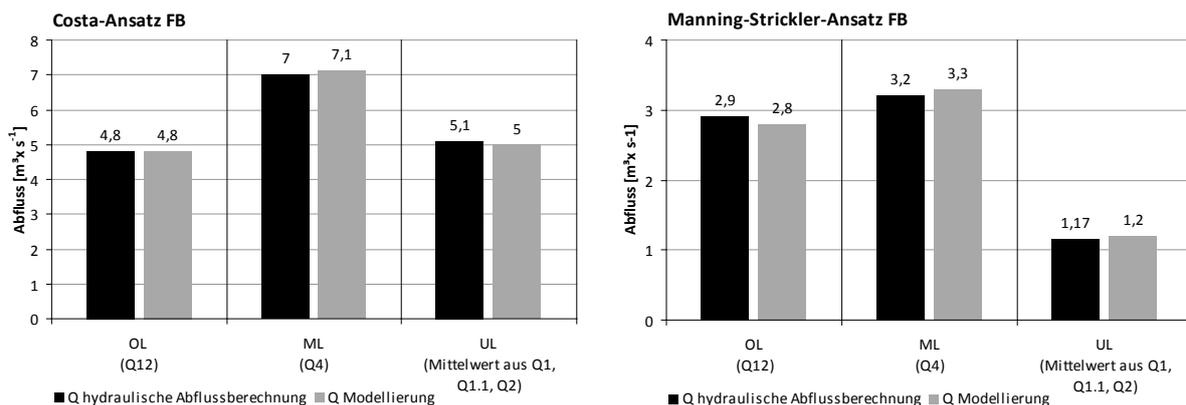
**Tabelle 7.1.** Parametrisierung und Ergebnisse der Niederschlags-Abfluss-Modellierung des aktuellen Gerinnes mittel HEC-HMS, getrennt für den Ansatz der Berechnung der Fließgeschwindigkeit nach Costa und nach Manning-Strickler.

	Ansatz nach Costa			Ansatz nach Manning-Strickler		
	OL	ML	UL	OL	ML	UL
<b><u>Eingabe:</u></b>						
Abfluss <sub>Hydraulik</sub> [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	4,8	7	5,1	2,9	3,2	1,2
<b><u>Modellparameter:</u></b>						
Curve Number [-]	63	63	63	63	63	63
Initial Abstraction [mm]	26	26	26	26	26	26
Lagtime [min.]	11,88	33,12	38,34	11,88	33,12	38,34
Flowrate [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	0,000116	0,116	1,16	0,000116	0,116	1,16
Fraction [-]	0,7	0,42	0,55	0,3	0,54	0,68
<b><u>Ausgabe:</u></b>						
Abfluss <sub>Modell</sub> [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	4,8	7,1	5,0	2,8	3,3	1,2
Niederschlag <sub>Eff.</sub> [mm·1h <sup>-1</sup> ]	58,18	58,18	58,18	48,28	48,28	48,28

Der Verlust von Wasser innerhalb der Gerinne wird im Modell über die Parameter ‚Flowrate‘ und ‚Fraction‘ der ‚Constant Loss/Gain Method‘ beschrieben. Die Methode nutzt eine empirische Beziehung, um den Verlust des Gerinnes mittels einer festen Reduktion der Durchflussmenge (‚Flowrate‘) und einem Verhältniswert der Strömung (‚Fraction‘) zu berechnen (HEC-HMS, 2008). Der Parameter ‚Flowrate‘ gibt die Menge des Abflusses an, die dem Zulauf abgezogen wird. Die ‚Flowrate‘ (Tab. 7.1) wird entsprechend der Beschaffenheit des Untergrundes (Geländebeobachtung) aus Literaturangaben gesetzt (WARD & TRIMBLE, 2004). Als Kalibriergröße innerhalb des Gerinnes wird der Parameter ‚Fraction‘ für jedes Teileinzugsgebiet und für beide Modellierungsansätze getrennt gesetzt.

Ein Vergleich der Abflussmodellierung mit den hydraulischen Abflussberechnungen getrennt für die Ansätze nach Costa und Manning-Strickler zeigt Abb. 7.2, entsprechend einem Vergleich der Eingangs- mit den Ausgabedaten. Auch wenn es in den absoluten Werten Unterschiede zwischen den Ansätzen nach Costa und nach Manning-Strickler gibt, zeigt sich, dass das Abflussverhalten entlang des Gerinneverlaufes, vom Oberlauf (OL) bis zum Unterlauf (UL) ähnlich bleibt. In beiden Fällen weist der Mittellauf (ML) die größten Abflussmengen auf. Die niedrigen Differenzen zwischen den modellierten Abflusswerten und den hydraulischen Abflussberechnungen zeigen den bereits genannten ‚best fit‘

Der Niederschlag wurde iterativ über die Abflussmodellierung quantifiziert. Der so gewonnene Niederschlag ist der Teil des Niederschlags, der als Direktabfluss wirksam wird, also der effektive Niederschlag gemäß DIN 4049-3 (1.1.2.16; DIN, 1994). In dem Modellierungsansatz (‚best fit‘) basierend auf den Abflussberechnungen nach Costa ergibt sich ein effektiver Niederschlag von  $58,18 \text{ mm} \cdot 1\text{h}^{-1}$ . Dies entspricht einem 1500-jährigen Ereignis an der Station Bilma, berechnet für die Klimamessreihe 1960 bis 1990. In dem Modellierungsansatz (‚best fit‘) basierend auf den Abflussberechnungen nach Manning-Strickler beträgt der effektive Niederschlag  $48,28 \text{ mm} \cdot 1\text{h}^{-1}$ , was einem 400-jährigen Ereignis an der Station Bilma für denselben Messzeitraum, entspricht.



**Abbildung 7.2.** Ergebnisse der Abflussmodellierung vs. der hydraulischen Abflussberechnung auf Basis der Berechnungen nach Costa (links) und nach Manning-Strickler (rechts) für die aktuellen Gerinne.

## 7.2. N-A-Modellierung der Paläogerinne mit gleichbleibenden Kalibrierungsparametern

Für die Modellierung der Abflüsse der Paläogerinne bzw. die Abschätzung des dafür notwendigen Niederschlages gibt es zwei unterschiedliche Herangehensweisen. Die erste, in diesem Kapitel beschrieben, ist durch eine konstante Parametrisierung gekennzeichnet. Die Kalibrierung, die für das aktuelle Gerinne (Kap. 7.1) vorgenommen wurde, wird für die Modellierungen der Paläogerinne der Terrassenniveaus T1 und T2 entsprechend übernommen. Lediglich die Curve Number Werte und die ‚Initial Abstraction‘ wurden für die unterschiedlichen Gerinnegenerationen verändert. Für das Paläogerinne der Generation T1 wird die Curve Number mit dem Wert 55 angegeben. Dieser Wert entspricht ebenfalls „Wüstensträuchern auf der hydrologische Bodengruppe A“ (Kap. 3.6.2), jedoch mit einer Vegetationsbedeckung von 30 bis 70 % (NATIONAL ENGINEERING HANDBOOK, 1997). Für das Paläogerinne des Terrassenniveaus T2 wird die Curve Number mit dem Wert 49 angesetzt, was einer Vegetationsbedeckung von über 70 % entspricht. Durch die veränderte Curve Number ändern sich die entsprechenden ‚Lagtime‘-Werte (Tab. 7.2). Die ‚Initial Abstraction‘ wird für keines der *sub-basins* angegeben. In diesem Fall berechnet sie sich aus 0,2-mal der potentiellen Retention, welche sich aus der Curve Number ergibt (HEC-HMS, 2008).

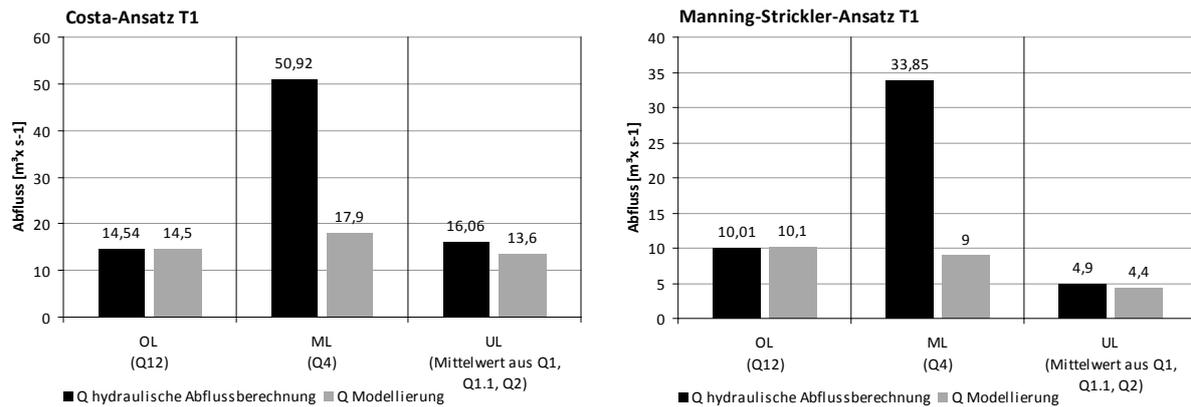
**Tabelle 7.2.** *Parametrisierung und Ergebnisse der Niederschlags-Abfluss-Modellierung (mit gleichbleibender Kalibrierung) des Paläogerinnes entsprechend der Terrassengeneration T1 (oben) und Terrassengeneration T2 (unten) mittels HEC-HMS, getrennt für den Ansatz der Berechnung der Fließgeschwindigkeit nach Costa und nach Manning-Strickler.*

	Ansatz nach Costa (T1)			Ansatz nach Manning-Strickler (T1)		
	OL	ML	UL	OL	ML	UL
<b><u>Eingabe:</u></b>						
Abfluss <sub>Hydraulik</sub> [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	14,54	50,92	16,06	10,01	34	4,9
<b><u>Modellparameter:</u></b>						
Curve Number [-]	55	55	55	55	55	55
Initial Abstraction [mm]	keine	keine	keine	keine	keine	keine
Lagtime [min.]	14,52	40,56	46,98	14,52	40,56	46,98
Flowrate [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	0,000116	0,116	1,16	0,000116	0,116	1,16
Fraction [-]	0,7	0,42	0,55	0,3	0,54	0,68
<b><u>Ausgabe:</u></b>						
Abfluss <sub>Modell</sub> [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	14,5	17,9	13,6	10,1	9	4,4
Niederschlag [ $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ]	119	119	119	102	102	102

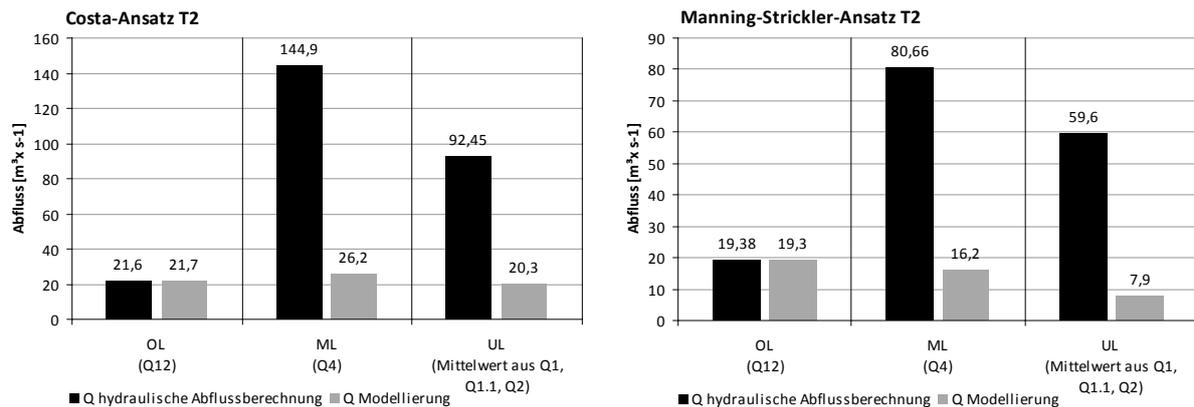
	Ansatz nach Costa (T2)			Ansatz nach Manning-Strickler (T2)		
	OL	ML	UL	OL	ML	UL
<b><u>Eingabe:</u></b>						
Abfluss <sub>Hydraulik</sub> [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	21,6	144,9	92,45	19,38	81	59,6
<b><u>Modellparameter:</u></b>						
Curve Number [-]	49	49	49	49	49	49
Initial Abstraction [mm]	keine	keine	keine	keine	keine	keine
Lagtime [min.]	14,52	40,56	46,98	14,52	40,56	46,98
Flowrate [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	0,000116	0,116	1,16	0,000116	0,116	1,16
Fraction [-]	0,7	0,42	0,55	0,3	0,54	0,68
<b><u>Ausgabe:</u></b>						
Abfluss <sub>Modell</sub> [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	21,7	26,2	20,3	19,3	16	7,9
Niederschlag <sub>Eff.</sub> [ $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ]	163	163	163	154,5	154,5	154,5

Für beide Gerinnegenerationen (Terrassenniveaus T1 und T2) wird analog zur Modellierung der aktuellen Abflüsse das Modell jeweils vom oberen zum nächst unterliegenden Teileinzugsgebiet aufgebaut und mit den bereits kalibrierten Parametern betrieben. Die Ergebnisse der Modellläufe werden getrennt nach Gerinnegeneration (T1 und T2) und dem Ansatz der Berechnung der Fließgeschwindigkeit mit den Ergebnissen der hydraulischen Abflussberechnung verglichen (Costa und Manning-Strickler) (Abb. 7.3 und 7.4). Die Tabelle 7.2 zeigt die genaue Parametrisierung, die den hier gezeigten Modellläufen zu Grunde liegt.



**Abbildung 7.3.** Ergebnisse der Abflussmodellierung vs. der hydraulischen Abflussberechnung auf Basis der Berechnungen nach Costa (links) und nach Manning-Strickler (rechts) für die Paläogerinne, die der Generation des Terrassenniveaus T1 entsprechen; Abflussmodellierung mit gleichbleibender Kalibrierung.

Für alle vier gezeigten Modellläufe ist erkennbar, dass eine befriedigende Modellierung der berechneten Abflüssen nicht möglich ist. Wo modellierungsbedingt die Oberläufe stets gute Modellergebnisse, verglichen mit den Ergebnissen der hydraulischen Abflussberechnung, aufweisen, zeigen die Mittel- und Unterläufe fast durchgehend eine schlechte Wiedergabe der Modellergebnisse. Besonders stark ist die Differenz der Abflüsse im Bereich der Mittelläufe. Eine Dämpfung der modellierten Abflüsse führt im Vergleich zu der Modellierung des aktuellen Gerinnes zu keiner sichtbaren Wirkung. Wie schon bei dem aktuellen Gerinne verhalten sich die aus der hydraulischen Abflussberechnung berechneten Abflüsse für die Ansätze nach Costa und Manning-Strickler ähnlich. Absolut liegen die aus der hydraulischen Abflussberechnung nach Costa gewonnenen Werte stets über den Werten, die auf Daten auf der Grundlage des Manning-Strickler-Ansatz resultieren. Bei der Modellierung der Abflüsse ist auffällig, dass sowohl für die Modellläufe nach Costa als auch für die Modellläufe nach Manning-Strickler Probleme in der Überschätzung der modellierten Abflüsse bzw. Probleme in der Unterschätzung der aus der hydraulischen Abflussberechnung gewonnenen Abflüsse deutlich werden. Dies gilt für die Modellläufe für die Paläogerinne der Terrassengeneration T1 und T2. Lediglich die Berechnung der Abflüsse des Unterlaufs nach Manning-Strickler für das Paläogerinne der Terrassengeneration T1 zeigt eine gute Vergleichbarkeit.



**Abbildung 7.4.** Ergebnisse der Abflussmodellierung vs. der hydraulischen Abflussberechnung auf Basis der Berechnungen nach Costa (links) und nach Manning-Strickler (rechts) für die Paläogerinne, die der Generation des Terrassenniveaus T2 entsprechen; Abflussmodellierung mit gleichbleibender Kalibrierung.

Durch die Iterationen wurde auch der effektive Niederschlag, der zu den entsprechenden Abflüssen führt, quantifiziert. Dies geschieht erneut differenziert nach Gerinnengeneration (T1 und T2) und Ansatz der Berechnung der Fließgeschwindigkeit (Costa und Manning-Strickler). Für die Paläogerinne der Terrassengeneration T1 beträgt der effektive Niederschlag auf der Grundlage des Ansatzes nach Costa  $119 \text{ mm} \cdot 1\text{h}^{-1}$ , auf der Grundlage des Ansatzes nach Manning-Strickler sind es  $102 \text{ mm} \cdot 1\text{h}^{-1}$ . Für die Paläogerinne der Terrassengeneration T2 beträgt auf der Grundlage des Ansatzes nach Costa der effektive Niederschlag  $163 \text{ mm} \cdot 1\text{h}^{-1}$ , auf der Grundlage des Ansatzes nach Manning-Strickler sind es  $154,5 \text{ mm} \cdot 1\text{h}^{-1}$ . Aufgrund der Annahme, dass es sich um Paläogerinne handelt, wird keine Jährlichkeit entsprechend der Größenfrequenzanalyse berechnet.

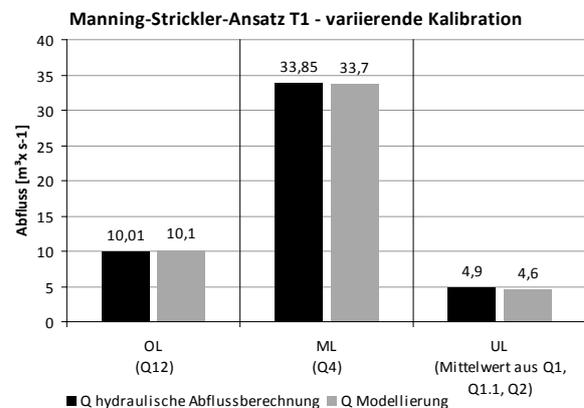
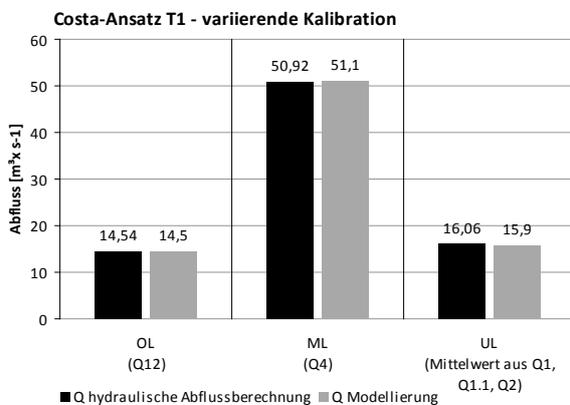
### 7.3. N-A-Modellierung der Paläogerinne mit geänderten Kalibrierungsparametern

Die zweite Herangehensweise der Modellierung der Abflüsse der Paläogerinne bzw. die Abschätzung des dafür notwendigen Niederschlages wird in diesem Kapitel beschrieben. Auf Grundlage der Ergebnisse aus Kap. 7.2 wird für Modellierung der Abflüsse hierbei eine Nachkalibrierung vorgenommen. Im Gegensatz zu der in Kap. 7.2 beschriebenen Herangehensweise wird das N-A-Verhalten an den Abfluss des Mittel- und des Unterlaufs angepasst.

Für das Paläogerinne der Terrassengeneration T1 hat sich der Parameter ‚Flowrate‘ als wenig sensitiv erwiesen und wird unverändert übernommen. Die deutlichsten Veränderungen zeigen sich bei dem Parameter ‚Fraction‘, der entsprechend neu kalibriert wird (Tab. 7.3). Die Werte der Curve Number bleiben für beide Gerinnegenerationen bestehen.

**Tabelle 7.3.** Parametrisierung und Ergebnisse der Niederschlags-Abfluss-Modellierung (mit geänderter Kalibrierung) des Paläogerinnes entsprechend der Terrassengeneration T1 mittels HEC-HMS, getrennt für den Ansatz der Berechnung der Fließgeschwindigkeit nach Costa und nach Manning-Strickler.

	Ansatz nach Costa (T1)			Ansatz nach Manning-Strickler (T1)		
	OL	ML	UL	OL	ML	UL
<b><u>Eingabe:</u></b>						
Abfluss <sub>Hydraulik</sub> [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	14,54	50,92	16,06	10,01	34	4,9
<b><u>Modellparameter:</u></b>						
Curve Number [-]	55	55	55	55	55	55
Initial Abstraction [mm]	keine	keine	keine	keine	keine	keine
Lagtime [min.]	14,52	40,56	46,98	14,52	40,56	46,98
Flowrate [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	0,000116	0,116	1,16	0,000116	0,116	1,16
Fraction [-]	0	0,11	0,61	0,12	0,12	0,745
<b><u>Ausgabe:</u></b>						
Abfluss <sub>Modell</sub> [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	14,5	51,1	15,9	10,1	34	4,6
Niederschlag <sub>Eff.</sub> [mm·h <sup>-1</sup> ]	119	119	119	102	102	102



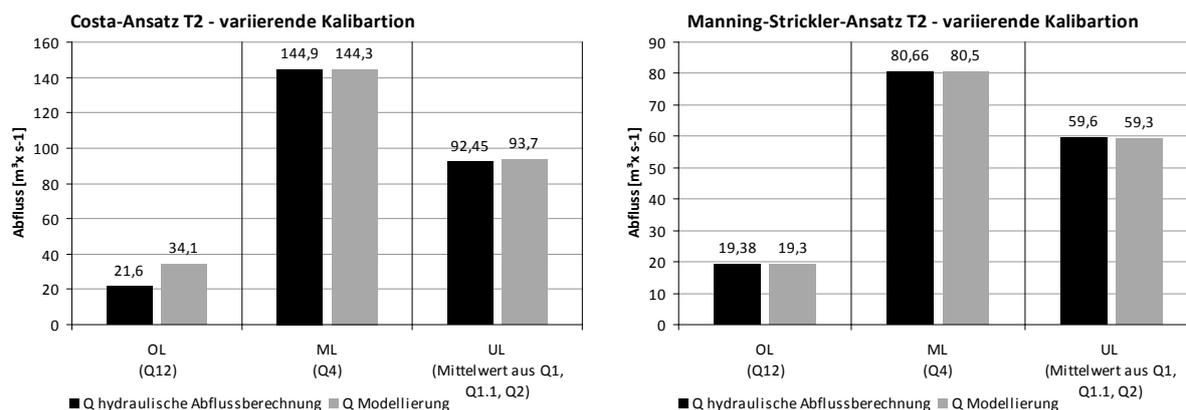
**Abbildung 7.5.** Ergebnisse der Abflussmodellierung vs. der hydraulischen Abflussberechnung auf Basis der Berechnungen nach Costa (links) und nach Manning-Strickler (rechts) für die Paläogerinne, die der Generation des Terrassenniveaus T1 entsprechen; Abflussmodellierung mit geänderter Kalibrierung.

In Abb. 7.5 wird deutlich, dass die Ergebnisse der hydrologischen Modellierung bis auf geringe Abweichungen den Ergebnissen der hydraulischen Abflussberechnung entsprechen. Im Vergleich zu Abb. 7.3 zeigt sich vor allem für den Mittellauf eine bessere Übereinstimmung der hydraulischen Abflussberechnung mit den Ergebnissen der hydrologischen Modellierung. Die Veränderung des Parameters ‚Fraction‘ für beide Ansätze lässt sich in der Tab. 7.2 beziehungsweise im Vergleich zu Tab. 7.3 erkennen. Der effektive Niederschlag wird aus Kap. 7.2 übernommen und kann somit als Eingangsgröße verwendet werden. Für die Paläogerinne der Terrassengeneration T1 beträgt der effektive Niederschlag somit für den Ansatz nach Costa weiterhin  $119 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ , auf der Grundlage des Ansatzes nach Manning-Strickler sind es ebenfalls  $102 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ .

Für die Modellierung des Abflusses des Paläogerinnes entsprechend der Terrassengeneration T2 werden ebenfalls für die *sub-basins* getrennte Kalibrierungen vorgenommen. Grundlage sind auch hier die Abflüsse des Mittel- und des Unterlaufs. Auch hier zeigt sich der Parameter ‚Fraction‘ als besonders sensitiv (Tab. 7.4). Auf der Grundlage des Ansatzes nach Costa (Abb. 7.6 links) zeigen sich für den Mittel- und Unterlauf gute Übereinstimmungen der Ergebnisse der hydrologischen Modellierung mit den Ergebnissen der hydraulischen Abflussberechnung. Der Oberlauf wird im Modell nur unzureichend wiedergegeben. Auf der Grundlage des Ansatzes nach Manning-Strickler zeigen sich für alle *sub-basins* gute Übereinstimmungen (Abb. 7.6 rechts). Der effektive Niederschlag wird aus Kap. 7.2 übernommen und kann somit als Eingangsgröße verwendet werden. Für das Paläogerinne Terrassengeneration T2 gilt dies allerdings nur für den Ansatz nach Manning-Strickler, da der Wert aus Kap. 7.2 gute Ergebnisse zeigt. Er beträgt  $154,5 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ . Für den Ansatz nach Costa wird der effektive Niederschlag, der zu den entsprechenden Abflüssen führt, neu quantifiziert und beträgt  $204 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ .

**Tabelle 7.4.** *Parametrisierung und Ergebnisse der Niederschlags-Abfluss-Modellierung (mit geänderter Kalibrierung) des Paläogerinnes entsprechend der Terrassengeneration T2 mittels HEC-HMS, getrennt für den Ansatz der Berechnung der Fließgeschwindigkeit nach Costa und nach Manning-Strickler.*

	Ansatz nach Costa (T2)			Ansatz nach Manning-Strickler (T2)		
	OL	ML	UL	OL	ML	UL
<b><u>Eingabe:</u></b>						
Abfluss <sub>Hydraulik</sub> [ $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ]	21,6	144,9	92,45	19,38	81	59,6
<b><u>Modellparameter:</u></b>						
Curve Number [-]	49	49	49	49	49	49
Initial Abstraction [mm]	keine	keine	keine	keine	keine	keine
Lagtime [min.]	14,52	40,56	46,98	14,52	40,56	46,98
Flowrate [ $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ]	0,000116	0,116	1,16	0,000116	0,116	1,16
Fraction [-]	0	0	0,4	0,2	0,2	0,355
<b><u>Ausgabe:</u></b>						
Abfluss <sub>Modell</sub> [ $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ]	34,1	144,3	93,7	19,3	81	59,3
Niederschlag <sub>Eff.</sub> [ $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ]	204	204	204	154,5	154,5	154,5

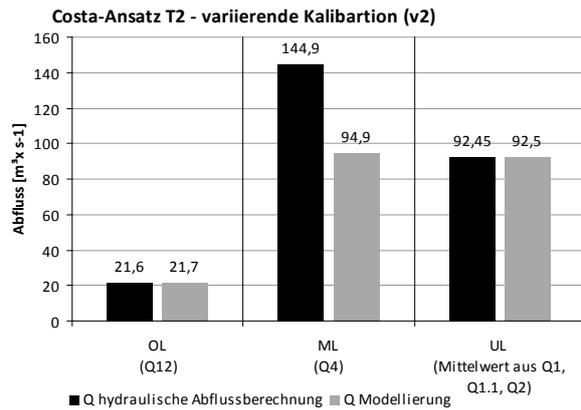


**Abbildung 7.6.** Ergebnisse der Abflussmodellierung vs. der hydraulischen Abflussberechnung auf Basis der Berechnungen nach Costa (links) und nach Manning-Strickler (rechts) für die Paläogerinne, die der Generation des Terrassenniveaus T2 entsprechen; Abflussmodellierung mit geänderter Kalibrierung.

Um dem Missstand der Unterschätzung des modellierten Abflusses des Oberlaufs des Paläogerinnes entsprechend dem Terrassenniveau T2 auf der Grundlage des Ansatzes nach Costa zu begegnen, zeigt die Tab. 7.5 neuerlich geänderte Anpassungen. Grundlage für die Anpassung des N-A-Verhaltens bilden die Abflüsse des Ober- und des Unterlaufs. Es wird ausschließlich der Ansatz nach Costa neu berechnet, da die Ergebnisse für den Ansatz nach Manning-Strickler (Abb. 7.5 rechts) bereits gute Werte zeigen. Auch hier erweist sich der Parameter ‚Fraction‘ als besonders sensitiv (Tab. 7.5).

**Tabelle 7.5.** Parametrisierung und Ergebnisse der Niederschlags-Abfluss-Modellierung (mit geänderter Kalibrierung) des Paläogerinnes entsprechend der Terrassengeneration T2 mittels HEC-HMS für den Ansatz der Berechnung der Fließgeschwindigkeit nach Costa.

	Ansatz nach Costa (T2)		
	OL	ML	UL
<b><u>Eingabe:</u></b>			
Abfluss <sub>Hydraulik</sub> [m³·s⁻¹]	21,6	144,9	92,45
<b><u>Modellparameter:</u></b>			
Curve Number [-]	49	49	49
Initial Abstraction [mm]	keine	keine	keine
Lagtime [min.]	14,52	40,56	46,98
Flowrate [m³·s⁻¹]	0,000116	0,116	1,16
Fraction [-]	0	0	0,27
<b><u>Ausgabe:</u></b>			
Abfluss <sub>Modell</sub> [m³·s⁻¹]	21,7	94,9	92,5
Niederschlag <sub>Eff.</sub> [mm·1h⁻¹]	163	163	163



**Abbildung 7.7.** Ergebnisse der Abflussmodellierung vs. der hydraulischen Abflussberechnung auf Basis der Berechnungen nach Costa für die Paläogerinne, die der Generation des Terrassenniveau2 T2 entsprechen; Abflussmodellierung mit geänderter Kalibrierung (Ober- und Unterlauf).

In Abb. 7.6 zeigt sich deutlich die geänderte Anpassungsstrategie. Die Ergebnisse der hydrologischen Modellierung entsprechen für den Ober- und den Unterlauf bis auf geringe Abweichungen den Ergebnissen der hydraulischen Abflussberechnung. Für den Mittellauf hingegen kommt es bei der hydrologischen Modellierung zu einer Überschätzung des Abflusses im Vergleich zur hydraulischen Abflussberechnung. Für diesen Ansatz wird der effektive Niederschlag, der zu den entsprechenden Abflüssen führt, neu quantifiziert und beträgt  $163 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ . Damit entspricht er dem Wert aus Kap. 7.2 (Tab. 7.2).

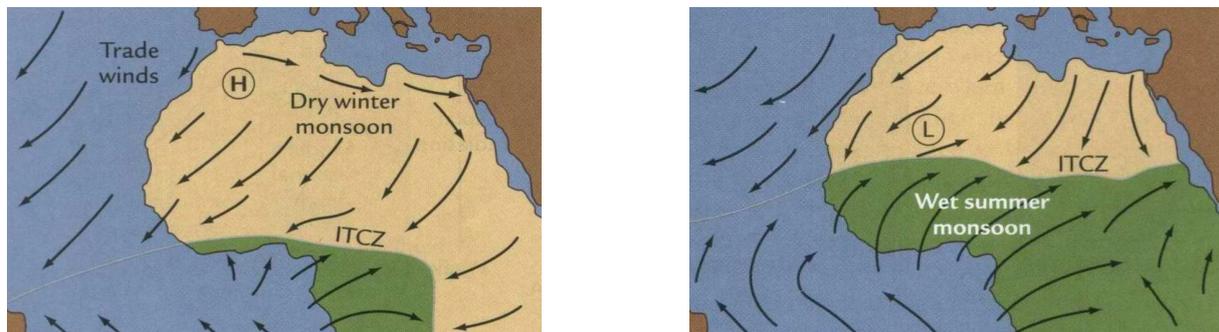
## 8. Diskussion

### 8.1. Klimaparameter

#### 8.1.1. Raum-zeitliche Niederschlagsanalyse

Die Ergebnisse der raum-zeitlichen Niederschlagsanalyse geben die mittlere langjährige Niederschlagssituation der Region wieder. Die verwendete Interpolationsmethode des Ordinary Kriging gilt bei Niederschlagsdaten als die am Besten geeignete und ist daher eine weit verbreitete Methode (TABIOS & SALAS, 1985; LAURENT ET AL., 1998). Sie zeigt für den vorhandenen Datensatz und der zugrundeliegenden Fragestellung die besten Ergebnisse. Bei der Interpolation des Niederschlags auf Großräume kontinentalen Maßstabs wird keine zusätzliche Reliefkorrektur vorgenommen. Das Relief geht nur indirekt über die Eingangsdaten und deren (topographische) Lage im Raum in die Interpolation mit ein. Die Dichte der Niederschlagsstation ist für den Untersuchungsraum sehr variabel. Die tropischen oder mediterranen Regionen haben eine deutlich größere Stationsdichte als die Bereiche der Zentralen Sahara. Die Interpolation der Bereiche der Zentralen Sahara ist aufgrund der sehr geringen Stationsdichte (davon sehr wenige im Bereich der Gebirgsstöcke) weitestgehend reliefunabhängig. Die Ergebnisse der durchgeführten raum-zeitlichen Niederschlagsanalyse (Abb. 5.1) entsprechen im Wesentlichen der von RUDDIMAN (2008) (Abb. 8.1.) für den nordafrikanischen Raum dargestellten Windzirkulation. Die Hauptwindrichtungen bringen, so sie vom Meer kontinenteinwärts strömen, Feuchtigkeit die als Niederschlag fallen kann.

Die Niederschlagsanalyse soll in dem Kontext dieser Arbeit die grundsätzliche annuelle Niederschlagssituation wiedergeben und bei der Interpretation der weiteren Klimaparameter zugrunde gelegt werden. Eine klare Zuordnung der Herkunft von feuchten Luftmassen ist vor allem im Bereich der Zentralen Sahara und speziell für das Untersuchungsgebiet des Seeterrassentals nicht möglich. Die Gründe hierfür liegen in der geringen Stationsdichte sowie in der Mittelung der Daten. Die Niederschlagsdaten sind gemittelte monatliche Daten über einen 30-jährigen Zeitraum. Für den hyperariden Kernraum der Sahara (so z.B. PETIT-MAIRE & RISER, 1981) spielen jedoch Einzellereignisse eine entscheidende Rolle. Diese Information lässt sich aus den bestehenden Daten nicht ableiten.



**Abbildung 8.1.** Darstellung der Zirkulation in Nordafrika – links: Wintersituation, rechts: Sommersituation. (RUDDIMAN, 2008)

### 8.1.2. Clusteranalyse

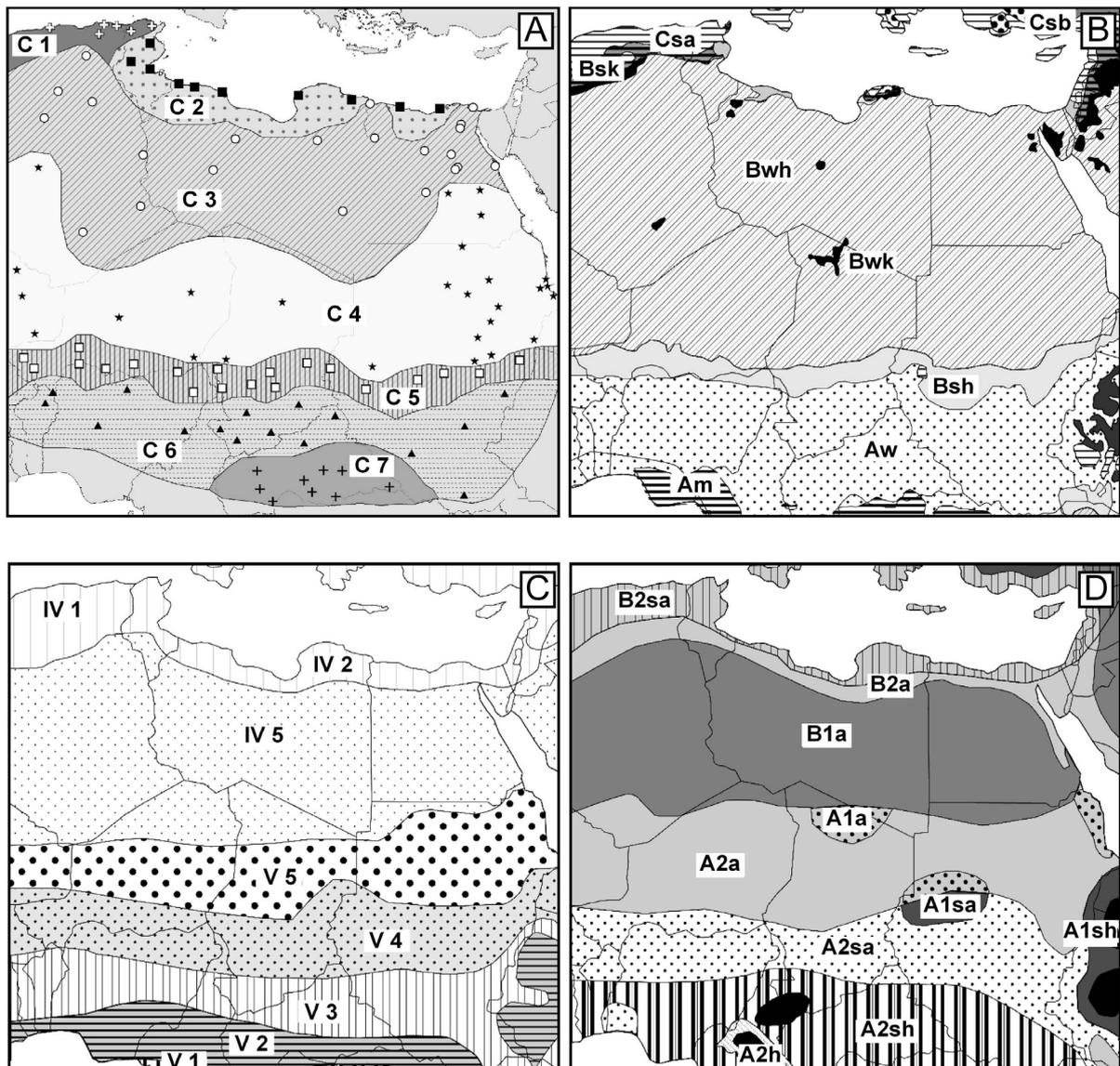
Die Ergebnisse der Gruppierung der Klimastationen in Cluster ähnlichem klimatischen Charakters erfolgt in Kap. 5.2 (Abb. 5.2). Die zonale Verteilung dieser Cluster gibt die klimatische Situation des untersuchten Raumes wieder.

In DUCKE (2009) und SCHÜTT ET AL. (2010) wird eine auf einem ähnlichen Datensatz basierende Clusteranalyse mit drei globalen Klimaklassifikationen verglichen und die Güte validiert. Verwendet werden die Klimaklassifikationen nach Köppen-Geiger (KOTTEK ET AL., 2006), Troll-Paffen (SCHERHAG & LAUER, 1982) und Lauer-Frankenberg (FRANKENBERG, 1995). Alle Klimaklassifikationen haben eine fast zonale Anordnung mit der Clusteranalyse gemein (Abb. 8.2). Einzelne Gebirgsregionen erscheinen inselartig innerhalb der zonalen Anordnung. Die Klimaklassifikation nach Köppen-Geiger zeigt die wenigsten Übereinstimmungen mit den Ergebnissen der Clusteranalyse. Der starke Bezug der Klassifikation zu Vegetationsmustern und deren Ausbreitungsgrenzen erlaubt keine Differenzierung der Sahara in einen durch den saisonalen Wechsel zwischen Passatwinden und Westwinden beeinflussten nördlichen Teil und einen durch den saisonalen Wechsel zwischen Passatwinden und SW-Monsunen geprägten südlichen Teil (z.B. WEISCHET & ENDLICHER, 2000, RUDDIMAN, 2008).

Die Klimaklassifizierung nach Troll-Paffen zeigt die größten Ähnlichkeiten mit der auf der Clusteranalyse basierenden Klimaklassifikation. Dazu gehört auch die Unterscheidung zwischen tropischen und subtropischen ariden Klimaten der Sahara, sowie die Darstellung des Sahel (SCHÜTT ET AL., 2010). Durch die geringe Dichte der Klimastationen im Bereich der Zentralen Sahara ist es jedoch nicht möglich das Untersuchungsgebiet des Seeterrassentals eindeutig einer Klasse beziehungsweise einem Cluster zuzuordnen.

Die Klimastation Djanet im SE Algeriens wird bei der Clusteranalyse dem Cluster 1 zugeordnet, also den Klimastationen im Bereich der Mittelmeerküste. Diese Station befindet sich im Bereich des Tassili, einem dem Hoggargebirge vorgelagerter Gebirgszug. Durch die orographische Lagegunst und dadurch bedingte erzwungene Hebungsprozesse erhält die Station höhere Niederschläge als die umgebenden Stationen (vgl. DUBIEF, 1963) und weist somit trotz der kontinentalen Lage eine höhere statistische Ähnlichkeit zum mediterranen Klima (Cluster 1) auf.

In der Clusteranalyse ist gut zu erkennen, dass es eine klimatische Trennung der Sahara in einen nördlichen und einen südlichen Teil gibt. Dieser wird gut zwischen Cluster 2 (N) und Cluster 3 (S) deutlich. Diese klimatische Differenzierung wird in den beschriebenen Klimaklassifikationen bestätigt. Eine klare Grenzziehung zur Trennung der Räume ist jedoch auf Grundlage der Eingangsdaten schwierig, da die Dichte der Stationen vor allem im Bereich der Zentralen Sahara sehr gering ist.



**Abbildung 8.2.** Vergleich verschiedener Klimaklassifikationen für NE-Afrika: A: Cluster-Analyse, B: Klassifikation nach Köppen-Geiger (Karte nach KOTTEK ET AL., 2006), C: Klassifikation nach Troll-Paffen (Karte nach SCHERHAG & LAUER, 1982) und D: Klassifikation nach Lauer-Frankenberg (Karte nach FRANKENBERG, 1995). (SCHÜTT ET AL., 2010)

### 8.1.3. Temporale Niederschlagsprofile

Bei der Analyse der temporalen Niederschlagsprofile zeigt sich eine gute Übereinstimmung der Transekte 1 und 2 (Abb. 5.3a-c). In beiden Transekten ist der Unterschied zwischen Regionen, die ihren Niederschlag aus dem Sommermonsun und Regionen die ihren Niederschlag aus den winterlichen Westwinden erhalten, gut sichtbar. Im zonalen Vergleich zeigen jedoch die Stationen des Transekts 2 die etwas eindeutigeren Informationen über den Niederschlag. Die Station Ghardaia (Algerien) weist geringe Niederschlagshäufigkeiten in den Sommermonaten auf. Die weiter östlich am Mittelmeer gelegene Station Tripolis (Libyen) weist bei ähnlicher zentraler Lage in den Sommermonaten Juli und August eine noch wesentlich geringere Niederschlagshäufigkeit auf. Der Grund hierfür liegt in der klimatisch kontinentaleren Lage der Station Ghardaia. Obwohl die Station fast auf gleicher Breite wie die Küstenstation Tripolis liegt ist sowohl in der Clusteranalyse

(Abb. 5.2) als auch bei den herangezogenen Klimaklassifikationen (Abb. 8.2) die kontinentalere Lage erkennbar. Hierbei spielt vor allem die Entfernung zur Küste eine Rolle. Tripolis ist Küstenstadt, Ghardaia liegt 490 Km von der Küste entfernt.

Die Stationen mit eindeutig zyklonalen Niederschlägen aus der Westwindzone reichen bis nach In Salah (Transekt 1; 27°12' N, 2°28' E) und Sebha (Transekt 2; 27°1' N, 14°26' E). Beide Stationen ähneln sich stark in ihrem Niederschlagsverhalten. Südlich der Stationen Tessalit (Transekt 1; 20°12' N, 0°59' E) und Bilma (Transekt 2; 18°41' N, 12°55' E) zeigen sich in den temporalen Niederschlagsprofilen eindeutig sommerliche monsunale geprägte Niederschläge. Auffällig ist der niedrige aber isolierte Wert im Januar an der Station Bilma. Hier handelt es sich um einen seltenen Ausreißer: eine von Norden abgeschnürte Zyklone mit messbaren ausreichend kräftigen Niederschlägen (1,1 mm, Januar 1974, NOAA NCDC GHCN, 2002; HECKENDORF, 1977). Dass es diese seltenen Ereignisse gibt zeigt auch das Klimadiagramm der Klimastation Bilma (Abb. 4.12), welches auf einer älteren Zeitreihe (1923 bis 1977) beruht. Südlich des Sahel sind ganzjährig Niederschläge mit niedrigeren Häufigkeiten in den Wintermonaten zu verzeichnen. Hierbei zeigt die Station Maroua-Salak (10°27' N, 14°15' E; Kamerun) mit fehlenden Niederschlägen im Winter (Dezember bis Februar) einen kontinentalen Charakter. Die Lage der ITCZ verschiebt sich auf Grund des tellurischen Effekts weiter nach Süden als die weiter westlich liegende Station Natitingou (10°19' N, 1°23' E; Benin) des Transekts 1 (ZUPPI & SACCHI, 2004).

Bei der Betrachtung des Niederschlagsverhaltens sind Schlussfolgerungen für den Bereich der Zentralen Sahara aufgrund der niedrigen Stationsdichte nur eingeschränkt möglich. In Abb. 5.3a ist das Untersuchungsgebiet markiert. Es liegt zwischen der Station Sebha (zyklonale Winterniederschläge) und der Station Bilma (monsunale Sommer-niederschläge). Das oben genannte lokale Niederschlagsmaximum an der Station Bilma lässt vermuten, dass es im Untersuchungsgebiet zu seltenen Winterniederschlägen kommt. GRUNERT (2002) zeigt für eine älteren Zeitreihe (1923 bis 1977) geringe Niederschlagsmengen für die Wintermonate Dezember bis Februar. Der GLOBALSOD-Datensatz (NOAA NCDC DAILY GLOBALSOD, 2005) dagegen zeigt für die Klimastation Bilma für den 06.01.1994 einen Extremwert von 102,1 mm Tagesniederschlag.

Die einzig verfügbare Messreihe (Tab. 8.1) nahe dem Untersuchungsgebiet des Seeterrassentals stammt von einer Messstation in Madama (21°57' N, 13°39' E). Diese relative kurze Zeitreihe über die Jahre 1939 bis 1943 (DUBIEF, 1963; GRUNERT, 1983) zeigt für Dezember Niederschläge, die wahrscheinlich aus der Westwindzone stammen.

Eine klare Grenzziehung zwischen den Sommer- und Winterniederschlägen für den Bereich der Zentralen Sahara ist auf Basis der bestehen Daten nicht eindeutig möglich. Es lassen sich aber Einflussbereiche ausdifferenzieren.

**Tabelle 8.1.** *Mittlere monatliche Niederschlagssummen der Station Madama für den Zeitraum 1939 bis 1943 (GRUNERT, 1983).*

<b>Madama (Höhe: 546 m) Beobachtungszeitraum 1939 bis 1943</b>													Jahr <sup>h</sup>	Max. <sup>x</sup>
<b>Mittlere monatliche Niederschlagssummen [mm]</b>														
J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D			
0,0	0,0	0,3	0,0	13,4	0,0	0,0	0,9	0,0	0,1	0,0	0,1	15,1	41,1	

<sup>h</sup> Mittlerer Jahresniederschlag der Zeitreihe; <sup>x</sup> Maximal gemessener monatliche Niederschlag der Zeitreihe (Mai 1943)

#### 8.1.4. Größenfrequenzanalyse

Die Größenfrequenzanalyse wird in der Klimatologie vorrangig bei der Analyse von Niederschlagsdaten angewendet. Hierbei bilden zumeist Daten auf Tagesbasis oder höherer zeitlicher Auflösung die Basis (BERGKAMP ET AL., 1999). Die hier durchgeführte Größenfrequenzanalyse (Kap. 5.4) basiert auf monatlichen Daten. Zeitlich höher aufgelöste Daten (z.B. Tagesdaten) zeigen für die Region große Lücken und sind für diese Analyse nicht nutzbar. Neben der auf einem ähnlichen Datensatz beruhenden Arbeit von DUCKE (2009) können keine weiteren vergleichenden Untersuchungen mit dieser zeitlichen Auflösung herangezogen werden.

Die Diagramme der Größenfrequenzanalyse (Abb. 5.4) des gewählten Nord-Süd-Transektes (regional vergleichbar, aber nicht identisch mit Transekt 1 aus Kap. 5.3) zeigen große Unterschiede in ihrer Ausprägung. Ursache hierfür sind die Unterschiede in der Niederschlagsverteilung und -variabilität. Gebiete arider und semiarider Klimate sind stark von Extremereignissen betroffen, wie sie unter anderem TRILSBACH & HULME (1984) für den Sudan darstellen, oder GRUNERT (1983) und KLITZSCH (1966) für die Zentrale Sahara. Extremereignisse bzw. Starkregenereignisse sind solche, die vom Mittelwert abweichen. Dabei stehen sie in den ariden Gebieten (z.B. Klimastation Bilma) in einem schwer zu beschreibenden Verhältnis zu den gemittelten gemessenen Stationswerten.

Die physikalische Systematik der Niederschlagsbildung ist weder in ihrer Höhe (Niederschlagsmenge) noch in ihrer Frequenz (Niederschlagsvariabilität) für den gesamten Transektbereich mit einer linearen Gerade beschreibbar. Für die semiariden bis subhumiden Klimastationen des Transektes zeigt Regressionskurve dass, das Niederschlagsverhalten eine Entwicklung in Richtung eines Grenzwertes beschreibt. Dabei zeigt sich, dass extrem hohe Niederschlagsmengen, im Sinne singulärer Ereignisse, in den semiariden Klimastationen seltener auftreten als in ariden Klimaten. Für die Niederschläge zeichnen sich verschiedene Prozesse verantwortlich. Hierzu gehören die bereits beschriebenen großräumigen Prozesse im Zuge der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre und der darin eingebundenen Hadley-Zelle (WEISCHET, 1995) wie Passatwinde, monsunale Niederschläge, Kaltluftvorstöße aus der Westwindzone, ITCZ und deren Nord-Verlagerung aber auch Passatinversion, Kontinentalität und Flächendivergenz als niederschlagshemmende Prozesse (u.a. FLOHN & NICHOLSON, 1980). Weitere niederschlagsfördernde Prozesse sind die wesentlich regionaleren ‚squall lines‘ (NICHOLSON, 1981, ROWELL & MILFORD, 1993) sowie die Prozesse im Kontext des ‚moisture recyclings‘ (VAN DER ENT & SAVENIJE, 2011), beides Prozessbereiche die im Übergang arid zu semiarid bis in den humiden Bereich wirken.

Das Niederschlagsverhalten der Klimastationen wird durch die Funktion der Ausgleichsgeraden beschrieben. Bei der verwendeten Analyse geben für die ariden bis semiariden Gebiete (BWh) lineare Funktionen das Niederschlagsverhalten am besten wieder, auch wenn die Stationen Yefren und Bilma bei den Starkniederschlägen eine leichte Tendenz zu einer Entwicklung in Richtung eines Grenzwertes zeigen. Bei zunehmender Humidität (AW und Am) wird das Niederschlagsverhalten besser durch eine logarithmische Funktion beschrieben. Die Form der Ausgleichsgeraden lässt sich dadurch erklären, dass monatliche Niederschlagssummen in ariden Gebieten vorwiegend durch einzelne Ereignisse erzielt werden, während in semiariden Gebieten die monatlichen Summen in den Monaten der Regenzeit durch mehrere bzw. stetig anhaltende Niederschlagsereignisse definiert sind. In feuchteren Gebieten werden Extremereignisse durch weitere, im gleichen Monat

stattfindende Ereignisse mathematisch geglättet. Die Auflösung der Klimadaten (monatliche Mittelwerte) reicht nicht aus um kurzlebige Prozesse in den Daten abbilden zu können. Die genannten ‚squall lines‘ haben nach ROWELL & MILFORD (1993) eine Andauer von wenigen Stunden bis zu einem Tag. Sie gehen damit in den Monatswerten mathematisch unter. Extremereignisse in ariden Gebieten dagegen können ohne Verzerrung in die Größenfrequenzanalyse eingehen und erzeugen somit einen steilen linearen Anstieg, der gut durch eine Ausgleichsgerade beschrieben werden kann (Abb. 5.4).

Die Zeitreihe, die dieser Größenfrequenzanalyse zu Grunde liegt, besteht aus einer 30-jährigen Reihe monatlicher Mittelwerte. Für die Klimastation Bilma, die dem Untersuchungsgebiet am nächsten liegt, beträgt der maximale mittlere monatliche Niederschlag für den Zeitraum 1960 bis 1990 24 mm (Tab. 8.2). GLOBALSOD stellt für dieselbe Station vereinzelt Tagesniederschlagsdaten für den Zeitraum 01.01.1994 bis 31.12.2004 zur Verfügung. Die maximalen Niederschlagsdaten liegen hier bei 102,1 mm (06.01.1994) bzw. 62,0 mm (21.06.2003). Beide Werte liegen deutlich über denen der WMO-Zeitreihe, auch wenn der Zeitraum nicht identisch ist. Auf Basis der Größenfrequenzanalyse (WMO Daten) würden diese beiden Ereignisse ein statistisches Wiederkehrintervall von 550000 Jahren bzw. 2500 Jahren darstellen. Bei den benachbarten Klimastationen Djanet und Tamanrasset liegen dagegen die beiden Datensätze kaum bzw. gar nicht auseinander. Zum einen ergeben sich daraus deutliche Zweifel an der Belastbarkeit der GLOBALSOD Daten für die Station Bilma. Zum anderen gibt die 30-jährige Zeitreihe der WMO nicht die hohe Niederschlagsvariabilität (GRUNERT, 1983; KLITZSCH, 1966) in der Region um Bilma wieder. Erratische Extremereignisse können Wiederkehrintervalle von über 30 Jahren haben, und damit möglicherweise nicht von der WMO-Zeitreihe erfasst werden. Vor allem der Wert von 102,1 mm Tagesniederschlag im Januar 1994 erscheint als wenig plausibel, wenn man die Ergebnisse der raum-zeitlichen Niederschlagsanalyse und der temporalen Niederschlagsprofile als Vergleich hinzuzieht.

Die Größenfrequenzanalyse spielt für die Validierung der N-A-Modellierung eine zentrale Rolle. Die Verfügbarkeit von monatlich aufgelösten Niederschlagsdaten lässt vor allem für die ariden Gebiete eine Analyse der Niederschlagsextreme zu und damit auch eine Bewertung der Modellierungsergebnisse.

**Tabelle 8.2.** Tagesniederschlagsdaten der das Untersuchungsgebiet umgebenden Klimastationen Bilma (Niger), Djanet (Algerien) und Tamanrasset (Algerien). Es sind die drei größten Ereignisse der Stationen für den GLOBALSOD-Datensatz (NOAA NCDC DAILY GLOBALSOD, 2005) und den WMO-Datensatz (NOAA NCDC GHCH, 2002) dargestellt.

Bilma [18°41' N, 12°55' E]		Djanet [24°33' N, 9°29' E]		Tamanrasset [22°47' N, 5°31' E]	
<u>GLOBALSOD-Datensatz:</u>					
P [mm·d <sup>-1</sup> ]	Datum	P [mm·d <sup>-1</sup> ]	Datum	P [mm·d <sup>-1</sup> ]	Datum
102,1	06.01.1994	99,1	15.04.2003	69,1	30.05.2002
62,0	21.06.2003	79,0	05.08.1994	48,0	03.02.1998
13,0	09.08.1995	70,1	26.02.1995	41,9	16.04.1996
<u>WMO-Datensatz:</u>					
P [mm·d <sup>-1</sup> ]	Datum	P [mm·d <sup>-1</sup> ]	Datum	P [mm·d <sup>-1</sup> ]	Datum
24,0	06.1976	80,0	02.1982	67,0	08.1965
23,0	08.1968	39,0	12.1960	52,0	03.1988
21,0	09.1985	37,0	03.1988	43,0	05.1991

## 8.2. Geomorphologie

### 8.2.1. Geomorphologische Kartierung

#### *Relief des Untersuchungsgebietes*

Die Geomorphologische Karte der Region um das Untersuchungsgebiet (Abb. 6.2) lässt deutlich die Gliederung in vier verschiedene Höhengiveaus erkennen. Nach BUSCHE (1998) gliedert sich das Relief der Zentralen Sahara in zwei „Stockwerke unterschiedlichen Alters“ (vgl. Kap 4.2. und 4.3). In der räumlich begrenzteren Betrachtung dieser Region spielen „Zwischenniveaus“ (BUSCHE, 1998) eine zentrale Rolle in der Reliefgliederung. Die Flächenniveaus A (topographisch höchstes) und D (topographisch niedrigstes) entsprechen hierbei den beiden Stockwerken nach BUSCHE (1998). Die Hauptniveaus B und C sind im Untersuchungsgebiet jedoch ausgedehnter und entsprechen den „Zwischenniveaus“ nach BUSCHE (1998). Das Flächenniveau C umfasst den gesamten Raum der ‚Ebene von Madama‘ und entspricht dabei dem untersten Flächenniveau des Plateaus de Tchigai. Es ist erkennbar (Abb. 4.4 nach GREIGERT & POUUNET, 1965), dass das oberste Flächenniveau (A) älter (Kreide) ist als das unterste Flächenniveau (D, Quartär). Diese Eindeutigkeit ist für die Flächenniveaus B und C nicht gegeben. Hier reichen die geologischen Alter vom Silur bis zum Quartär (im Bereich des Niveaus C, der Ebene von Madama).

Durch den Vergleich der Kluffrosen (Abb. 6.1) lässt sich die Landschaftseinheit ‚Fläche oberstes Niveau (A)‘ in die Flächen des Plateaus du Djado und Plateaus de Mangueni trennen. Beide Plateaus haben die NE-SW gerichtet Streichrichtung als dominantes Merkmal gemein, welche der Bruchlinie des Grabeneinbruchs des Acheloumatals entspricht. Im Plateau du Djado gibt es nur wenige davon abweichende Klufflinien, es ist aber zu beachten, dass für diese Analyse nur der nördliche Teil des Plateaus du Djado verwendet wurde. Beim Plateau de Mangueni gibt es eine Häufung der Klüfte in N-S-Richtung. Dies entspricht ungefähr dem Einfallen des Reliefs der Dachfläche in Richtung Murzuq-Becken. Die Klüfte entsprechen zum Teil den Eintiefungslinien der obsequenten Entwässerung an der Stufenfront.

#### *Geomorphologie des Seeterrassentals*

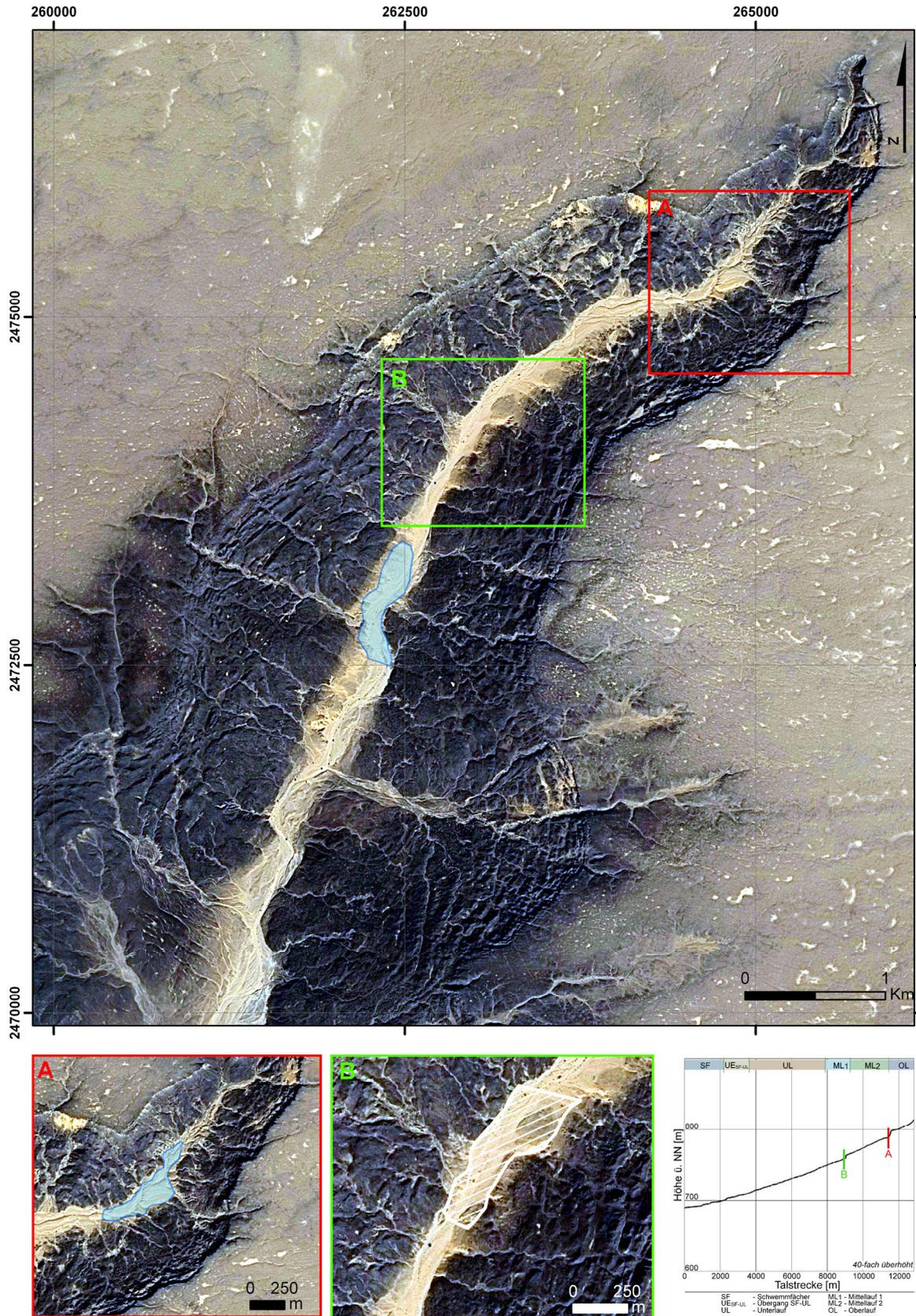
Die Dachfläche des Plateaus de Magueni ist durch eine starke Ebenheit gekennzeichnet, die von dunkel-patiniertem Gesteinsschutt, der Hamada (vgl. Kap.4.3.1), bedeckt ist (BUSCHE, 1998; MENSCHING, 1971). Es handelt sich hierbei um eine zerfallene Silcretedecke, die von eingesandeten flachen Mulden unterbrochen wird. Diese flachen Mulden markieren in der Regel verfüllte Depressionen der Sandsteinverkarstung (BUSCHE, 1989; SPONHOLZ, 1989, 1994). Die Trauflinie der Dachfläche des Plateaus de Mangueni verläuft scharf zu den Hangbereichen des Seeterrassentals.

Die Hangflächen des Seeterrassentals sind stark rutschungsüberprägt. In Abb. 8.3 ist eine nahezu isohypsenparallele Anordnung der Rutschungen zu erkennen. Dies bestätigt auch GRUNERT (1983) (vgl. Abb. 8.4). GRUNERT (1983) beschreibt dieses Phänomen als ‚schollenartige Staffelung‘ der Rutschungen. Auch BUSCHE (1998) spricht diese Formen als Rutschungsschollen bzw. Rutschungsstaffeln an. Er nimmt an, dass sie unter humiden Klimaten an tonig-schluffigen Schichten, die als Gleitflächen dienten abgerutscht sind. Die morphologisch harten Gesteinspakete werden im Falle des Seeterrassentals aus Nubischen Sandsteinen gebildet. Die Rotationsrutschungen reichen zum Teil weit in die

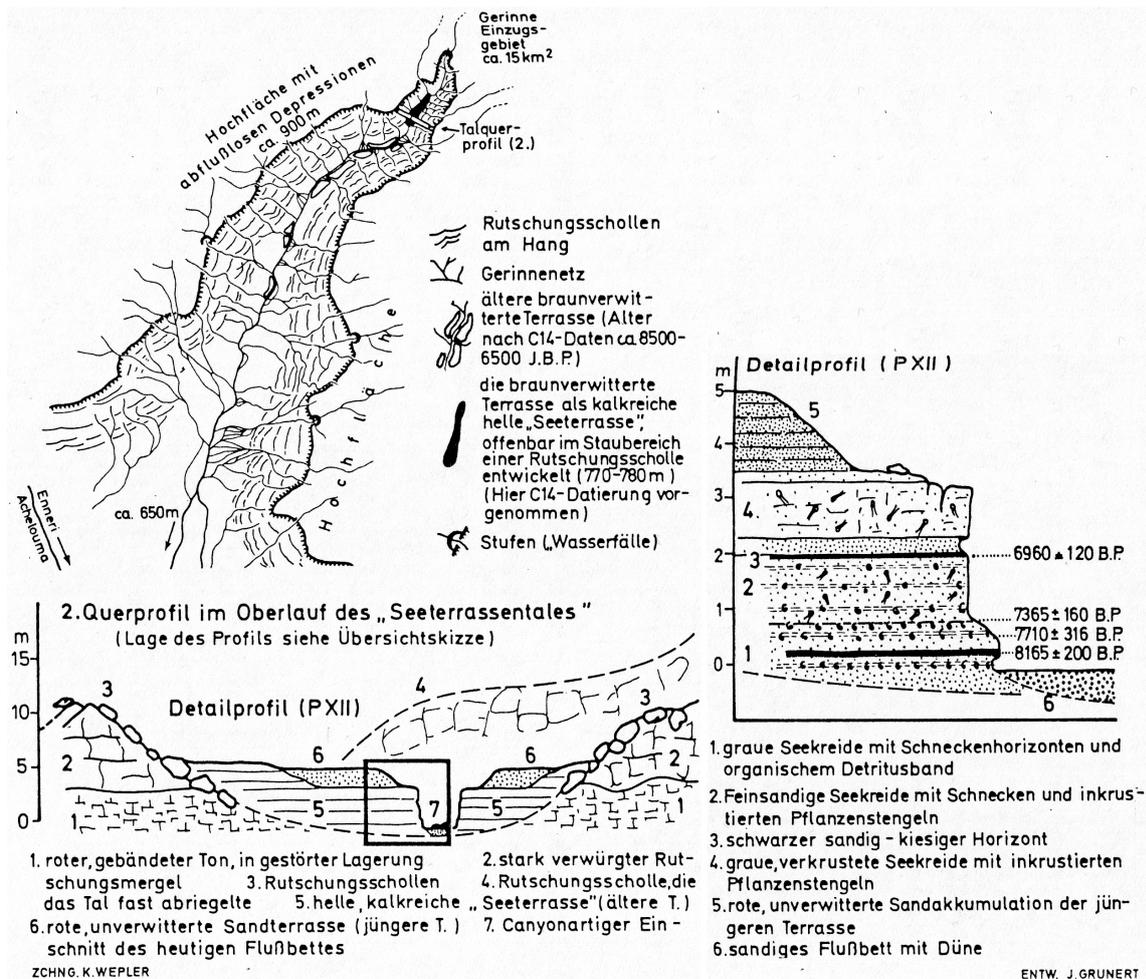
Hangfußbereiche hinein, die von BUSCHE (1989) als Pedimentflächen angenommen werden, und deren Genese er in das Tertiär stellt. Daraus lässt sich eine relative Altersstellung der Rutschungen für den Bereich des (frühen) Pleistozäns ableiten (BUSCHE, 1998; BAUMHAUER ET AL. 1989). PLAUCHUT ET AL. (1960) beschreibt für das Gebiet eine alternative Genese durch eine „Vielzahl tektonischer Störungen mit häufig wechselnden Richtungen“. Er gibt hierfür jedoch keine relative Altersstellung an. BAUMHAUER ET AL. (2009) und GRUNERT (1983) sehen die Rutschungen wesentlich stärker klimatisch induziert als Folge der Zunahme von Niederschlägen.

Die Talsohle des Seeterrassentals ist im Vergleich zu anderen Nebentälern des Acheloumatal, die in den Rand des Plateaus de Mangueni und des Plateaus du Djado eingeschnitten sind (GRUNERT, 1983), sehr schmal. Der Rand des Talbodens wird auf der gesamten Länge von Schollenrutschungen (nach GRUNERT (1983) vom Typ Wall- bzw. Mudfow) eingengt, die unterschiedlich weit in die Talsohle hinein reichen (vgl. Abb. 8.3 A und B).

Für die Rekonstruktion der Schwemmfächergenese des Seeterrassentals können keine physikalischen Altersdatierungen verwendet werden. Der oberste und damit jüngste Schwemmfächer ist am besten ausgeprägt, und deutlich sichtbar in der lokalen Topographie und durch die aktuelle Bodenbedeckung abgegrenzt. Im Gegensatz zu den älteren Schwemmfächergenerationen ist er nicht von Rutschungen beeinflusst.



**Abbildung 8.3.** Satellitenbild des Seeterrassental (Datengrundlage: GoogleMaps 08/2011): in blau sind Bereiche markiert in denen Stillwassersedimente sichtbar sind; die weiß-schraffierte Fläche skizziert grob einen potentiellen Stillwasserbereich. Die beiden stärksten Laufwegsverkürzungen sind im Detail aufgelöst (A & B) sowie im Längsprofil (s. Abb.6.7) markiert.



**Abbildung 8.4.** Übersichtsskizze, Querprofil und Terrassenauflösung des Seeterrassentales. Im Detailprofil (PXII) sind die 14C-Alter in a. B.P. (unkalibriert) eingetragen. (GRUNERT, 1983)

### Längsprofil

Das gestreckt-konkave Längsprofil des Talwegs reicht bis zur Schwemmfächerwurzel und geht von hieraus in eine konvexe Form über. Dieser Übergang zeigt den Wechsel von dominierenden Transport- bzw. Erosionsbedingungen zu Akkumulationsbedingungen mit Beginn des Schwemmfächers (LEOPOLD ET AL., 1992; HARVEY, 1997). Das gestreckt-konkave Längsprofil des Talwegs wird durch zwei deutliche Laufverkürzungen (räumlich begrenzte Zunahme des Gefälles im Längsprofil) und eine schwach erkennbare Laufverkürzung gestört. Diese als konvexe Knickpunkte erkennbaren Bereiche weisen auf eine Änderung der fluvialen Dynamik hin, bzw. auf eine Störung im Erosions-Akkumulationsgleichgewicht (u.a. AHNERT, 1996). Ein möglicher Grund sind ehemals rutschungsbedingte Aufstausituationen (GRUNERT, 1983 – vgl. Querprofil Abb. 8.4), die infolge rückschreitender Erosion sukzessive wieder beseitigt wurden. Ein Beleg solch ehemaliger Aufstausituationen sind Stillwassersedimente, die entlang des Talwegs in unterschiedlichen Mächtigkeiten aufgeschlossen sind (vgl. Abb. 6.7).

Die Laufverkürzung im Bereich des Oberlaufs befindet sich am gerinneabwärts gelegenen Ende der Stillwassersedimente (Abb. 8.4 Querprofil – nach GRUNERT (1983) als helle,

kalkreiche „Seeterrasse“ angesprochen (5)). Das aktuelle Gerinne fließt in diesem Bereich durch einen Kanal aus Stillwassersedimenten (vgl. Abb. 4.9 links). Die Hangrutschungsbereiche reichen weit in das Tal und bis in den Talweg hinein (Abb. 8.3 A); das Gerinnebett wird an dieser Stelle deutlich eingengt. Eine weitere Verkürzung des Profils befindet sich im Übergang zwischen Mittellauf 1 und Mittellauf 2, unterhalb des Querprofils Q7 (Abb. 6.7). Auch hier ist das Gerinnebett durch Hangrutschungen eingengt, was ein Hinweis auf eine ehemalige Aufstausituation ist. Jedoch fehlen direkt oberhalb dieser Laufverkürzung Stillwassersedimente. Die Differenzierung des Mittellaufs in  $ML_1$  und  $ML_2$  ist unscharf. Zum Einen trennt die beschriebene Rutschung den Mittellauf, zum Anderen zeigt der Grundriss der Talsohle Unterschiede zwischen  $ML_1$  und  $ML_2$ .  $ML_2$  hat einen deutlich breiteren und kastenförmigeren Grundriss als  $ML_1$ . Dies kann ebenfalls als Hinweis auf eine unterschiedliche Entwicklung der Talbereiche gesehen werden, also als ein indirekter Hinweis auf einen Stillwasserbereich im  $ML_2$ . Eine schwach ausgeprägte Laufverkürzung befindet sich im oberhalb des Gerinnequerprofils Q4 im Übergang zwischen Mittellauf und Unterlauf. Auch hier befinden sich direkt oberhalb Stillwassersedimente, die vom Gerinne angeschnitten sind. Jedoch lassen sich die den Aufstau verursachenden Prozesse im Gelände nicht mehr nachvollziehen.

Die in Abb. 6.4 und Tab. 6.1 gezeigte Riffelfrequenz verhält sich talabwärts degressiv, was der allgemein zu erwartenden talabwärtigen Abnahme erosiver Prozesse und ihrer Abbildung in der Riffelfrequenz entspricht (KIEFFER, 1990). Die lokale Zunahme der Riffelfrequenz im Bereich des Schwemmfächers entspricht dem verwilderten Charakter dieses Abschnittes (SCHUMM, 2005). Eine Zunahme der Riffelfrequenz ist weiterhin im Übergang von Unterlauf zur Schwemmfächer sichtbar ( $UE_{SF-UL}$ ). In diesem Abschnitt führen zwei größere Tributäre, die beidseitig in das Hauptgerinne münden, zu erhöhtem Abfluss und damit zu erhöhter Fließgeschwindigkeit, welche gleichzeitig zu vermehrten Turbulenzen führt. Dies wird durch eine Zunahme der Riffelfrequenz dokumentiert (KIEFFER, 1990).

#### *Parametrisierung der Einzugsgebiets- und Gerinnemorphometrie*

Für das Seeterrassental entspricht das Streckungsverhältnis ( $E$ ) einem Wert von 0,62. Nach KIM (1989) hat eine gestreckte Form des Einzugsgebiets ein geringeres Streckungsverhältnis als eine runde bzw. nicht-gestreckte Form. Nach SCHUMM (1960) hängt  $E$  von der durchschnittlichen Steigung der Gerinne ab und steigt von 0,6 in steilen Einzugsgebieten bis 1,0 im flachen Gelände an. Das Streckungsverhältnis gibt ebenfalls an, dass Einzugsgebiete mit hohen  $E$ -Werten hohe Infiltrationskapazitäten und niedrige Abflüsse aufweisen. Hingegen zeigen Einzugsgebiete mit niedrigen  $E$ -Werten eine Anfälligkeit zu hoher Erosions- und Sedimentationskraft (SCHUMM, 1956). OBI REDDY ET AL. (2004) belegt dies mit seinen gerinnemorphometrischen Untersuchungen eines Einzugsgebietes im trocken-subhumiden Zentralindien.

Der vorwiegend gestreckte Grundriss des Seeterrassentals wird durch die Sinuosität mit Werten nahe 1 bestätigt (Tab. 6.1), was nach KIM (1989) ein allgemein hohes Erosionspotential und hohe Abflussdynamik des Seeterrassentals widerspiegelt. Der Formfaktor ( $R_f$ ) erreicht für das Seeterrassental Werte von etwa 0,3. Einzugsgebiete mit solch niedrigem  $R_f$  werden charakterisiert durch reduzierte Seitenabflüsse mit kürzerer Dauer und über hohe Hauptabflüsse mit längerer Andauer sowie hohe Seitenabflüsse mit längerer Dauer und über reduzierte Hauptabflüsse mit kürzerer Andauer (OBI REDDY ET AL., 2004).

Sowohl das Streckungsverhältnis als auch der Formfaktor gelten im engeren Sinne nur für die aktuelle Situation und haben keine Aussagekraft über die Paläosituation.

Die Analysen der Gerinnenetzdichte ( $D$ ) zeigen für das Seeterrassental einen Wert von  $5,96 \text{ km}\cdot\text{km}^{-2}$ . Referenzwerte aus anderen hyperariden Gebieten fehlen. Gerinnenetzdichte Daten subarider bis trocken-subhumider Gebiete reichen von  $5,1 - 9,4 \text{ km}\cdot\text{km}^{-2}$  in magmatischem Gestein, bis  $2,9 - 33,4 \text{ km}\cdot\text{km}^{-2}$  in Granit oder Gneis (alles Werte aus Colorado, USA, MELTON, 1957). Nach LANGBEIN (1947) ist  $D$  in feuchten Regionen größer als in trockenen Regionen, bzw. spiegelt den Jahresniederschlag oder das Niederschlags-Evaporations Verhältnis wieder (GREGORY, 1976). Darüber hinaus ist  $D$  direkt durch den Charakter des anstehenden Gesteins (GREGORY, 1976), das Relief und der Dauer der Entwicklung des Gerinnenetzes beeinflusst (OGUCHI, 1998). Für das Seeterrassental ist anzunehmen, dass das Gerinnenetz unter feuchteren Klimabedingungen angelegt und anschließende überprägt wurde. Die Überprägung fand sowohl in Form einer Gerinnevertiefung als auch im Aufbau eine Gerinneerde statt. Es ist jedoch bekannt, dass die Gerinnenetzdichte ein morphometrischer Mengenparameter (bulk parameter) ist, der eine Vielzahl an Einflussfaktoren wiedergibt. Dieser Umstand in Verbindung mit fehlenden Referenzwerten macht den Parameter nur bedingt belastbar.

Bei den in Lockergestein angelegten Gerinnebetten ist das Breite-Tiefe- Verhältnis umgekehrt proportional zum Schluff- und Tongehalt des Verfüllungsmaterials. Je höher der Anteil der Schluff- und Tonfraktion, desto weniger stabil sind die Gerinnebetten und desto leichter ist eine Verbreiterung des Gerinnes durch Seitenerosion (SCHUMM, 1960). Gleichzeitig nimmt die Einschneidung in das Material, also die Tiefenerosion, ab (AHNERT, 1996). Diese Annahme impliziert, dass aufgrund der Erhöhung des Breite-Tiefe-Verhältnisses (Form Ratio) stromabwärts für das aktuelle Gerinne (FB) eine Abnahme des Schluff- und Tonanteils zu höherer Seitenerosion mit einer gleichzeitigen Abnahme der Tiefenerosion führt (SCHUMM, 1960). Für alle Werte der Tab 6.2 zeigt die Irrtumswahrscheinlichkeit  $\alpha$  ein leichte Tendenz ( $\alpha \leq 0,1$ ), aber keine Signifikanz da  $\alpha > 0,05$ . Jedoch sind funktionale Beziehungen nicht gleichbedeutend mit kausalen Beziehungen (AHNERT, 1996). Wie in der geomorphologischen Karte (Abb. 6.4) und dem Luftbild (Abb. 6.6) zu erkennen, wird das Seeterrassental stark durch Hangrutschungen beeinflusst. Diese entlang der Talflanken folgenden Massenbewegungen zeigen stromabwärts Auswirkungen auf den Gerinnecharakter. Es ist anzunehmen, dass dies in unterschiedlicher Magnitude für die verschiedenen Gerinnegenerationen geschah.

Darüber hinaus wurden vergleichende Studien zur Gerinnegeometrie in Untersuchungsgebieten durchgeführt, die in subhumiden und humiden Klimaten liegen. Dabei lassen sich die Systemeigenschaften, wie z.B. die Transportkapazität, der perenierenden Gerinne nicht als ‚voll ausgelastet‘ beschreiben (u.a. KIM, 1989; GOLDEN & SPRINGER, 2006; STEWARDSON, 2005). Dahingegen sind die Geröllfrachten bei Abflussereignissen ephemerer Fließgewässer, wie das des Seeterrassentals, deutlich höher als in Gerinnen perenierender Fließgewässer der mittleren Breiten (REID, 2002). Bei all diesen Vergleichen ist jedoch grundsätzlich zu berücksichtigen, dass in Trockengebieten die Abflussereignisse nicht zwangsläufig das gesamte Einzugsgebiet erreichen (GRAF, 1983). Gleichzeitig sind während des Abflussereignisses hohe Evaporationsraten ebenso wie hohe Infiltrationsraten im Gerinnebett zu erwarten. Eine stromabwärts gerichtete Fortpflanzung der gerinnebildenden Hochwasserwelle ( $Q_{\max}$ ) findet somit nicht zwingend statt.

### 8.2.2. Hydraulische Abflussberechnung

Grundlage für belastbare Ergebnisse der Abschätzung von Abflüssen ist vor allem die Qualität der Gerinnequerprofile. Zur Berechnung werden deshalb nur Gerinnequerprofile verwendet, die eindeutige Terrassenniveaus auf beiden Gerinneseiten ausgebildet haben. Darüber hinaus müssen die Terrassenniveaus sich in ihrer relativen Höhenlage zueinander entsprechen (LEOPOLD ET AL., 1992). Es wird angenommen, dass die Terrassenniveaus alten Gerinneniveaus entsprechen. Für das Seeterrassental besteht die aus Beobachtungen abgeleitete Annahme, dass es sich um Erosionsterrassen unterschiedlichen Alters in einem einheitlichen Schotterkörper handelt. Die gleiche Höhe der Terrassen (vgl. Abb. 6.5 und 6.8) und der gleichsinnige Verlauf der Längsprofile der unterschiedlichen Terrassenniveaus (Abb. 6.11) stützen diese Annahme.

Neben einer guten Qualität des Gerinnequerprofils müssen die für die Abflussberechnung notwendigen Geröllcluster eindeutig sein. Es werden daher nur Geröllcluster zur Berechnung herangezogen, die eindeutig fluvial abgelagert wurden (vgl. COSTA, 1983; DE JONG, 1995). Für die Verortung der Geröllcluster ist neben der Lage im Gerinne vor allem die Zuordnung zu dem entsprechenden Gerinneniveau bzw. der Gerinnegeneration wichtig.

Zur Abflussberechnung werden zwei Ansätze herangezogen:

- 1) Ansatz nach Manning-Strickler
- 2) Ansatz nach Costa

Beide Ansätze zeigen unterschiedliche Ergebnisse. Der Ansatz nach Manning-Strickler gibt stärker den bordvollen Abfluss der Abflussereignisse wieder. Zur Abflussberechnung werden neben dem Längsprofil nur die geometrischen Gerinnequerprofileigenschaften und die Gerinnebettrauhigkeit herangezogen. Damit kommt es vor allem bei Abflüssen, die über die Terrassenkanten hinausreichen zu einer Unterschätzung des Abflussereignisses. Der Ansatz nach Costa gibt über die Größe der Geröllcluster die Information über Abflussspitzen wieder ( $Q_{max}$ ). Damit kommt es bei den Werten nach Costa zu einer möglichen Überschätzung des Abflussereignisses. Daher werden in dieser Arbeit beide Ansätze verwendet und geben die Ober- und die Untergrenze der Magnitude der potentiellen Abflussereignisse wieder.

#### *Aktuelles Gerinne*

Unsicherheiten in der Abflussberechnung sowohl nach dem Ansatz von Manning-Strickler ( $Q_{M-S}$ , Gl. 3.9) als auch von Costa ( $Q_C$ , Gl. 3.11) werden durch Unsicherheiten bei der Abschätzung der Grenze des bordvollen Abflusses der untersuchten Gerinnequerprofile verursacht. Vergleicht man das standardisierte Verhältnis der Ergebnisse der Abflussberechnung nach Manning-Strickler mit denen nach Costa ( $((100 - (Q_{M-S} \cdot Q_C^{-1})) \cdot 100$  [%])), sollte bei einem ausschließlich methodischen Fehler ein in etwa konstanter Wert für das gesamte Einzugsgebiet vorliegen. Jedoch nimmt dieses Verhältnis vom Ober- zum Unterlauf zu (38,5% bis 78%). Diese Zunahme deutet auf eine Veränderung der hydraulischen Verhältnisse im Einzugsgebiet hin. Das heißt, die Diskrepanzen zwischen den Berechnungen nach Manning-Strickler und nach Costa werden größer. Zum einen kommt es zu einem Wechsel von einem im Anstehenden verlaufenden Gerinne, wie im Oberlauf, zu einem Gerinnesystem welches in seinen eigenen Ablagerungen verläuft, wie im Mittel- und Unterlauf. Zum anderen führt auch das im Modell schwer abbildbare verwilderte Gerinnenetz zu erhöhten Ungenauigkeiten bei der Abflussberechnung. Zahlreiche Seitenarme machen es

insbesondere im Unterlauf wahrscheinlich, dass die Gerinnequerprofile nicht vollständig erfasst wurden. Dadurch werden die Abflussberechnungen nach Manning-Strickler unterschätzt. Die Zuordnung von Geröllclustern zu einem bestimmten Gerinne- bzw. Terrassenniveaus ist oft nicht eindeutig möglich. Dies kann bei Anwendung des Costa-Ansatzes eine potenzielle Fehlerquelle sein.

Für alle Gerinne nehmen die Abflüsse vom Oberlauf zum Unterlauf hin ab, dies gilt für beide Abflussberechnungsansätze. Dieses Verhalten ist für Einzugsgebiete in ariden Gebieten bekannt (GRAF, 1983). Studien von RENARD & KEPPEL (1966), BURKHAM (1970) und BUTCHER & THORNES (1978) aus Einzugsgebieten in den USA und in Spanien zeigen, dass diese Abnahme maßgeblich von der Porosität der Gerinneverfüllung und von der hydraulischen Leitfähigkeit der undurchlässigsten Schicht im Untergrund abhängt. Der im Seeterrassental aufgeschüttete Schotterkörper verändert sich entlang des Gerinnes. Im Oberlauf sind die Talfüllungen nur geringmächtig, teilweise sind die Terrassen in den anstehenden Sandstein eingeschnitten und nicht wie im Mittel- und Unterlauf in den Schotterkörper. Die hohen Infiltrationskapazitäten von Schotterkörpern ermöglichen ein Versickern des Gerinneabflusses. Dies hat zur Folge, dass im Schotterkörper das Wasser dem hydraulischen Gradienten folgend aus dem Einzugsgebiet herausgeführt wird oder temporär zwischengespeichert werden kann. Ein Einfluss der Evaporation auf die sich gerinneabwärts verringernden Abflüsse kann nicht ausgeschlossen werden (SCHICK, 1988). Diese Prozesse wirken sich bei der Fortpflanzung bzw. Ausbreitung einer Hochwasserwelle stark dämpfend aus.

Um die Qualität der aus der hydraulischen Abflussberechnung gewonnenen Daten abzuschätzen, werden diese in die standardisierten Größen Abflussspende ( $q$ ) und Höhe des Abflusses ( $h_A$ ) umgerechnet und als stündliche Werte ausgegeben (Tab. 8.3). Die bereits beschriebene Abnahme vom Ober- zum Unterlauf ist bei der Abflussspende ( $q$ ) und Höhe des Abflusses ( $h_A$ ) noch deutlich sichtbar. Dies gilt für beide Berechnungsansätze.

**Tabelle 8.3.** Berechnung der Abflussspende und der Höhe des Abflussmaximums für ausgewählte Gerinnequerprofile für das aktuelle Gerinne mittels Manning-Strickler-Ansatz und Costa-Ansatz ( $v$  = Fließgeschwindigkeit;  $Q$  = Abfluss;  $q$  = Abflussspende;  $h_A$  = Höhe des Abflussmaximums).

Manning-Strickler-Ansatz				
Querprofile	$v$ [m·s <sup>-1</sup> ]	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$q$ [l·(s·km <sup>2</sup> ) <sup>-1</sup> ]	$h_A$ [mm·h <sup>-1</sup> ]
Q12	1,31	2,96	2255,5	8,12
Q19fb	2,78	2,74	1249,2	4,50
Q4	0,98	3,24	278,0	1,00
Q2	0,67	1,97	88,2	0,32
Q1.1	0,64	0,64	28,3	0,10
Q1	0,50	0,91	40,4	0,15
Costa-Ansatz				
Querprofile	$v$ [m·s <sup>-1</sup> ]	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$q$ [l·(s·km <sup>2</sup> ) <sup>-1</sup> ]	$h_A$ [mm·h <sup>-1</sup> ]
Q12	2,14	4,81	3669,4	13,21
Q19fb	2,19	2,15	980,9	3,53
Q4	2,12	7,01	601,1	2,16
Q2	3,05	8,98	401,6	1,45
Q1.1	2,70	2,67	118,2	0,43
Q1	2,07	3,74	165,4	0,60

Für eine Bewertung der Qualität der hydraulischen Abflussberechnung werden die Ergebnisse mit meteorologischen Messwerten verglichen. Diese Bewertung ist aufgrund der Verfügbarkeit meteorologischer Daten lediglich für das aktuelle Gerinne möglich. Hierbei steht die Abschätzung der Größenordnung des Verhältnisses von Input (Niederschlag) zu Output (Abfluss) im Vordergrund. Die drei benachbarten Klimastationen Bilma (Niger), Djanet (Algerien) und Tamanrasset (Algerien) werden in Kap. 8.1.4 (Tab. 8.2) diskutiert und die drei höchsten Niederschlagsereignisse dargestellt. Ein direkter Vergleich dieser Stationen ist aufgrund der unterschiedlichen topographischen Höhenlagen nur begrenzt möglich. Die Cluster Analyse weist jedoch auf eine statistische Vergleichbarkeit der Stationen Bilma und Tamanrasset hin. In beiden Fällen kommen Niederschlagsmaxima auch aus den Kaltlufttrögen der Westwinde (LÍNES ESCARDO, 1970) während des nordhemisphärischen Winters oder Frühlings zustande (WININGER, 1975). Die übrigen Niederschlagsmaxima der drei Stationen werden aus durch den SW-Monsun herantransportierten Luftmassen generiert (DUBIEF, 1963). Die Niederschlagsdaten aus Tab. 8.2 sind Tageswerte, jedoch sind einzelne Niederschlagsereignisse in der Region durch den konvektiven Anteil an der Niederschlagsentstehung bedeutend kürzer. Nach DUBIEF (1971) dauern diese Einzelereignisse von 45 Minuten im nordhemisphärischen Sommer bis zu 6 Stunden im nordhemisphärischen Winter.

Nimmt man ein vierstündiges Niederschlagsereignis von 65 mm an, welches über das gesamte Seeterrassental niedergeht, können folgende Schlüsse gezogen werden (KRAUSE & SCHÜTT, 2009): Aufgrund des im Anstehenden verlaufenden Gerinnes (niedrige Infiltrationskapazität) im Oberlauf und des starken Reliefs kann eine kurze Reaktionszeit zur Abflussgenerierung angenommen werden. Es resultiert eine sehr kurze zeitliche Verzögerung der Oberflächen- und Gerinneabflussreaktion auf den Niederschlag. Das angenommene vierstündige Niederschlagsereignis von insgesamt 65 mm würde somit einen fast vierstündigen Direktabfluss generieren. Entsprechend den Berechnungen aus Tab 8.3 würde einem vierstündigen Niederschlagsereignis für den Oberlauf (Q12) bei einer Abflusshöhe von  $13,21 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  über diese vier Stunden  $52,84 \text{ mm}\cdot 4\text{h}^{-1}$  Direktabfluss generiert. In diesem Fall würden 81% des Niederschlags zu Direktabfluss führen. Dieser Wert entspricht den Abflusskoeffizienten und verringert sich talabwärts bis auf 3%. Die Abnahme kann durch einen Wechsel des unterliegenden Materials verursacht sein: Während das Gerinnebett im Oberlauf noch im anstehenden Gestein verläuft, verläuft es im Mittel- und Unterlauf im Akkumulationskörper (Schotterkörper). Hier führen hohe Infiltrationsraten des Schotterkörpers zu hohen Oberflächenabflussverlusten. Zusätzlich können die hohen Verdunstungsraten potentieller freier Wasseroberflächen im Unterlauf zusätzlich eine puffernde Wirkung auf den Abfluss haben. BELZ (2000) zeigt für ein Einzugsgebiet im Maghreb monatliche Abflusskoeffizienten von 7% bis 34%. PUIGDEFABREGAS ET AL. (1999; 1998) berechnen für ein Niederschlagsereignis in Höhe von 66 mm in 24 h, allerdings mit etwas niedrigerer Intensität, für das Rambla Honda Testeinzugsgebiet (SE Spanien) Abflusskoeffizienten von bis zu 19%.

### *Paläogerinne*

Zur Berechnung der Abflussmengen aus den Querprofilen werden die jeweils jüngeren Gerinnebereiche nicht mit einbezogen. Es liegt die Annahme zu Grunde, dass die jüngeren Gerinne sich in die älteren eingeschnitten haben (SCHUMM, 2005). Die Terrassenniveaus spiegeln die ehemaligen Gerinnesohlen wieder. Darüber hinaus wird angenommen, dass sich die Einzugsgebietsfläche des Seeterrassentals nicht signifikant zur heutigen Situation verändert hat.

Das Gerinne des Terrassenniveaus T1 zeigt im Vergleich zum aktuellen Gerinne (FB) nur geringe Unterschiede zwischen den geschätzten Abflussspitzen (Costa-Ansatz) und den bordvollen Abflüssen (Manning-Strickler-Ansatz). Der Vergleich des Gerinnes des Terrassenniveaus T2 mit dem aktuellen Gerinne (FB) weist deutlich niedrigere prozentuale Differenzen zwischen den geschätzten Abflussspitzen (Costa-Ansatz) und den bordvollen Abflüssen (Manning-Strickler-Ansatz) auf. Dies zeigt, dass das Ausmaß von Hochwasserereignissen weniger ausgeprägt war als heute (ZIELHOFER ET AL., 2004). Die Daten zeigen einen Trend zu einer zunehmenden Differenz zwischen der Magnitude von Hochwasserereignissen und bordvollem Abfluss zur Gegenwart hin. Dies bestätigt, dass die holozäne Aridisierung der Sahara mit zunehmend erraticen Niederschlägen und einer zunehmenden Variabilität der täglichen Niederschlagsmenge einherging (WEISCHET & ENDLICHER, 2000, NICHOLSON, 2001, 2005).

### *Chronologie*

Das Gerinnequerprofil Q11 (Abb. 6.7 und 6.8) entspricht in der Lage ungefähr dem Profil PXII von GRUNERT (1983) (Abb. 8.4). Demnach sind die liegenden Stillwassersedimente in diesem Bereich mit einem maximalen Alter von 9480 a cal. B.P. und 7840 a cal. B.P. für die hangenden sandig-kiesigen Sedimente datiert. BRAUNECK (2010) datiert diese Stillwassersedimente auf 9460 a cal. B.P. im basalen Bereich und 8780 a cal. B.P. im hangenden sandig-tonigen Bereich. Das Profil 11 von BRAUNECK (2010) (Abb. 8.5 rechts) entspricht in der Lage dem Gerinnequerprofil Q11. Für die betrachteten Profile lässt sich die Ablagerung für den Bereich der frühholozänen Feuchtphase datieren.

Für eine chronologische Einordnung der verschiedenen holozänen Gerinnegenerationen werden folgende Annahmen getroffen:

1. Es wird von drei Gerinnegenerationen (vgl. Kap. 6) ausgegangen, die zeitlich unabhängig entstanden sind: FB (aktuelles Gerinne), T1 und T2 (ältere Gerinnegenerationen).
2. Das Gerinne entsprechend dem Terrassenniveau T2 ist das oberste und wird damit als das älteste angenommen. Das Gerinne entsprechend dem Terrassenniveau T1 liegt topographisch darunter und ist damit chronologisch jünger als T2.
3. Die Ausbildung der Gerinne fand nach der Stillwasserphase statt.
4. Gerinneformend sind im Wesentlichen extreme (torrentielle) Abflussereignisse als Folge extremer Niederschlagsereignisse (TOOTH, 2000).

Auf Grundlage von Profil 11 (Oberlauf) und des Profil 8 (Mittellauf) (BRAUNECK, 2010, Abb. 8.5) kann eine initiale Einschneidung nach ca. 8500 a cal. B.P. rekonstruiert werden. Die jüngste Datierung von GRUNERT (1983) im Seeterrassental gibt ein Alter von 7840 a cal. B.P. Über der datierten Schicht lagert eine weitere, als Seekreide ausgewiesene Schicht. Hieraus

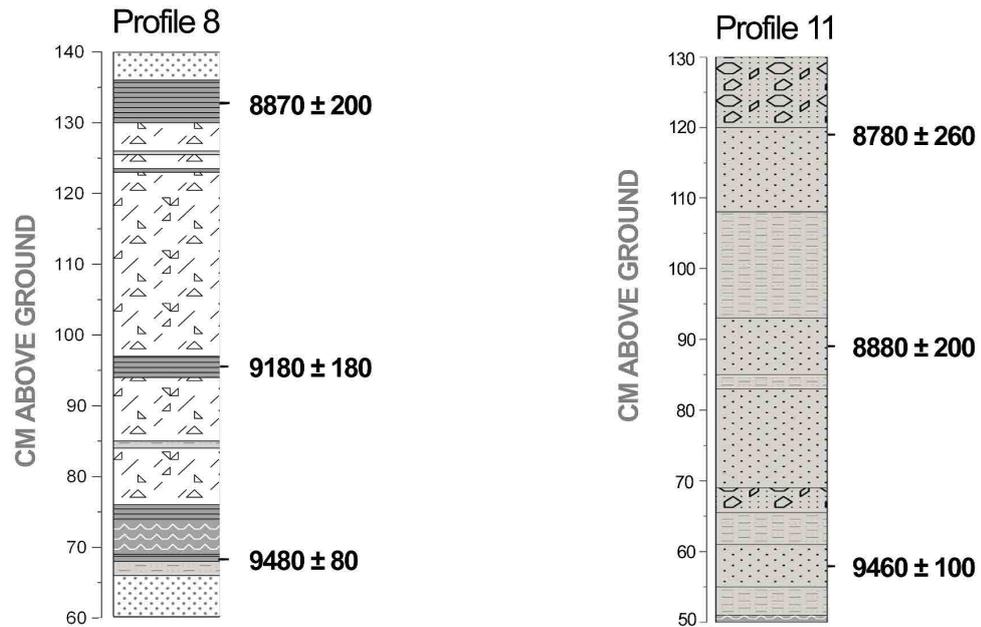
ergibt sich eine initiale Einschneidung nach ca. 7800 a cal. B.P. Die Einschneidung erfolgte jedoch wahrscheinlich deutlich später, da die Einschneidung auch in der hangenden, nicht von der Datierung erfassten, Seekreide erfolgt ist.

Die hydraulische Abflussberechnung zeigt die höchsten Abflusswerte für das oberste Terrassenniveau T2, von dem angenommen wird, dass es dem ältesten Paläogerinne entspricht (KRAUSE & SCHÜTT, 2009). Die Einschneidung dieser Gerinnegeneration liegt damit zeitlich im Bereich der mittelholozänen Feuchtphase. Ob bereits mit dem 8,2 ka B.P. Ereignis, wie es die Profile von BRAUNECK (2010) vermuten lassen oder ab 7,4 ka (Mittelholozäne Feuchtphase nach FLOHN & NICHOLSON, 1980; GEYH & JÄKEL, 1973; SERVANT & SERVANT-VILDARY, 1980; GASSE & VAN CAMPO, 1994, von 7,4 ka B.P. bis 5,7 ka B.P.), bleibt unklar.

Die hydraulische Abflussberechnung für das topographisch unterhalb anschließende Terrassenniveau T1 zeigt deutlich niedrigere Abflusswerte. Die Abnahme der berechneten Abflüsse von Terrassenniveau T2 zu Terrassenniveau T1 entspricht der Vorstellung einer zunehmenden Aridisierung der Sahara seit dem frühen bzw. mittleren Holozän, mit abnehmenden Niederschlägen und entsprechend abnehmenden Abflussmengen (unter vielen anderen BAUMHAUER ET AL., 2004; GASSE ET AL., 1990; RENSSON ET AL., 2006, FLOHN & NICHOLSON, 1980; GEYH & JÄKEL, 1973; GASSE & VAN CAMPO, 1994; FOLEY ET AL., 2003; LEZINE ET AL., 1990; PACHUR & HOELZMANN, 1991; DEMENOCAL ET AL., 2000). In Abb. 2.2 wird jedoch deutlich, dass es in dieser Phase immer wieder zu kurzen Intervallen mit feuchteren Bedingungen kommt. Für die Zentrale Sahara dokumentieren dies unter anderen VÖLKEL (1988), JÄKEL (1979), BAUMHAUER (1988) oder LEZINE & CASANOVA (1989c). Diese genannten Autoren zeigen kurze Feuchtphasen für den Zeitraum 3,5 bis 4 ka B.P. auf. Für die chronologische Einordnung der Gerinnegeneration T1 gibt es zwei Hypothesen:

1. Die Einschneidung des Gerinnes der Terrassengeneration T1 in das bestehende Gerinnebett T2 geschieht in einer spätholozänen kurzen Feuchtphase, wie z.B. zwischen 3,5 und 4 ka B.P.
2. Die Einschneidung des Gerinnes der Terrassengeneration T1 setzt wenig zeitversetzt im Anschluss an die Einschneidung des Gerinnes T2 ein, also in der ausgehenden mittelholozänen Feuchtphase (bis 5,7 ka B.P.).

Die jüngste Gerinnegeneration (FB) wird als aktuelles Gerinne betrachtet, da z.T. an den Rändern eine Geschwemmsellinie (DIN 4049-3, 2.2.7, 1994) erkennbar ist und jüngere fluviale Mikroformen im Gerinne sichtbar sind, wie zum Beispiel kleinräumig fluvial umgelagertes äolisches Sediment. Gerinneformende Niederschlagsereignisse können im Bereich von wenigen Jahren bis mehreren Hundert Jahren gefallen sein.



**Abbildung 8.5.** *links:* Profil 8 beprobt im Bereich des Mittellaufs des Seeterrassentals, die 14C-Alter in a cal. B.P. eingetragen. (Brauneck, 2010)  
*rechts:* Profil 11 beprobt im Bereich des Oberlaufs des Seeterrassentals, die 14C-Alter in a cal. B.P. eingetragen. (Brauneck, 2010)

### 8.3. Hydrologische Modellierung

#### *Modellaufbau*

Aufgrund der räumlichen und zeitlichen Auflösung der zur Verfügung stehenden Eingangsdaten wird das N-A-Modell so aufgesetzt, dass Maximalwerte von Niederschlag und Abfluss im Vordergrund stehen. In ariden Gebieten sind abflusswirksame Niederschlagsereignisse von kurzer Dauer und hoher Intensität (SHARON, 1972; COSTA 1987a). Daher wird dem Modellaufbau ein ereignisbasierter Ansatz zugrunde gelegt. Als Zeitfenster des maximalen Niederschlags bzw. Abflusses werden 60 Minuten angesetzt, die dann modellintern minütlich linear aufgelöst werden.

Der Ansatz mit gemessenen Niederschlagsdaten als Eingangsparameter die aktuelle N-A-Modellierung anzutreiben hat sich in der Durchführung als nicht praktikabel herausgestellt. Die Qualität der verfügbaren aktuellen Niederschlagsdaten reicht nicht aus: Die Zeitreihen der nächstgelegenen Meteorologischen Stationen geben lediglich sehr kurze und lückenhafte Daten aus. Dabei ist es unsicher, ob bei diesen Zeitreihen die für diesen Ansatz relevanten maximalen Niederschlagsereignisse, die in ihrer räumlichen Ausdehnung nur wenige Kilometer groß sein können, aufgezeichnet wurden. Selbst im Falle der Beobachtung ist die Erfassung des maximalen Niederschlags in einem Regengebiet bei der großen Entfernung zwischen den Stationen >100 km sehr unwahrscheinlich. Eine Interpolation der Daten auf das Untersuchungsgebiet würde wiederum eine Glättung der Maximalwerte zur Folge haben.

Versuche, anhand der aufgezeichneten Niederschlagsdaten das N-A-Modell anzutreiben wurden eingestellt, da die resultierenden modellierten Abflüsse zu niedrig waren, um die Fortpflanzung einer Hochwasserwelle und die Generierung von konzentriertem Oberflächenabfluss abzubilden. Die aus der Modellierung resultierenden Werte lagen deutlich unter den mittels hydraulischer Abflussberechnung berechneten Werten. Hieraus ergab sich eine Änderung der Vorgehensweise, denn der gemessene, aktuelle Niederschlag kann nicht als Input und der Abfluss nicht als Output verwendet werden. Eine Kalibrierung/Validierung mit den mittels hydraulischer Abflussberechnung generierten Abflusswerten nach Costa ( $Q_C$ ) und nach Manning-Strickler ( $Q_{M-S}$ ) erwies sich als nicht möglich.

Bei der veränderten Vorgehensweise stehen die mittels hydraulischer Abflussberechnung nach Costa ( $Q_C$ ) und nach Manning-Strickler ( $Q_{M-S}$ ) generierten Abflusswerte im Vordergrund. Der iterativ veränderte Niederschlag treibt das Modell an, die modellierten Abflusswerte werden dann anhand von  $Q_C$  und  $Q_{M-S}$  kalibriert. Der iterativ generierte Niederschlag kann somit als Output verstanden werden. Die Plausibilitätskontrolle der generierten Niederschlagsdaten erfolgt beim aktuellen Gerinne über die Informationen der Größenfrequenzanalyse der benachbarten Station Bilma. Eine solche Kontrolle ist für die Gerinnegeneration T1 und T2 nicht möglich.

Die Beschreibung des „Wasserverlustes“ an der Erdoberfläche spielt bei der Berechnung der Abflussganglinie eine zentrale Rolle und wird innerhalb des Modellaufbaus an verschiedenen Stellen beschrieben. Eine zentrale Verlustgröße ist die Infiltration. Diese verändert sich mit der Mächtigkeit der Schotterkörper im Bereich des Gerinnes. Genaue Werte über die Mächtigkeit des Schotterkörpers fehlen genauso wie quantitative Informationen über das Infiltrationsverhalten der Schotterkörper. Das Infiltrationsverhalten im

Bereich der Stufenfläche des Plateau de Mangueni ist ebenfalls unklar. Hier kommt es zu Verlusten vor allem durch die Oberflächenverkarstung (SPONHOLZ, 1994). Eine weitere Form des Verlustes ist das unterschiedliche Oberflächenabflussverhalten und die Retentionsfähigkeit der Oberfläche, was zu einer verringerten Konzentration des Oberflächenabflusses führen kann. Im Modell wird der flächenhafte Wasserverlust für jedes Teileinzugsgebiet mittels ‚SCS curve number method‘ gelöst. Die Curve Number enthält Informationen über das Infiltrations- und Oberflächenverhalten des entsprechenden Teileinzugsgebiets. Der Wasserverlust innerhalb des Gerinnes selbst wird bei dem gewählten Setup über den Hydrographentyp gesteuert – hier der SCS Unit Hydrograph.

Die SCS curve number (CN) beschreibt das Volumen eines Ereignisabflusses (im Sinne von ‚storm runoff‘) eines gegebenen Ereignisniederschlags welches nach initialer Retention mittel Unit Hydrograph geroutet und als Hydrograph des Ereignisabflusses wiedergegeben wird (BEVEN, 2001). Für die singulären Ereignisabflüsse der Untersuchungen im Seeterrassental sind die Probleme bzw. Begrenzungen der Trennung der Ereignisabflüsse von den Gesamtabflüssen von untergeordneter Bedeutung. Eine Vielzahl von Publikationen setzen sich kritisch mit der CN Methode auseinander (u.a. BEVEN, 2001; HJELMFELT ET AL., 1982; MISHRA & SINGH, 1999; EL-HAMES, 2012; PONCE & HAWKINS, 1996). HJELMFELT ET AL. (1982) schlägt vor die CN eher als eine stochastische Variable zu bezeichnen als einen charakteristischen Wert für die Beschaffenheit einer bestimmten Boden-Landnutzungsituation. Die SCS-CN hat sich nicht zu letzt durch die relativ einfache Nutzung der tabellarischen Werte weit verbreitet (BEVEN, 2001). Ein großer Vorteil der einfachen Implementierung in NA-Modelle ist, das diese Methode nicht auf Punktmessungen basiert, sondern vielmehr auf Flächendaten kleiner Einzugsgebiete bzw. Teileinzugsgebiete. In Gebieten mit fehlenden Niederschlags-, Abfluss- und Gebietsdaten kann diese einfache empirische Herangehensweise gleichgute bzw. bessere Ergebnisse produzieren (EL-HAMES, 2012). HAMMOURI & EL-NAQA (2007) testen in einem kleinen Einzugsgebiet im ariden Jordanien die SCS-CN Methode gegen einen einfachen morphologischen GIS-basierten Modellierungsansatz an 10- bzw. 50-jährige Niederschlagsreihen. Die beiden Methoden differieren lediglich um 7%, und verdeutlichen die Stabilität der gewählten Methoden explizit auch für ereignisbasierte Abflussberechnungen (EL-HAMES, 2012).

Eine Ankopplung der N-A-Modellierung an den Untergrund, also Zwischenabfluss und Grundwasser, erfolgt bei dem angewandten Modellsetup nicht. Zum Einen stehen keine Informationen zu Grundwasserstand und Zwischenabflussverhalten zur Verfügung. Zum Anderen spielt bei so kurzen Modellierungszeiträumen von je einer Stunde Zwischenabfluss und Grundwasser kaum eine Rolle (TOOTH, 2000). Lediglich die Vorfeuchte wäre hierbei von Relevanz (SEILER, 1981), doch ach hierfür gibt es keine verwendbaren Daten.

Die Profile Q1, Q1.1 und Q2 (vgl. Abb. 6.10 und 6.11 sowie Tab. 6.3, 6.4 und 6.5) liegen im Bereich des Auslasses des Unterlaufes sehr nahe beieinander. Zwischen den mittels hydraulischer Abflussberechnung generierten Werten liegen deutliche Unterschiede. Es ist aber nicht zu klären, welches Profil das Abflussverhalten im Bereich des Unterlaufes am besten wiedergibt. Aus diesem Grund wird für die N-A Modellierung aus den drei Profilen für alle Gerinnegenerationen und für beide Ansätze jeweils der Mittelwert gezogen und für die weiteren Berechnungen verwendet.

### 8.3.1. N-A-Modellierung des aktuellen Gerinnes

Bei der N-A-Modellierung für das aktuelle Gerinne wird das Modell vom oberen zum nächsten unterliegenden Teileinzugsgebiet aufgebaut. Dies bedeutet, dass der Oberlieger Abfluss an den Unterlieger weiterleitet. Im Falle des Seeterrassentals ist vor allem der Oberlauf sensitiv, da dieser in sehr großen Teil im anstehenden Sandstein liegt (GRUNERT, 1983). Der Schwerpunkt bei der Kalibrierung liegt im Bereich der Erfassung des Verlustes von Niederschlagswasser. Die Rolle des Verlustes im Bereich der Fläche (Oberflächenabfluss) wurde bereits im Kontext der Diskussion der Curve Number angedeutet. Der Parameter ‚Initial Abtraction‘ (Anfangsverlust) bleibt für alle Teileinzugsgebiete konstant, und dies bei beiden Modellierungsansätzen (Costa und Manning-Strickler). Für eine Differenzierung innerhalb des Einzugsgebietes besteht keine quantifizierbare Datenbasis. Der Verlust von Wasser innerhalb der Gerinne wird durch die Parameter ‚Flowrate‘, also einer festen Reduktion der Durchflussmenge und ‚Fraction‘, einem Verhältniswert der Strömung gesteuert. Die Werte der ‚Flowrate‘ werden entsprechend des Untergrundes aus Literaturangaben festgesetzt (WARD & TRIMBLE, 2004). Diese Werte (Tab. 7.1) verändern sich in ihrer Potenz vom Ober- zum Unterlauf. Die eigentliche Kalibriergröße innerhalb der Gerinne ist der Parameter ‚Fraction‘, der sich dadurch für jedes Teileinzugsgebiet und für beide Modellierungsansätze unterscheidet (Tab. 7.1).

Die Qualität der Modellierung dokumentiert Tab. 7.1, aus der ersichtlich wird, dass die Werte für die aus der hydraulischen Berechnung gewonnen Abflüsse weitestgehend den modellierten Abflusswerten entsprechen. Die von COSTA (1987a, b) entwickelte ‚envelope curve‘ versucht das Verhältnis von Einzugsgebietsgröße und Spitzenabflusswerten mathematisch zu beschreiben. Hierbei wird ein globaler Datensatz mit Schwerpunkten in den USA und in China verwendet. Die Ergebnisse der Spitzenabflüsse des Seeterrassentals liegen unter den Werten der ‚envelope curve‘ für die entsprechende Einzugsgebietsgröße. Das Seeterrassental liegt im hyperariden Kernraum der Sahara. In dieser Region gibt es keine vergleichenden Untersuchungen zu Spitzenabflüssen und Einzugsgebietsgrößen. Die Arbeiten von TOOTH (2000) und YAIR & RAZ-YASSIF (2004) zeigen, dass ein beschreibbares Verhältnis von Einzugsgebietsgröße und Spitzenabfluss für aride bis hyperaride Gebiete nicht gültig ist. Im Gegensatz zu feuchteren Regionen sind in Trockengebieten die Niederschläge sowohl räumlich als auch zeitlich hoch variabel. Je arider die Region, desto höher die interanuelle Variabilität des Niederschlages (GOUDIE, 1987; THORNES, 1994; BELL, 1979). Die Niederschlagsprozesse sind überwiegend konvektiv getrieben und führen zu lokal hoch konzentrierten Abflüssen (THORNES, 1994; YAIR & RAZ-YASSIF, 2004). Der Oberflächenabfluss findet hauptsächlich als Horton'scher Oberflächenabfluss räumlich hoch variabel statt (THORNES, 1994; YAIR & LAVEE, 1985).

Die iterative Modellierung quantifiziert die effektiven Niederschläge zu den entsprechenden Abflüssen, für die Teileinzugsgebiete und Modellierungsansätze. Diese in Tab. 7.1 beziehungsweise Tab. 8.4 aufgelisteten Werte entsprechen einer Wiederholungswahrscheinlichkeit von 1500 Jahren ( $P_C$ ) bzw. 400 Jahren ( $P_{M-S}$ ) an der Station Bilma. Die Plausibilität der iterativ gewonnen Niederschläge lässt sich nicht alleine durch die Größenfrequenzanalyse begründen. Die drei höchsten Tagesniederschlagsdaten des GLOBALSOD-Datensatzes sind in Tabelle 8.1 für die Stationen Bilma, Djanet und Tamanrasset aufgelistet. Die iterativ gewonnen effektiven Niederschlagswerte liegen entsprechend im Spektrum dieser Niederschlagsmaxima.

### 8.3.2. N-A-Modellierung der Paläogerinne mit gleichbleibenden Kalibrierungsparametern

Grundlage für den N-A-Modellierungsansatz ist eine konstante Parametrisierung basierend auf der Kalibrierung des aktuellen Gerinnes. Wie bei der Modellierung des aktuellen Gerinnes wird das Modell vom oberen zum nächsten unterliegenden Teileinzugsgebiet aufgebaut, getrennt nach Gerinnegeneration.

Veränderungen im Vergleich zum aktuellen Gerinne werden lediglich bei dem Parameter Curve Number und der damit verbundenen ‚Initial Abstraction‘ durchgeführt. Die Curve Number wird für beide Terrassengenerationen leicht verringert, um den Szenarien feuchterer Klimabedingungen gerecht zu werden. Der Wert 55 für das Paläogerinne der Generation T1 entspricht wüstenhafter Vegetation, jedoch mit einem gestiegenen Vegetationsbedeckungsanteil von 30 bis 70% (NATIONAL ENGINEERING HANDBOOK, 1997). Für das Paläogerinne der Generation T2 werden höhere Vegetationsbedeckungen angenommen, daher wird die Curve Number mit 49, also für Vegetationsbedeckungen über 70%, festgelegt. Es gibt für das Untersuchungsgebiet keine Informationen zur Paläovegetationsbedeckung. Palynologische Untersuchungen zur Paläovegetation der Region zeigen, dass die Zusammensetzung der früh- und mittelholozänen Vegetation der heutigen ähnlich ist (SCHULZ, 1980; JOLLY, 1998). Hinweise auf tropische Vegetationsfloren sind in den untersuchten Pollenprofilen nur selten nachzuweisen (SCHULZ, 1980). Die Untersuchungen von SCHULZ (1980 & 1979) sowie GRUNERT (1983) im Seeterrassental deuten auf eine lockere Savannenvegetation hin, die möglicherweise in lockerer Form bis auf die Hochfläche des Plateaus de Mangueni reicht. Zu berücksichtigen ist, dass die potentiellen Stillwasserbereiche in Folge der Aufstausituation im Seeterrassental zu einer lokalen klimatischen Gunstsituation geführt haben können. RENNSSEN (2006) modelliert für die Zeit von 9 bis 7,5 ka cal. B.P. eine Niederschlagsmenge von  $290 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  und folgert eine Vegetationsbedeckung von durchschnittlich 70%. Für das Mittelholozän geht die Vegetationsbedeckung auf 50% zurück, bei  $210 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  Niederschlag. Dieser Veränderung der Vegetationsdichte (SCHULZ, 1980) soll die Änderung der Curve Number Rechnung tragen.

Vergleicht man die hydraulischen Abflussberechnungen mit den modellierten Abflüssen für die Gerinnegeneration T1 jeweils für beide Ansätze ( $Q_C$ ,  $Q_{M-S}$ ), so zeigen die Abflüsse im Bereich des Oberlaufs eine gute Übereinstimmung und damit eine gute Qualität der Modellierung. Dies ist konzeptbedingt nicht anders zu erwarten, da das Modell vom oberen zum nächsten unterliegenden Teileinzugsgebiet aufgebaut ist. Auch die Ergebnisse des Unterlaufs zeigen eine gute Übereinstimmung. Deutliche Differenzen zwischen den Abflüssen der hydraulischen Abflussberechnung und den modellierten Abflüssen werden im Bereich des Mittellaufs deutlich. Das Modell unterschätzt die Abflüsse für beide Ansätze sehr deutlich. Die möglichen Gründe hierfür können erst nach einer geänderten Kalibrierung ausreichend diskutiert werden (siehe folgendes Unterkapitel).

Bei dem Vergleich der hydraulischen Abflussberechnung mit den modellierten Abflüssen für die Gerinnegeneration T2 für beide Ansätze ( $Q_C$ ,  $Q_{M-S}$ ), zeigt sich eine gute Übereinstimmung der Abflüsse für den Oberlauf. Auch hier ist diese Übereinstimmung konzeptbedingt. Im Gegensatz zur Modellierung der Abflüsse der Gerinnegeneration T1 zeigen sich bei konstantem Beibehalten der Parameter aus der Kalibrierung des aktuellen Gerinnes im Bereich des Mittel- und des Unterlaufs nur sehr schlechte Übereinstimmungen. Damit muss zumindest für das Gerinne der Generation T2 dieser Ansatz verworfen werden.

### 8.3.3. N-A-Modellierung der Paläogerinne mit geänderten Kalibrierungsparametern

Um das N-A-Verhalten des Paläogerinnes der Terrassengeneration T2 abbilden zu können, muss eine erneute Kalibrierung durchgeführt werden. HEC-HMS ist ein empirisches Modell (HEC-HMS, 2008; BRONSTERT ET AL., 2001), welches auf Grundlage der Eingangsdaten eine Ausgabe generiert. Ändert man die Kalibrierung nicht, so liegt die Annahme zu Grunde, dass es im N-A-Verhalten keine systematischen Änderungen gibt. Da aber die Ergebnisse der N-A-Modellierung mit gleichbleibenden Kalibrierungsparametern (Kap. 7.2) für das Paläogerinne der Terrassengeneration T1 mäßig und für das Paläogerinne der Terrassengeneration T2 schlecht sind, wird eine erneute N-A-Modellierung mit einer geänderten Kalibrierung der entsprechenden Parameter durchgeführt (Kap. 7.3), im Text als „Nachkalibrierung“ bezeichnet.

Der Parameter Curve Number und die damit verbundene ‚Initial Abstraction‘ wird analog zu Kap. 7.2 für die verschiedenen Paläogerinne gesetzt. Die Erläuterungen hierfür entsprechen denen aus Kap. 8.3.2. Die Kalibrierungsstrategie ändert sich grundlegend. Im Gegensatz zu der N-A-Modellierung mit gleichbleibenden Kalibrierungsparametern (Kap. 7.2), wird bei der N-A-Modellierung der Paläogerinne mit geänderter Kalibrierung das Modell nicht vom Ober- zum Unterlieger aufgebaut. Die Kalibrierung findet an den Abflüssen des Mittel- und Unterlaufes statt. Darüber hinaus wird der Parameter ‚Fraction‘, also ein Verhältniswert der Strömung, neu kalibriert.

Für das Paläogerinne der Terrassengeneration T1 sind die Ergebnisse in Tab. 7.3 und Abb. 7.5 zusammengefasst. Es zeigt sich für beide Ansätze ( $Q_C$ ,  $Q_{M-S}$ ) und für alle Teileinzugsgebiete eine gute Übereinstimmung der modellierten Abflüsse im Vergleich zu den hydraulischen Abflussberechnungen. Vor allem im Bereich des Mittellaufs ist die Übereinstimmung bei der hier gewählten Modellierungsstrategie besser als die Ergebnisse der N-A Modellierung mit gleichbleibenden Kalibrierungsparametern (Kap. 7.2). Eine erneute Iteration des Niederschlags entfällt, da die Niederschlagswerte auf Basis der Modellierungsstrategie aus Kap. 7.2 ein gutes Ergebnis gezeigt haben und der N-A-Modellierung mit geänderten Kalibrierungsparametern als Eingangsdaten dienen.

Für das Paläogerinne der Terrassengeneration T2 sind die Ergebnisse in Tab. 7.4 und Abb. 7.6 zusammengefasst. Für den Ansatz nach Manning-Strickler wird auch hier eine gute Übereinstimmung zwischen den modellierten Abflüssen und den hydraulischen Abflussberechnungen erzielt. Für die nach dem Ansatz von Costa modellierten Abflussdaten zeigt sich, dass der Oberlauf nicht optimal im Modell wiedergegeben werden kann. Die geänderte Kalibrierungsstrategie wird hier deutlich. Für die iterierten Niederschlagswerte für den Ansatz nach Manning-Strickler gilt entsprechend dem Paläogerinne der Terrassengeneration T1, dass die guten Ergebnisse der Modellierungsstrategie aus Kap. 7.2 als Eingangsdaten dienen. Für den Ansatz nach Costa muss jedoch eine erneute Iteration der Niederschläge durchgeführt werden, um befriedigende Ergebnisse der N-A-Modellierung zu erhalten.

Für eine Verbesserung der Modellierungsergebnisse des Abflusses für den Oberlauf für das Paläogerinne der Terrassengeneration T2 wird erneut eine Änderung der Kalibrierungsstrategie vorgenommen. Der Parameter ‚Fraction‘ wird vom Ober- zum Unterlieger neu kalibriert (Tab. 7.5, Abb. 7.7). Erneut können die guten Ergebnisse vom

Ober- zum Unterlauf im Mittellauf nicht erreicht werden, sie sind jedoch besser als bei der N-A-Modellierung mit gleichbleibender Parametrisierung (Kap. 7.2, Abb. 7.6).

#### *Fazit der verschiedenen Kalibrierungsstrategien der Paläogerinne*

Die Modellierungsstrategie mit gleichbleibender Kalibrierung liefern für die Paläogerinne der Terrassengenerationen T1 und T2 keine überzeugenden Ergebnisse. Daraus folgt, dass es empirisch zwischen der aktuellen Gerinnedynamik (FB) und den Paläogerinnen (T1, T2) keinen gut modellierbaren Zusammenhang gibt. Kap. 7.3 zeigt, dass für das Paläogerinne der Terrassengeneration T1 eine funktionierende Modellierung für das gesamte Gerinne möglich ist, allerdings mit einer erneuten Kalibrierung. Die Veränderung der Kalibrierparameter verdeutlicht, dass es einen Unterschied in der Gerinnedynamik des aktuellen Gerinnes (FB) und dem Paläogerinne (T1) gibt.

Für die Modellierung des Abflusses des Paläogerinnes der Terrassengeneration T2 auf Grundlage des Manning-Strickler Ansatzes ist eine funktionierende Modellierung für das gesamte Gerinne möglich, ebenfalls mit einer erneuten Kalibrierung. Auch hier bedeutet dies einen Wechsel in der Gerinnedynamik. Wesentlich problematischer ist die Situation für die Modellierung des Abflusses des Paläogerinnes der Terrassengeneration T2 auf Grundlage des Costa-Ansatzes. Trotz Anwendung verschiedener Strategien kann keine Modellierung die Situation des gesamten Gerinnes des Seeterrassentals zufriedenstellend abbilden. Durch die Veränderung der Kalibrierungsstrategie kann die große Diskrepanz im Bereich des Mittel- und Unterlaufs (Abb. 7.4) gelöst werden, jedoch zu Ungunsten des Oberlaufs. Der Mittellauf hat das Gerinnequerprofil Q4 als Auslass. Die Lage des Gerinnequerprofils (Abb. 6.7) zeigt, dass es unterhalb der beiden gut abgebildeten Laufwegsverkürzungen liegt. Die Abflüsse aus der hydraulischen Abflussberechnung liegen im Mittellauf immer oberhalb von den durch die Modellierung berechneten Werten, besonders stark beim Ansatz nach Costa. Es war nicht möglich HEC-HMS so zu parametrisieren, dass das gesamte Paläogerinne der Terrassengeneration T2 auf Grundlage des Costa-Ansatzes gut modelliert werden konnte. Die empirischen N-A-Beziehungen, die dem Modell zu Grunde liegen, bilden die Situation im Seeterrassental nicht ausreichend ab. Eine mögliche Ursache hierfür liegt in der bereits beschriebenen Änderung der Abflussdynamik. Besonders deutlich wird dies bei den durch Anwendung des Ansatzes nach Costa ermittelten Abflüssen. Nach der hydraulischen Abflussberechnung muss mehr Wasser geflossen sein, als es das Modell wiedergibt. Dies wird als Hinweis darauf gewertet, dass die Informationen aus den Gerinnequerprofilen das Abflussverhalten des oder der auslaufenden Stillwasserbereiche wiedergeben. Eine Situation, die das N-A-Modell nicht abbilden kann. Dies dokumentiert sich auch in der Diskrepanz zwischen der Güte der Modellierungsergebnisse für den Ober- und Mittellauf.

Daraus folgt, dass sich das Paläogerinne der Terrassengeneration T2 im Anschluss an die frühholozäne Stillwasserphase (vgl. Kap. 8.2.2 Chronologie) ausgebildet hat. In dieser ersten (post-stillwassersedimentären) Gerinnephase sind möglicherweise Hochflutereignisse infolge des Ausbruchs der ehemaligen Stillwasserbereiche enthalten. Für das Paläogerinne der Terrassengeneration T1 hat sich das Gerinnesystem auf die potentiell höheren Niederschläge des mittleren Holozäns eingestellt und zeigt ein anderes Abflussverhalten als das aktuelle Gerinne.

### 8.3.4. Zusammenfassung der abgeleiteten effektiven Niederschläge der Paläogerinne

In Tab. 8.4 sind die aus der N-A Modellierung abgeleiteten effektiven Niederschläge zusammengefasst. Die Niederschläge wie sie aus der Modellierung des aktuellen Gerinnes abgeleitet werden, sind bereits in Kap. 8.3.1 diskutiert. Für die aus der N-A Modellierung durch Iteration abgeleiteten effektiven Niederschläge der Paläogerinne gibt es jedoch keine gemessenen Vergleichsdaten. Daher müssen diese abgeleiteten Daten mit Ergebnissen anderer Arbeiten und Herangehensweisen verglichen werden. SCHULZ (1993) nimmt auf der Basis von Paläovegetationsuntersuchungen im Niger für das mittlere Holozän bei 19° N eine Jahresniederschlagshöhe von 350-400 mm, bei 20° N von 200-250 mm an. Das Untersuchungsgebiet des Seeterrassentals liegt bei 22° N. RENSSON ET AL. (2006) modellieren für die Zeit von 9 bis 7,5 ka cal. B.P. eine Jahresniederschlagsmenge von 290 mm·a<sup>-1</sup>. GRUNERT ET AL. (1991) schätzen den jährlichen Niederschlag im Frühholozän für die Station Dibella (Ostniger) auf 300-400 mm·a<sup>-1</sup>. Für diese Phase postulieren FLOHN & NICHOLSON (1980) dauerhaft fließende Flüsse zwischen der Kufraoase und dem Tibesti Gebirge bei einer Niederschlagsmenge von 250-400 mm·a<sup>-1</sup>. Das Maximum der Monsunintensität und den damit verbundenen höchsten Wasserständen der Seen und Sümpfe in der Zentralen Sahara wird unter anderem von BAUMHAUER (1986;1991), GASSE ET AL. (1990) oder FLOHN & NICHOLSON (1980) beschrieben. PETIT-MAIRE (1993) bezeichnet die Phase von 8,5 bis 6,5 ka cal. B.P. als ein klimatisches Optimum mit permanenten Frischwasserseen und Niederschlägen mit Werten des fünfzigfachen der heutigen Werte, also bis zu 1000 mm·a<sup>-1</sup>. Nach PETIT-MAIRE (1993) lag das Untersuchungsgebiet des Seeterrassentals im ausgehenden Frühholozän im Bereich der Sahelgrenze. 40% mehr Niederschläge in Nordafrika im Vergleich zu heutigen Bedingungen beschreiben DEMENOCAL ET AL. (2000), KUTZBACH & GUETTER (1986) und PRELL & KUTZBACH (1987). Für das Mittelholozän geben DAMNATI (2000) und RENSSON ET AL. (2006) instabile Klimabedingungen an mit einem Wandel zu trockeneren Bedingungen. Die jährlichen Niederschläge sinken zu dieser Zeit auf 210 mm·a<sup>-1</sup> bei gleichzeitig steigender Niederschlagsvariabilität.

**Tabelle 8.4.** Zusammenfassung der aus der N-A-Modellierung abgeleiteten effektiven Niederschläge, getrennt nach Modellierungsansatz und Modellaufbau. Entnommen aus Tab. 7.2, 7.3, 7.4 und 7.5.

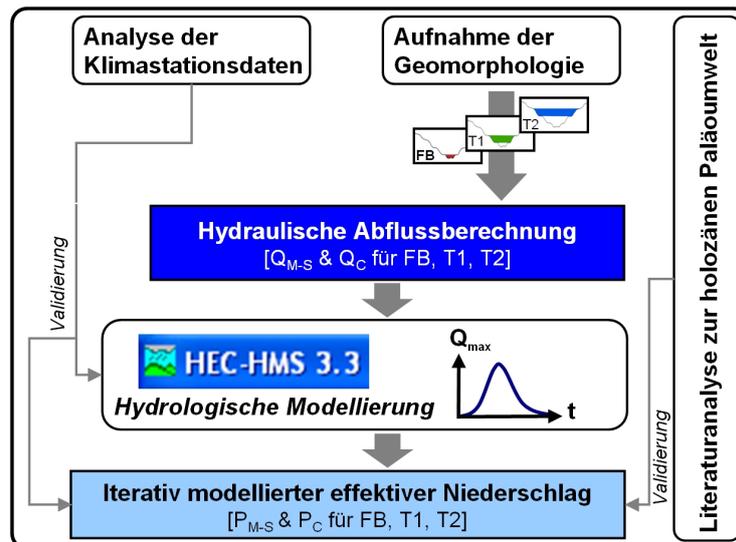
	<b>Niederschlag</b> Costa-Ansatz [mm · 1h <sup>-1</sup> ]	<b>Niederschlag</b> Manning-Strickler-Ansatz [mm · 1h <sup>-1</sup> ]
<u>N-A Modellierung des aktuellen Gerinnes:</u>		
Aktuelles Gerinne	58	48
<u>N-A Modellierung der Paläogerinne mit gleichbleibenden Kalibrierungsparametern:</u>		
Paläogerinne der Terrassengeneration T1	119	102
Paläogerinne der Terrassengeneration T2	163	155
<u>N-A Modellierung der Paläogerinne mit geänderten Kalibrierungsparametern (Mittellauf / Unterlauf):</u>		
Paläogerinne der Terrassengeneration T1	119	102
Paläogerinne der Terrassengeneration T2	204	155
<u>N-A Modellierung der Paläogerinne mit geänderten Kalibrierungsparametern (Oberlauf):</u>		
Paläogerinne der Terrassengeneration T2	163	--

Auch wenn diese Informationen keine direkten Aussagen über den Wert von einzelnen Extremereignissen liefern, zeigen sie, dass die modellierten Niederschlagswerte in einem Wertebereich liegen, der durch die aus Klimaproxy-Daten rekonstruierten Jahresniederschlagssummen gedeckt ist. Es ist dabei davon auszugehen, dass je arider eine Region ist, desto stärker setzt sich der mittlere Jahresniederschlag aus einzelnen erratischen (Extrem-) Ereignissen zusammen (TOOTH, 2000; THORNES, 1994; YAIR & RAZ-YASSIF, 2004).

Die Ergebnisse der Größenfrequenzanalyse (Kap. 5.4) für die Klimastation N'Guigmi (S-Niger) zeigen Werte für Extremereignisse von 207,2 mm (10-jähriges Ereignis) und 299,9 mm (50-jähriges Ereignis). Die Klimastation N'Guigmi liegt in der südlich angrenzenden Klimazone (vgl. Kap. 5.2), was gemäß den Aussagen von PETIT-MAIRE (1993) der frühholozänen Situation des Untersuchungsgebiets entspricht. Damit können die aus der N-A-Modellierung abgeleiteten effektiven Niederschlagswerte als plausibel eingestuft werden.

## 9. Fazit

Die höchsten Hochflutereignisse treten in ariden Gebieten auf. Die Arbeiten von CRIPPEN & BUE (1977) sowie COSTA (1987) belegen für die USA, dass dort die größten Abflussereignisse in ariden und semiariden Regionen auftreten. Solche Untersuchungen sind für die Zentrale Sahara unbekannt. Die vorliegende Arbeit (Abb. 9.1) versucht mit ihrem methodisch-konzeptionelle Aufbau diese Lücke zu schließen.



**Abbildung 9.1.** Konzeptioneller Aufbau bestehend aus Datengrundlage, Methodik und Ergebnissen. Dunkelblau: hydraulische Abflussberechnung als Modellinput (Q<sub>M-S</sub> = Abflussberechnung nach Manning-Strickler, Q<sub>C</sub> = Abflussberechnung nach Costa); Hellblau: effektiver Niederschlag als Modelloutput (P<sub>M-S</sub> = effektiver Niederschlag auf Basis der Abflusswerte nach Manning-Strickler, P<sub>C</sub> = effektiver Niederschlag auf Basis der Abflusswerte nach Costa).

Die Analyse der Klimadaten zeigt, dass für die Makroskala für die Zentrale Sahara eine gute Beschreibung der aktuellen Situation möglich ist. Regionalisierungen (z.B. Größenfrequenzanalyse) lassen sich zwar auf den bestehenden Daten durchführen, geht man jedoch auf die lokale Skala des Einzugsgebiets des Seiterrassentals ist auf Grund der Datenqualität eine eindeutige klimatische Charakterisierung schwierig. Es kann zum Beispiel nicht eindeutig geklärt werden, ob die Niederschläge in der Region aus dem winterlichen Westwindssystem oder aus dem Monsunsystem kommen. Für die aktuell hyperaride Region der Zentralen Sahara stellt dies aber kein zentrales Problem dar, denn die Niederschläge fallen in der Regel unabhängig von ihrer Herkunft bzw. Genese (Monsun, Westwindzone) als kurze, starke Ereignisse

Eine genaue Aufnahme der gerinnemorphologischen Parameter und die Ableitung der hydraulischen Abflussberechnungen liefert die Datenbasis für eine Niederschlags-Abfluss Modellierung (Abb. 9.1). Zur hydraulischen Abflussberechnung werden die Ansätze nach Manning-Strickler (Q<sub>M-S</sub>, Gl. 3.9) und nach Costa (Q<sub>C</sub>, Gl. 3.11) herangezogen. Der Ansatz nach Manning-Strickler spiegelt eher den bordvollen Abfluss der Abflussereignisse wieder. Damit kommt es vor allem bei Abflüssen, die über die Terrassenkanten hinausreichen zu einer möglichen Unterschätzung des Abflussereignisses. Der Ansatz nach Costa gibt über die Größe der Geröllcluster die Information über Abflussspitzen wieder (Q<sub>max</sub>). Damit kommt es bei den Werten nach Costa zu einer möglichen Überschätzung des Abflussereignisses.

Die eindeutige Differenzierung in verschiedene Terrassenniveaus, ein aktuelles (im Sinne von bis zu wenige Hundert Jahre alt) und zwei Paläo-Terrassenniveaus, zeigt die Veränderung des Abflussverhaltens des kleinen Einzugsgebiets des Seeterrassentals. Daher werden in dieser Arbeit beide Ansätze für die vorhandenen Terrassenniveaus verwendet und geben die Ober- und die Untergrenze der Magnitude der potentiellen Abflussereignisse wieder. Für alle Gerinne nehmen die Abflüsse vom Oberlauf zum Unterlauf hin ab, ein Verhalten welches für Einzugsgebiete in ariden Gebieten bekannt ist (GRAF, 1983) und maßgeblich von der Porosität der Gerinneverfüllung und von der hydraulischen Leitfähigkeit der undurchlässigsten Schicht im Untergrund abhängt (unter anderen BUTCHER & THORNES, 1978). Für das Seeterrassental findet man dieses Verhalten für beide Abflussberechnungsansätze. Für das aktuelle Gerinne reichen die Abflusswerte von  $3,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $Q_{M-S}$ ) bzw.  $9,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $Q_C$ ) im Oberlauf bis  $0,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $Q_{M-S}$ ) bzw.  $2,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $Q_C$ ) im Unterlauf. Für das Paläogerinne der Terrassengeneration T1 liegen die Abflusswerte zwischen  $33,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $Q_{M-S}$ ) bzw.  $50,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $Q_C$ ) im Oberlauf und  $4,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $Q_{M-S}$ ) bzw.  $10,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $Q_C$ ) im Unterlauf. Die Abflusswerte der Terrassengeneration T1 liegen zwischen  $80,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $Q_{M-S}$ ) bzw.  $144,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $Q_C$ ) im Oberlauf und  $49,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $Q_{M-S}$ ) bzw.  $69,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $Q_C$ ) im Unterlauf. Vergleichbare Studien von SCHICK & LEKACH (1987) sowie GREENBAUM ET AL. (2000) zeigen ähnliche Ergebnisse, und unterstreichen die Plausibilität der durchgeführten Berechnungen. Diese Daten bilden die Grundlage zur Beantwortung die gestellten:

*Fragestellung 1: Kann basierend auf gemessenen fluvialen Formen der Niederschlag, der zur Entstehung dieser geführt hat, rekonstruiert werden?*

Die Herausforderung ein semidistributiv-konzeptionelle Modell (HEC-HMS) auf Basis eines fragmentarischen Datensatzes zu betreiben beeinflusst ganz wesentlich die Modellierungsstrategie. Im Zentrum stehen die genannten hydraulischen Abflussberechnungen nach Manning-Strickler ( $Q_{M-S}$ ) und Costa ( $Q_C$ ).

Bei dem gewählten methodischen Aufbau ist der Erkenntnisgewinn vor allem im Bereich der Paläoniederschläge groß. Bisher wurden solche Informationen aus palynologischen Daten abgeleitet beziehungsweise aus Klimamodellen statistisch gewonnen. In der vorliegenden Arbeit wurden Informationen über Paläoabflüsse direkt aus den fluvialen Formen berechnet. Es können konkrete Ergebnisse für das Seeterrassental modelliert und damit der effektive Niederschlag für das Einzugsgebiet rekonstruiert werden. In Tab. 8.4 sind die aus der N-A Modellierung abgeleiteten effektiven Niederschläge zusammengefasst.

Für das aktuelle Gerinnebett kann die Analyse der Klimadaten, vor allem die Größenfrequenzanalyse der Niederschlagsdaten, Information für die Validität der Ergebnisse liefern. Die auf Grundlage der Größenfrequenzanalyse der Station Bilma berechnete Wahrscheinlichkeit der Wiederkehrintervalle von Niederschlagsereignissen liegt für das Seeterrassental zwischen 1500 Jahren ( $P_C = 58 \text{ mm} \cdot 1\text{h}^{-1}$ ) bzw. 400 Jahren ( $P_{M-S} = 48 \text{ mm} \cdot 1\text{h}^{-1}$ ). Daneben lässt sich die Plausibilität der iterativ modellierten, effektiven Niederschläge durch die Tagesniederschlagsdaten des GLOBALSOD-Datensatzes (Tab. 8.1) untermauern. Ein Vergleich der modellierten effektiven Niederschläge mit den Tagesniederschlagsmaxima der Stationen Bilma, Djanet und Tamanrasset zeigt, dass die modellierten effektiven Niederschlagswerte im Wertebereich der Niederschlagsmaxima der genannten Stationen liegen.

Für die aus der N-A Modellierung durch Iteration modellierten effektiven Niederschläge der Paläogerinne T1 und T2 des Seeterrassentals (22° N) ist diese Art der Validierung nicht möglich, da es keine gemessenen Vergleichsdaten gibt. Daher kann eine Prüfung der Plausibilität der Ergebnisse nur anhand der Literaturanalyse erfolgen (Abb. 9.1). Die Werte liegen zwischen  $204 \text{ mm}\cdot\text{1h}^{-1}$  ( $P_C$ , T2) und  $102 \text{ mm}\cdot\text{1h}^{-1}$  ( $P_{M-S}$ , T1). Den jährlichen Niederschlag im Frühholozän geben GRUNERT ET AL. (1991) für die Station Dibella (Ostniger) mit  $300\text{-}400 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  an, FLOHN & NICHOLSON (1980) geben für die Region zwischen der Kufraoase und dem Tibesti Gebirge  $250\text{-}400 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  an. RENSSON ET AL. (2006) modellieren für die Zeit von 9 bis 7,5 ka cal. B.P. eine Jahresniederschlagsmenge von  $290 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . PETIT-MAIRE (1993) gibt für die Phase von 8,5 bis 6,5 ka cal. B.P. Niederschlägen mit Werten des fünfzigfachen der heutigen Werte an, also bis zu  $1000 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . DEMENOCAL ET AL. (2000), KUTZBACH & GUETTER (1986) und PRELL & KUTZBACH (1987) beschreiben 40% mehr Niederschläge in Nordafrika im Vergleich zu heutigen Bedingungen. Für das Mittelholozän nimmt SCHULZ (1993) im Niger auf der Basis von Paläovegetationsuntersuchungen Jahresniederschlagshöhen von  $350\text{-}400 \text{ mm}$  (19° N), beziehungsweise von  $200\text{-}250 \text{ mm}$  (20° N) an. DAMNATI (2000) und RENSSON ET AL. (2006) geben für die selbe Zeit instabile Klimabedingungen an mit einem Wandel zu trockeneren Bedingungen, die jährlichen Niederschläge sinken auf  $210 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  bei gleichzeitig steigender Niederschlagsvariabilität.

Diese Informationen liefern zwar keine direkten Aussagen einzelne Extremereignisse, zeigen jedoch, dass die modellierten Niederschlagswerte in einem Wertebereich liegen, der sich auch in dem aus Klimaproxy-Daten rekonstruierten Jahresniederschlagssummen widerspiegelt. Nach Untersuchungen von TOOTH (2000), THORNES (1994) sowie YAIR & RAZ-YASSIF (2004) ist davon auszugehen, dass in ariden regionen mit zunehmender Aridität sich der mittlere Jahresniederschlag aus einzelnen erratischen (Extrem-) Ereignissen zusammensetzt. Nimmt man die Ergebnisse der Größenfrequenzanalyse der südlich angrenzenden Klimazonen (Sahel) hinzu zeigen sich für die Klimastation N'Guigmi Werte für Extremereignisse von  $207,2 \text{ mm}$  (10-jähriges Ereignis) und  $299,9 \text{ mm}$  (50-jähriges Ereignis). Nach PETIT-MAIRE (1993) lag das Untersuchungsgebiet des Seeterrassentals im ausgehenden Frühholozän im Bereich der Sahelgrenze. Auf Grundlage der vorangegangenen Argumente können die aus der N-A-Modellierung abgeleiteten effektiven Niederschlagswerte als plausibel eingestuft werden.

Einschränkend muss jedoch gesagt werden, dass die Genauigkeit beziehungsweise die Unsicherheit der hydrologischen Modellierung nicht sicher abgeschätzt werden kann. Zudem kann der methodische Ansatz für weiterführende Analysen an einigen Punkten verbessert werden. Vor allem das Problem der unbekanntenen Güte der Modellierung könnte über die Integration regional und zeitlich hochaufgelösten Klimastationsdaten ansatzweise gelöst werden. Diese Daten stehen aber bis dato nicht zur Verfügung. Die Kalibrierung des Modells für das rezente Gerinnebett basierend auf gut aufgelösten Niederschlagsdaten würde die Ergebnisse auf eine verlässlichere Basis stellen. Ein weiterer Punkt der Optimierung wäre die Quantifizierung der Infiltration innerhalb des Untersuchungsgebietes. Gezielte direkte Messungen im Einzugsgebiet können dazu beitragen die Dynamik der Infiltration entlang des Gerinnes besser zu verstehen und dementsprechend abbilden zu können (vgl. BERKING ET AL., 2010).

Abschließen kann die gestellte Frage positiv beantwortet werden. Das genutzte N-A-Modell hat den Vorteil, dass eine statistische Niederschlags-Abfluss Beziehung zugrunde

liegt und nicht wie bei Paläoklimamodellen statistische Beziehungen für globale atmosphärische Zirkulationsmuster. Zudem sind die iterativ generierten effektiven Niederschläge erstmalig für das Untersuchungsgebiet des Seeterrassentals berechnet worden und bieten damit genauere Informationen als die bisher verfügbaren Informationen.

*Fragestellung 2: Welche zusätzlichen Aussagen sind auf Basis der Niederschlags-Abfluss Modellierung möglich?*

Die Ergebnisse zeigen für das Untersuchungsgebiet des Seeterrassentals unterschiedliche Abfluss- beziehungsweise Niederschlagsverhalten. Zum einen sind es die Niederschläge und Abflüsse die zum aktuellen Gerinnebett führen. Sie entsprechen weitestgehend den Erwartungen der wenigen Messwerten in der Region. Zum Anderen sind es die hiervon sich deutlich unterscheidenden Niederschlags-Abfluss Verhältnisse der Gerinnegeneration der Terrassenniveaus T1 und T2. Alle drei untersuchten Gerinneniveaus unterscheiden sich deutlich in ihrem Niederschlags-Abfluss Verhalten und zeigen damit die diachrone Veränderung der Abflussdynamik. Wie bereits in Kap. 8.2.2 diskutiert ist der Aufbau einer alle Gerinnegenerationen umfassenden Chronologie schwierig. Grundlage bilden die von GRUNERT (1983) und BRAUNECK (2010) datierten Stillwassersedimente. Auf Grundlage der Untersuchungen von BRAUNECK (2010) erfolgt eine initiale Einschneidung nach ca. 8500 a cal. B.P., auf Grundlage der Untersuchungen von GRUNERT (1983) eine initiale Einschneidung ab ca. 7800 a cal. B.P. Über der jüngsten Datierung von GRUNERT (1983) lagert eine weitere, als Seekreide ausgewiesene Schicht. Die initiale Einschneidung erfolgte somit wahrscheinlich später, da die Einschneidung auch in der hangenden, nicht von der Datierung erfassten, Seekreide erfolgt ist. Damit fällt die initiale Einschneidung, also das Paläogerinne der Terrassengeneration T2, zeitlich in die mittelholozäne Feuchtphase. Ob diese initiale Einschneidung bereits mit dem 8,2 ka B.P. Ereignis einsetzt, wie es die Ergebnisse von BRAUNECK (2010) vermuten lassen, oder erst ab 7,4 ka (Mittelholozäne Feuchtphase nach FLOHN & NICHOLSON, 1980; GEYH & JÄKEL, 1973; SERVANT & SERVANT-VILDARY, 1980; GASSE & VAN CAMPO, 1994, von 7,4 ka B.P. bis 5,7 ka B.P.) wie es die Ergebnisse von GRUNERT (1983) vermuten lassen, bleibt unklar.

Weniger eindeutig ist die Situation für das unterhalb anschließende Terrassenniveau T1. Die niedrigeren Niederschlags- und Abflusswerte entsprechen der Vorstellung einer zunehmenden Aridisierung der Sahara seit dem frühen bzw. mittleren Holozän (unter vielen anderen BAUMHAUER ET AL., 2004; GASSE ET AL., 1990; RENSSON ET AL., 2006, FLOHN & NICHOLSON, 1980; GEYH & JÄKEL, 1973; GASSE & VAN CAMPO, 1994; FOLEY ET AL., 2003; LEZINE ET AL., 1990; PACHUR & HOELZMANN, 1991; DEMENOCAL ET AL., 2000). Diese Phase wird aber durch kurze Feuchteperioden unterbrochen (unter anderen VÖLKEL, 1988; JÄKEL, 1979; BAUMHAUER, 1988; LEZINE & CASANOVA, 1989c). Für die chronologische Einordnung der Gerinnegeneration T1 gibt es die beiden in Kap 8.2.2 genannten Hypothesen: 1. Einschneidung in einer spätholozänen kurzen Feuchtphase, 2. Einschneidung direkt im Anschluss an die Einschneidung des Gerinnes T2, also in der ausgehenden mittelholozänen Feuchtphase. Die jüngste Gerinnegeneration (FB) wird dem aktuellen Gerinne zugeordnet. Eine genaue Altersabschätzung ist jedoch nicht möglich, und kann im Bereich von wenigen bis zu mehreren hundert Jahren liegen.

Neben der Chronologie der Terrassengeneese (bzw. deren Einschneidung) kann die die Wahl der Modellierungsstrategie, beziehungsweise die damit verbundenen Schwierigkeiten, ebenfalls weiterführenden Hinweise der diachronen Abflussdynamik des Seeterrassentals

geben. Die in Kap. 8.3.2 und Kap. 8.3.3 beschriebene Modellierungsstrategie zeigt, dass bei, bezogen auf das aktuelle Gerinne, unveränderter (gleichbleibend) Kalibrierung die Paläogerinne der Terrassengenerationen T1 und T2 keine überzeugenden Ergebnisse liefern. Daraus folgt, dass es empirisch zwischen der aktuellen Gerinne (FB) und den Paläogerinnen (T1, T2) keinen gut modellierbaren Zusammenhang im Abflussverhalten gibt. Für das Paläogerinne der Terrassengeneration T1 zeigt sich bei einer Neukalibrierung für das gesamte Gerinne ein sinnvolles Modellierungsergebnis. Die Veränderung dieser Kalibrierung zeigt, dass es einen Unterschied in der Gerinndynamik des aktuellen Gerinnes (FB) und dem Paläogerinne (T1) gibt. Ebenfalls einen Wechsel in der Gerinndynamik lässt sich für die Modellierung des Abflusses des Paläogerinnes der Terrassengeneration T2 auf Grundlage des Manning-Strickler Ansatzes feststellen. Auch hier sind sinnvolle Modellierungsergebnisse für das gesamte Gerinne erst nach einer erneuten Kalibrierung möglich. Trotz Anwendung verschiedener Kalibrierungen für die Modellierung des Abflusses des Paläogerinnes der Terrassengeneration T2 auf Grundlage des Costa-Ansatzes kann HEC-HMS nicht so parametrisiert werden, dass das gesamte Paläogerinne sinnvoll abgebildet wird. Vor allem der Mittellauf mit dem Gerinnequerprofil Q4 als Auslass macht eine Modellierung des Gesamtgerinnes unmöglich. Die Abflüsse aus der hydraulischen Abflussberechnung liegen im Mittellauf stets oberhalb der Modellergebnisse. Die Lage des Gerinnequerprofils (Abb. 6.7) im Gerinnelängsprofil zeigt, dass es unterhalb der beiden gut abgebildeten Laufwegsverkürzungen liegt. Die empirischen N-A-Beziehungen, die HEC-HMS zu Grunde liegen, können die Situation im Seeterrassental für das Paläogerinne der Terrassengeneration T2 nicht ausreichend abbilden. Besonders deutlich wird dies bei den durch Anwendung des Ansatzes nach Costa ermittelten Abflüssen. Nach der hydraulischen Abflussberechnung muss mehr Wasser geflossen sein, als es die Modellierung wiedergibt. Eine mögliche Ursache dieser starken Änderung der Abflussdynamik könnten die namensgebenden Stillwasserbereiche im Seeterrassental sein. Das Auslaufen des oder der Stillwasserbereiche kann zum Einen nicht durch die N-A Modellierung abgebildet werden so dass eine Kalibrierung nicht möglich ist. Zum Anderen kann ein Auslauf Szenario sich in der Gerinnegeomorphologie wiederfinden und damit auch in den hydraulischen Abflussberechnungen, vor allem der auf Grundlage des Costa-Ansatzes.

Zusammenfassend lässt sich folgendes diachrone Szenario darstellen: Das Paläogerinne der Terrassengeneration T2 hat sich im Bereich der mittelholozänen Feuchtphase im Anschluss an die (frühholozäne) Stillwasserphase ausgebildet. An der Genese dieser ersten Gerinnephase sind möglicherweise Hochflutereignisse infolge des Ausbruchs der ehemaligen Stillwasserbereiche beteiligt. Für das Paläogerinne der Terrassengeneration T1 gibt es zwei Hypothesen: 1. Die Einscheidung in das bestehende Gerinnebett T2 in einer spätholozänen kurzen Feuchtphase (zum Beispiel zwischen 3,5 und 4 ka B.P.); 2. Die Einscheidung in das bestehende Gerinnebett T2 nur wenig zeitversetzt an die eigentliche Einscheidung des Gerinnes T2, also in der ausgehenden mittelholozänen Feuchtphase (bis ca. 5,7 ka B.P.). In jedem Fall hat sich das Gerinnesystem auf die potentiell höheren Niederschläge des mittleren beziehungsweise späten Holozäns eingestellt und zeigt eine im Verhältnis zum aktuellen Gerinne veränderte Abflussdynamik. Das N-A Verhalten des aktuellen Gerinnes entspricht weitestgehend den Erwartungen der wenigen Messwerten in der Region.

## 10. Literaturverzeichnis

### 10.1 Schriftquellen

#### A

- ABRAHAMS, A.D., LI, G. & PARSONS, A.J. (1998):** Rill hydraulics on a semiarid hillslope, southern Arizona. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 21/1, pp. 35-47.
- ADAMS, M.E. (1999):** Savanna Environments. In: Goudie, A.S., Adams, W. & Orme, A.R.: *The Physical Geography of Africa*. Oxford University Press.
- ADAMS, L.J. & TETZLAFF, G. (1984):** Did lake Tschad exist around 18000 yrs BP.- *Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology, Series B* 34, pp. 299-308.
- ADAMSON, D.A. (1982):** The Integrated Nile. - In: WILLIAMS, M.A.J. & ADAMSON D.A. (Hrsg.): *A Land between two Niles. Quaternary Geology and Biology of the Central Sudan*. pp. 221-234. Rotterdam.
- ABBOTT, M.B., BATHURST, J.C., CUNGE, J.A., O'CONNELL, P.E. & RASMUSSEN, J. (1986):** An Introduction to the European Hydrological System, "SHE", 1: History and Philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, Vol. 87, pp. 45-59.
- AMBROGGI, R.P. (1966):** Water under the Sahara. *Scientific American*, Vol. 214, pp. 21-29.
- ANHUF, D. & FRANKENBERGER, P. (1991):** Die naturnahen Vegetationszonen Westafrikas. *Die Erde*, Vol. 122, pp. 243-265.
- AHEARN, D.S., SHEIBLEY, R.W., DAHLGREN, R.A., ANDERSON, M., JOHNSON, J. & TATE, K.W. (2005):** Land use and land cover influence on water quality in the last free-flowing river draining the western Sierra Nevada, California. *Journal of Hydrology*, Vol. 313, Issues 3-4. pp. 234-247.
- AHNERT, F. (1996/2003):** Einführung in die Geomorphologie. Verlag Eugen Ulmer GmbH & Co. Stuttgart.
- ALLEY, R.B. & ÁGÚSTSDÓTTIR, A.M. (2004):** The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 24 (2005), pp. 1123-1149.
- ARZ, H.W., LAMY, F., PÄTZOLD, J., MÜLLER, P.J. & PRINS, M. (2003):** Mediterranean Moisture Source for an Early-Holocene Humid Period in the Northern Red Sea. *Science*, Vol. 300, pp. 118-121.
- AYALON, A., BAR-MATTHEWS, M. & KAUFMAN, A. (1999):** Petrography, strontium, barium and uranium concentrations, and strontium and uranium isotope ratios in speleothems as palaeoclimatic proxies: Soreq Cave, Israel. *The Holocene*, Vol. 9 (6), pp. 715-722.

**B**

- BACKHAUS, K., ERICHSON, B., PLINKE, W. & WEIBER, R. (2003):** Multivariate Analysemethoden – Eine anwendungsorientierte Einführung. Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York.
- BAHRENBERG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (2003):** Statistische Methoden in der Geographie. Berlin, Stuttgart: 415.
- BARBOUR, M.T., GERRITSEN, J., SNYDER, B.D. & STRIBLING, J.B. (1999):** Rapid Bioassessment Protocols for Use in Streams and Wadeable Rivers: Periphyton, Benthic Macroinvertebrates and Fish – Second Edition. EPA 841-B-99-002. U.S. Environmental Protection Agency; Office of Water; Washington, D.C
- BAR-MATTHEWS, M., AYALON, A. & KAUFMANN, A. (1997):** Late Quaternary Paleoclimate in the Eastern Mediterranean Region from Stable Isotope Analysis of Speleothems at Soreq Cave, Israel. Quaternary Research, Vol. 47, pp. 155-168.
- BAUMHAUER, R. (2004):** Die spätpleistozänen und holozänen Paläoseen in der zentralen Sahara - neue Ergebnisse aus der Ténéré, dem Erg de Ténéré und dem Erg de Fachi-Bilma, NE-Niger. Die Erde, Vol. 135, Issues 3-4, pp. 289-313.
- BAUMHAUER, R. (1997):** Zur Grundwassersituation im Becken von Bilma, zentrale Sahara.- Würzburger Geographische Arbeiten, Vol. 92, pp. 131-146.
- BAUMHAUER, R. (1991):** Palaeolakes of the South Central Sahara: Problems of Palaeoclimatological Interpretation. Hydrobiologia, Vol. 214, pp. 347-357.
- BAUMHAUER, R. (1988):** Das Kawar-Holozäne Seen in einem Schichtstufenland. In: 46. Deutscher Geographentag München, Vol. 46, pp. 332-341.
- BAUMHAUER, R. (1987):** Holozäne limnische Akkumulationen im Bereich der Stufen von Zoo Baba und Dibella (NE-Niger). Palaeoecology of Africa, Vol. 18, pp. 167-177.
- BAUMHAUER, R. (1986):** Zur jungquartären Seenentwicklung im Bereich der Stufe von Bilma (NE-Niger). Würzburger Geographische Arbeiten, Vol. 65, 235 S.
- BAUMHAUER, R., BRAUNECK, J., SPONHOLZ, B., SCHULZ, E., OUMAROU, F.M., SANI, I. & POMEL, S. (2009):** Holocene palaeoenvironmental changes in Central Sahara inferred from Seggedim scarp foot depression (NE-Niger). – In: BAUMHAUER, R. & RUNGE, J. (Hrsg.): Holocene Palaeoenvironmental History of the Central Sahara. Palaeoecology of Africa, Vol. 29, pp. 39-62.
- BAUMHAUER, R., FELIX-HENNINGSSEN, P. & SCHÜTT, B. (2009):** Geomorphological and palaeoenvironmental research in the South-Central Sahara in review. In: BAUMHAUER, R. & RUNGE, J. (Hrsg.): Holocene Palaeoenvironmental History of the Central Sahara. Palaeoecology of Africa, Vol. 29, pp. 1-21.

- BAUMHAUER, R., SCHULZ, E. & POMEL, S. (2004):** Environmental changes in the Central Sahara during the Holocene - The Mid-Holocene transition from freshwater lake into sebkha in the Segedim depression, NE-Niger. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. 102, pp. 33-47.
- BAUMHAUER, R. & HAGEDORN, H. (1990):** Problems of ground water capture in the Kowar (Niger). *Applied Geography and Development*, Vol. 36, pp. 99-109.
- BAUMHAUER, R. & SCHULZ, E. (1984):** The Holocene Lake of Seguedine, Kaouar, NE Niger. *Palaeoecology of Africa*, Vol. 16, pp. 283-290.
- BECKER, A. (1975):** The integrated hydrological catchment model EGMO. *International Symposium and Workshop Applied Mathematical Models in Hydrology and Water Resources Systems, Bratislava. Hydrological Science Bulletin*, Vol. 21.
- BECKERS, B. & SCHÜTT, B. (2009):** Different dimensions of recent vegetation dynamics of North and West Africa. In: BAUMHAUER, R. & RUNGE, J. (Hrsg.): *Holocene Palaeoenvironmental History of the Central Sahara. Palaeoecology of Africa*, Vol. 29, pp. 197-219.
- BELL, F.C. (1979):** Precipitation. – In: GOODALL, D.W. & PERRY, R.A. (Eds.): *Arid Land Ecosystems*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 373–393.
- BELZ, S. (2000):** Nutzung von Landsat Thematic Mapper Daten zur Ermittlung hydrologischer Parameter. *Mitteilungen des Institutes für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe (TH)*, Vol. 206, 150 S.
- BERGER, A. & LOUTRE, B. (1991):** Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 10, pp. 297-317.
- BERGKAMP, G., CERDÀ, A. & IMESON, A.C. (1999):** Magnitude-frequency analysis of water redistribution along a climate gradient in Spain. *Catena*, Vol. 37(1-2), pp. 129-146.
- BERGSTRÖM, S. (1976):** Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments. *Department of Water Resources Engineering, Lund Institute of Technology, University of Lund, Bulletin Series A, No. 52*.
- BERKING, J., BECKERS, B. & SCHÜTT, B. (2010):** Runoff in two semi-arid watersheds in a geoarcheological context: A case study of Naga, Sudan, and Resafa, Syria. *Geoarchaeology*, Vol. 25, pp. 815–836.
- BESLER, H. (1992):** Geomorphologie der ariden Gebiete. *Erträge der Forschung*, Vol. 280, 189 S.
- BESLER, H. (1981):** Der Ostjet als Ursache verstärkter Aridität in der Sahara. *Geographische Rundschau*, Vol. 33 (1), pp. 24-26.
- BEUCHELT, E. (1968):** Niger. *Deutsche Afrika-Gesellschaft e.V. Bonn, Die Länder Afrikas*, Vol. 38, Kurt Schroeder, Bonn, 143 S.

- BEVEN, K.J. (2001):** Rainfall-runoff modelling: the Primer. Wiley, Chichester, 360 S.
- BEVEN, K.J., CALVER, A. & MORRIS, E. M. (1987):** Institute of hydrology distributed model. Internal Report No. 8, Institute of Hydrology, Wallingford
- BLUNIER, T.C.J., SCHANDER, J., STAUFFER, B. & RAYNAUD, D. (1995):** Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature*, Vol. 374, pp. 46-49.
- BRADLEY, R.S. (1999):** Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary. Second Edition. International Geophysics Series, Vol. 64, pp. 1-10.
- BRAUNECK, J. (2010):** Late Quaternary Climate Changes in the Central Sahara - New evidence from palaeoenvironmental research in NE-Niger. *Würzburger Geographische Arbeiten*, Vol. 103, 174 S.
- BRECKLE, S.-W. (2002):** Walters's Vegetation of the Earth. The Ecological Systems of the Geo-Biosphere, Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- BRIEM, E. (2002):** Formen und Strukturen der Fließgewässer. ATV-DVWK-Arbeitsberichte. Hennef, GFA - Verlag.
- BRONSTERT, A., FRITSCH, U. & KATZENMAIER, D. (2001):** Quantifizierung des Einflusses der Landnutzung und -bedeckung auf den Hochwasserabfluss in Flussgebieten. <http://www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/3595.pdf> (Stand Aug. 2010).
- BURKHAM, D.E. (1970):** Depletion of streamflow by infiltration in the main channels of the Tucson Basin, southeast Arizona. US Geological Survey, Water Supply Paper 1939.
- BUSCHE, D. (1998):** Die zentrale Sahara: Oberflächenformen im Wandel. 1. Aufl. Gotha: 284.
- BUSCHE, D. (1982):** Die geomorphologische Entwicklung des westlichen Murzuk-Beckens, des Djado-Plateaus und des nördlichen Kaouar (Zentrale Sahara). Habilitationsschrift Universität Würzburg, 440 S.
- BUSCHE, D. & STENGEL, I. (1993):** Rezente und vorzeitliche äolische Abtragung in der Sahara von Ostniger. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, Vol. 137, Heft 4, pp. 195-218.
- BUTCHER, G.C. & THORNES, J.B. (1978):** Spatial variability in runoff processes in an ephemeral channel. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 29*, pp. 83-92
- C**
- CHEN, Y., XU, Y. & YIN, Y. (2009):** Impacts of land use change scenarios on storm-runoff generation in Xitiaoqi basin, China. *Quaternary International*, Vol. 208, Issues 1-2, pp. 121-128.
- CHEN, H. (1996):** Object Watershed Link Simulations (Owls). – Dissertation der Oregon State University.

- CHOW, V.T. (1959):** Open-Channel hydraulics. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York.
- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. & MAYS, L.W. (1988):** Applied Hydrology. McGraw-Hill, Inc. Singapore
- CLAUSSEN, M., BROVKIN, V. & GANOPOLSKI. (2002):** Africa: Greening of the Sahara Africa: a hot spot of non-linear atmosphere-vegetation interaction. In: STEFFEN, W., JÄGER, J., CARSON, D.J. & BRADSHAW, C.: Challenges of a Changing Earth. Proceedings of the Global Change Open Science Conference, Amsterdam, the Netherlands, 10.-13.7.2001, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, N.Y., pp. 125-128.
- COE, J.A., KINNER, D.A. & GODT, J.W. (2008):** Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology*, Vol. 96, pp. 270-297.
- COSTA, J.E. (1987a):** Hydraulics and Basin Morphometry of the Largest Flash Floods in the Conterminous United States. *Journal of Hydrology*, Vol. 93, pp. 313-33.
- COSTA, J.E. (1987b)** A comparison of the largest rainfall-runoff floods in the United States with those of the Peoples Republic of China and the world. *Journal of Hydrology*, Vol. 96, pp. 101-115.
- COSTA, J.E. (1983):** Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Geological Society of American Bulletin*, Vol. 94, pp. 986-1004.
- CRAWFORD, N.N. & LINSLEY, R.K. (1966):** Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV. Technical Report No.39, Department of Civil Engineering, Stanford University – Palo Alto.
- CRIPPEN, J.R. & BUE, C.D. (1977):** Maximum floodflows in the conterminous United States. *US Geological Survey Water-supply Paper*, Vol. 1887, pp. 1-52.
- CROWLEY, T.J. (1999):** Correlating high-frequency climate variations. *Palaeoceanography*, Vol. 14, pp. 271-272.
- CUBASCH, U., VOSS, R., HEGERL, G.C., WASZKEWITZ, J. & CROWLEY, T.J. (1997):** Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. *Climate Dynamics*, Vol.13, Issue 11, pp. 757-767.
- CYFFKA, B. (1991):** Das Abflussverhalten kleiner Buntsandstein-Einzugsgebiete Untersuchungen im Gewässerkundlichen Forschungsgebiet Ziegehagen (Kaufunger Wald, Nordhessen). *Göttinger Geographische Abhandlungen*, Vol. 93, pp. 1-180.
- D**
- DAMNATI, B. (2000):** Holocene lake records in the Northern Hemisphere of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 31, pp. 253-262.
- DANE, J.H. & TOPP, G.C. (EDS.). (2002):** Methods of soil analysis, Part 4: Physical methods. Madison, WI: Soil Science Society of America.

- DE JONG, C.** (1995): Temporal and spatial interactions between river bed roughness, geometry, bedload transport and flow hydraulics in mountain streams – examples from Squaw Creek (Montana, USA) and Lainbach/Schmiedlaine (Upper Bavaria, Germany). *Berliner Geographische Abhandlungen*, Vol. 59, 229 S.
- DEMENOCA, P., ORTIZ, J., GUILDERSON, T., ADKINS, J., SARNTHEIM, M., BAKER, L. & YARUSKINSKY, M.** (2000): Abrupt Onset and Termination of the African Humid Period: Rapid Climate Response to Gradual Insolation Forcing. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 19, pp. 347-361.
- DE MARSILY, G.** (1986): *Quantitative Hydrology. Groundwater Hydrology for Engineers.* Academic Press. Orlando.
- DIN (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG e.V.)** (1994): DIN4049-3: Hydrologie – Teil3: Begriffe zur Quantitativen Hydrologie. Berlin: Deutsches Institut für Normung.
- DOMROES, M.; KAVIANI, M. & SCHAEFER, D.** (1998): An Analysis of Regional and Intra-annual Precipitation Variability over Iran using Multivariate Statistical Methods. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 61(3), pp. 151-159.
- DUBIEF, J.** (1971): Die Sahara eine Klima-Wüste. – In: SCHIFFERS, H. (Hrsg.): Die Sahara und ihre Randgebiete. Darstellung eines Naturgroßraumes. Band I: Physiogeographie. Weltforum Verlag, München, pp. 227-348.
- DUBIEF, J.** (1959/1963): Le climat du Sahara. Universite d'Alger. Institution de Recheres Sahariennes, Vol. 1 (1959), 312 S., Vol. 2 (1963), 274 S.
- DUCKE, K.** (2009): Räumliche und zeitliche Analyse ausgewählter Klimaelemente für den Raum Nordost-Afrika und Vorderasien. Unveröffentlichte Diplomarbeit der Freien Universität Berlin.
- DYCK, S. & PESCHKE, G.** (1995): *Grundlagen der Hydrologie.* Berlin.
- E**
- EDGEELL, H.S.** (2006): *Arabian deserts – nature, origin and evolution.* Dordrecht, 592 S.
- EDMUNDS, W.M & WRIGHT, E.P.** (1979): Groundwater Recharge and Palaeoclimate in the Sirte and Kufra Basins, Libya. *Journal of Hydrology*, Vol. 40, pp. 215-241.
- EL-HAMES, A.S.** (2012): An empirical method for peak discharge prediction in ungauged arid and semi-arid region catchments based on morphological parameters and SCS curve number. *Journal of Hydrology*, Vol. 456-457, pp. 94-100.
- ELOUARD, P.** (1962): Etude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla mauritanien et de la vallée du Sénégal. *Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières*, Paris, No. 7, 274 S.

**ENDLICHER, W. (2000):** Afrika südlich des Maghreb: Ostafrika. – In: WEISCHET, W. & ENDLICHER, W. (Hrsg.): Regionale Klimatologie, Teil 2: Die Alte Welt Europa, Afrika, Asien. Teubner, Stuttgart.

**ENZEL, Y., BOOKMAN, R., SHARON, D. GVIRTZMAN, H., DAYAN, U., ZIV, B. & STEIN, M. (2003):** Late Holocene climates of the Near East deduced from Dead Sea level, variations and modern regional winter rainfall. *Quaternary Research*, Vol. 60, pp. 263-273.

## F

**FABRE, J. & PETIT-MAIRE, N. (1987):** Holocene Climatic Evolution at 22-23 °N from two Palaeolakes in the Taoudenni Area (Northern Mali). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Vol. 65 (1988), pp. 133-148.

**FAURE, H. (1966):** Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Mémoires du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, Vol. 47: 629 S.

**FAURE, H., MANGUIN, E. & NYDAL, R. (1963):** Formations lacustres du Quaternaire supérieure du Niger oriental: Diatomites et âges absolus. *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, Vol. 3, pp. 41-63.

**FAUST, D., ZIELHOFER, C., ESCUDERO, R.B. & DIAZ DEL OLMO, F. (2004):** High-resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia: climatic or human impact? *Quaternary Science Reviews*, Vol 23, pp. 1757-1775.

**FEDERER, C.A. & LASH, D. (1983):** BROOK – a hydrologic simulation model for eastern forests. *Water Resources Research Center, University of New Hampshire*

**FELIX-HENNINGSEN, P. & MAUZ, B. (2004):** Paleoenviromental Significance of Soils on Ancient Dunes of the Northern Sahel and Southern Sahara of Chad. *Die Erde*, Vol. 135, Issues 3-4, pp. 321-340.

**FELIX-HENNINGSEN, P. (2000):** Paleosols on Pleistocene dunes as indicators of paleomonsoon events in the Sahara of East-Niger. *Catena*, Vol. 41, pp. 43-60.

**FELIX-HENNINGSEN, P. (1997):** “Sumpferze“ in der Sahara Ost-Nigers. *Würzburger Geographische Arbeiten*, Vol. 92, pp. 147-16.

**FELIX-HENNINGSEN, P. (1992):** Ein geomorphologisch-pedologisches Profil zur Paläoökologie von Ost-Niger. *DFG-Abschlussbericht zum Projekt Fe 218/3-1*, 126 S.

**FELIX-HENNINGSEN, P. (1984):** Zur Relief- und Bodenentwicklung der Goz-Zone Nordkordofans im Sudan. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, Vol. 28, pp. 285-303.

**FELIX-HENNINGSEN, KORNATZ, P. & EBERHARDT, E. (2009):** Palaeo-climatic evidence of soil development on Sahelian ancient dunes of different age in Niger, Chad and Mauretania. In: BAUMHAUER, R. & RUNGE, J. (Hrsg.): *Holocene Palaeoenvironmental History of the Central Sahara. Palaeoecology of Africa*, Vol. 29, pp. 91-105.

- FINK, A.H. (2006):** Das Westafrikanische Monsunsystem. *Promet*, Vol. 32, Nr. 3/4 (Deutscher Wetterdienst), pp. 114-122.
- FLOHN, H. & NICHOLSON, S. (1980):** Climatic Fluctuations in the Arid Belt of the "Old World" Since the Last Glacial Maximum; Possible Causes and Future Implications. *Palaeology of Africa*, Vol. 12, pp. 3-22.
- FOLEY, J.A., COE, M.T., SCHEFFER, M. & WANG, G. (2003):** Regime Shifts in the Sahara and Sahel: Interactions between Ecological and Climatic Systems in Northern Africa. *Ecosystems*, Vol. 6, pp. 524-539.
- FONTES, J.C. & GASSE, F. (1990):** PALHYDAF (Palaeohydrology in Africa) Program. Objectives, Methods, Major Results. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Vol. 84 (1991), pp. 191-215.
- FOODY, G.M., GHONEIM, E.M. & ARNELL, N.W. (2004):** Predicting locations sensitive to flash flooding in an arid environment. *Journal of Hydrology*, Vol. 292, pp. 48-58.
- FRANKENBERG, L. (1995):** *Moderne Klimakunde: Grundwissen von Advektion bis Treibhausklima*. Braunschweig: Westermann Schulbuchverlag.
- FURON, R. (1971):** Geologie und Bodenschätze. – In: SCHIFFERS, H. (Hrsg.): *Die Sahara und ihre Randgebiete. Darstellung eines Naturgroßraumes. Band I: Physiogeographie*. Weltforum Verlag, München, pp. 227-348.
- G**
- GANSSEN, R. (1971):** Böden. – In: SCHIFFERS, H. (Hrsg.): *Die Sahara und ihre Randgebiete. Darstellung eines Naturgroßraumes. Band I: Physiogeographie*. Weltforum Verlag, München, pp. 389-404.
- GARCIA, A., SAINZ, A., REVILLA, J.A., ALVAREZ, C., JUANES, J.A. & PUENTE, A. (2008):** Surface water resources assessment in scarcely gauged basins in the north of Spain. *Journal of Hydrology*, Vol. 356, Issues 3-4, pp. 312-326.
- GASSE, F. (2002):** Diatom-inferred salinity and carbonate oxygen isotopes in Holocene waterbodies of the western Sahara and Sahel (Africa). *Quaternary Science Reviews*, Vol. 16(6), pp. 547-563.
- GASSE, F. & VAN CAMPO, E. (1994):** Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 126, pp. 435-456.
- GASSE, F., TÉHET, R., DURAND, A. & GILBERT, E. (1990):** The arid- humid transition in the Sahara and the Sahel during the lastglaciation. *Nature*, Vol. 346, pp. 141-146.
- GASSE, F., FONTES, J.C., PLAZIAT, J.C., CARBONNEL, P., KACZMARSKA, P., DE DECKKER, P., SOULIE-MÄRSCHKE, I. & CALLOT, Y. (1987):** Biological Remains, Geochemistry and Stable Isotopes for the Reconstruction of Environmental and Hydrological Changes in the Holocene Lakes from North Sahara. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Vol. 60, pp. 1-46.

- GAYE, C.B. & EDMUNDS, W.M. (1996):** Groundwater recharge estimation using chloride, stable isotopes and tritium profiles in the sands of the north-western Senegal. *Environmental Geology*, Vol. 27, pp. 246-251.
- GEYH, M.A. (2005):** Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. Darmstadt, 211 S.
- GEYH, M.A. (1983):** Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartär-Forschung. *Clausthaler Tektonische Hefte*, Vol. 19, 163 S.
- GEYH, M.A. & JÄKEL, D. (1973):** Late Glacial and Holocene climatic history of the Sahara Desert derived from a statistical assay of  $^{14}\text{C}$  dates. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 15 (1974), pp. 205-208.
- GEYH, M.A. (1971):** Die Anwendung der  $^{14}\text{C}$ -Methode und anderer radiometrischer Datierungsverfahren für das Quartär: die Entnahme, Auswahl und Behandlung von  $^{14}\text{C}$ -Proben sowie die Auswertung und Verwendung von  $^{14}\text{C}$ -Ergebnissen. *Clausthaler Tektonisch Hefte*, Vol. 11, 118 S.
- GIESSNER, K. (1989):** Die räumlich-zeitliche Niederschlagsstruktur im westlichen Jebel-Marra-Vorland und deren hydrologische Auswirkungen. – In: MENSCHING, H.G. (Hrsg.): Aktuelle morphodynamische Prozesse im Einzugsbereich des unteren Atbara (Nile Province, Rep. Sudan) und im westlichen Vorland des Jebel Marra (Darfur, Rep. Sudan). *Hamburger Akademie der Wissenschaften, Göttingen*, pp. 79-125.
- GISCHLER, C.E. (1976):** Present and future trends in water resources development in Arab countries. *UNESCO Report*.
- GLENNIE, K.W. & SINGHVI, A.K. (2002):** Event stratigraphy, paleoenvironment and chronology of SE Arabian deserts. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 21, pp. 853-869.
- GOLDEN, L.A. & SPRINGER, G.S. (2006):** Channel geometry, median grain size, and stream power in small mountain streams. *Geomorphology*, Vol. 78, pp. 64-76.
- GOLF, W. & LÜCKNER, K. (1981):** Programm Wasserhaushalt zur Berechnung des mittleren jährlichen und monatlichen Wasserhaushalts von Flussgebieten der Mittelgebirge. *Information der TU Dresden*, Vol. 20, pp. 2-81.
- GONG, X. & RICHMAN, M.B. (1995):** On the Application of Cluster Analysis to Growing Season Precipitation Data in North America East of the Rockies. *Journal of Climate*, Vol. 8(4), pp. 897-931.
- GOTTSCHALK, L. & WEINGARTNER, R. (1998):** Distribution of peak flow derived from a distribution of rainfall volume and runoff coefficient, and a unit hydrograph. *Journal of Hydrology*, Vol. 208 (1998), pp. 148-162

- GOUDIE, A.S. (1987):** Change and instability in the desert environment. – In: CLARK, M.J., GREGORY, K.J. & GURNELL, A.M. (Hrsg.): Horizons in Physical Geography. Macmillan Education, London, pp. 250-267.
- GRAF, W.L. (1983):** Flood related changes in an arid region river. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 8, pp. 125-141.
- GRAYSON, R.B., BLÖSCHL, G. & MOORE, I.D. (1995):** Distributed parameter hydrologic modelling using vector elevation data: Thales and Tapes-c. – In: SINGH, V.P. (Hrsg.): Computer models of watershed hydrology, pp. 669-696.
- GREEN, W.H. & AMPT, G.A. (1911):** Studies on Soil Physics: 1. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Sciences*, Vol. 4, pp. 1-24.
- GREENBAUM, N., SCHICK, A.P. & BAKER, V.R. (2000):** The palaeoflood record of a hybrid catchment, Nahal Zin, Negev Desert, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 25, pp. 951-971.
- GREGORY, K.J. (1976):** Drainage networks and climate. – In: DERBYSHIRE, E. (Hrsg.): Geomorphology and climate. John Wiley & Sons, London, pp. 289-315.
- GREGORY, K.J. & WALLING, D.E. (1973):** Drainage Basin Form and Process. Wiley, New York.
- GRUNERT, J., BAUMHAUER, R. & VÖLKE, J. (1991):** Lacustrine sediments and Holocene climates in the southern Sahara: the example of palaeolakes in the Grand Erg of Bilma (Zoo Baba and Dibella eastern Niger). *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 12, No.1/2, pp. 133-146.
- GRUNERT, J. & MEYER, B. (1990):** Starkregen und Wadiabkommen auf der Nordabdachung des Hoggar-Gebirges Anfang März 1988. *Berliner Geographische Studien*, Vol. 30, pp. 169-192.
- GRUNERT, J. (1988):** Klima- und Landschaftsentwicklung im Ost-Niger während des Jungpleistozäns und Holozäns. *Würzburger Geographische Arbeiten*, Vol. 69, pp. 289-304.
- GRUNERT, J. (1983):** Geomorphologie der Schichtstufen am Westrand des Murzuk-Beckens (Zentrale Sahara). *Relief, Boden Paläoklima*, Vol. 2, 271 S.
- GURGEL, K.W. (1991):** Erfahrungen mit dem Satelliten-Navigationssystem, GPS-Genauigkeiten an Land und auf See. *Ocean Dynamics*, Vol. 44/1, pp. 35-49.
- GURNELL, A.M. & GREGORY, K.J. (1995):** Interactions between semi-natural vegetation and hydrogeomorphological processes. *Geomorphology*, Vol. 13 (1995), pp. 49-69.
- GURTZ, J. (1988):** Beitrag zu den hydrologischen Grundlagen für die Gewährleistung der gesellschaftlich notwendigen Mehrfachnutzung des Wasserressourcen. Dissertation an der TU Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie – Dresden.

## H

- HAGEDORN, H. (1988):** Die Zentrale Sahara- Ihre Klima- und Reliefgeschichte. 46. Deutscher Geographentag München, Band 46, pp. 322-326.
- HAMANN, Y., EHRMANN, W., SCHMIEDL, G., KRÜGER, S., STUUT, J.-B., KUHN, T. (2008):** Sedimentation processes in the Eastern Mediterranean Sea during the Late Glacial and Holocene revealed by end-member modelling of the terrigenous fraction in marine sediments. *Marine Geology*, Vol. 248, pp. 97-114.
- HAMMOURI, N. & EL-NAQA, A. (2007):** Hydrological modeling of ungauged wadis in arid environments using GIS: a case study of Wadi Madoneh in Jordan. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 24, pp. 185-196.
- HARVEY, A.M. (1997):** The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems. – In: THOMAS, D.S.G. (Hrsg.): *Arid zone geomorphology: process, form, and change in drylands*. John Wiley & Sons Ltd., pp. 231-259.
- HEC-HMS (2008):** Hydrologic Modeling System, HEC-HMS: User's Manual, Version 3.3, US Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center, Davis, California.
- HEC-HMS (2000):** Hydrologic Modeling System, HEC-HMS: Technical Reference Manual, US Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center, Davis, California.
- HECKENDORF, W.D. (1977):** Untersuchungen zum Klima des Tibesti-Gebirges. *Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Technischen Universität Hannover, Göttingen*, Vol. 17, 347 S.
- HJELMFELT, A.T., KRAMER, L.A. & BURWELL, R. (1982):** Curve numbers as random variables. – In: SINGH, V.P. (Hrsg.): *Rainfall-Runoff Relationships*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, pp. 365-370.
- HILLAIRE-MARCEL, C., RISER, C., ROGNON, P., PETIT-MAIRE, N., ROSSO, J.C. & SOULIE-MARCHE, I. (1982):** Radiocarbon Chronology of Holocene Hydrologic Changes in Northeastern Mali. *Quaternary Research*, Vol. 20 (1983), pp. 145-164.
- HOELZMANN, P., KRUSE, H.J. & ROTTINGER, F. (2000):** Precipitation estimates for the eastern Saharan palaeomonsoon based on a water balance model of the West Nubian Palaeolake Basin. *Global and Planetary Change*, Vol. 26, pp. 105-120.
- HOELZMANN, P. (1992):** Palaeoecology of Holocene Lacustrine Sediments within the West Nubian Basin, SE-Sahara. *Würzburger Geographische Arbeiten*, Vol. 84, pp. 57-71.
- HOOGCHIEMSTRA, H., STALLING, H., AGWU, C.O.C. & DUPONT, L.M. (1992):** Vegetational and Climatic Changes at the Northern Fringe of the Sahara 240.000-5.000 years BP: Evidence from 4 Marine Pollen Records Located Between Portugal and the Canary Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 74, pp. 1-53.

**HORTON, R.E. (1932):** Drainage Basin Characteristics. Transactions of American Geophysical Union, Vol. 13, pp. 350-361.

**HÖTZL, H., JADO, A. R., MOSER, H., RAUERT, W., ZÖTL, J. G. (1984):** Climatic Fluctuations in the Holocene. – In: JADO, A.R. & ZÖTL, J.G. (Hrsg.): Quaternary Period in Saudi Arabia, Vol. 2, Wien, New York, pp. 301-314.

**HULME, M. (1993):** Historic Records and Recent Climate Change. – In: ROBERTS, N. (1993): The Changing Global Environment. Oxford, Cambridge, pp. 69-98.

**ISAACS, E.H. & SRIVASTAVA, R.M. (1989):** Applied Geostatistics. Oxford University Press, New York.

**JAIN, S.C., KUMAR, S., WHELAN, G. & CROLEY, T.E. (1982):** IIHR Distributed Parameter Watershed Model. Iowa Institute of Hydraulic Research, University of Iowa, Report No. 244.

**JÄKEL, D. (1979):** Run-off and fluvial formation processes in the Tibesti mountains as indicators of climatic history in the central Sahara during the late Pleistocene and Holocene. Palaeoecology of Africa, Vol. 11, pp. 13-36.

**JOLLY, D., PRENTICE, I.C., BONNEFILLE, R., BALLOUCHE, A., BENGO, M., BRENAC, P., BUCHET, G., BURNEY, D., CAZET, J.-P., CHEDDADI, R., EDORH, T., ELENGA, H., ELMOUTAKI, S., GUIOT, J., LAARIF, F., LAMB, H., LEZINE, A.-M., MALEY, J., MBENZA, M., PEYRON, O., REILLE, M., REYNAUD-FARRERA, I., RIOLLET, G., RITCHIE, J.C., ROCHE, E., SCOTT, L., SSEMMANDA, I., STRAKA, H., UMER, M., VAN CAMPO, E., VILIMUMBALO, S., VINCENS, A. & WALLER, M. (1998):** Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data for Africa and the Arabian peninsula at 0 and 6000 years. Journal of Biogeography, Vol. 25, Issue 6, pp. 1007–1027.

**JONES, J.J.A. (1997):** Global Hydrology - Processes, resources and environmental management. Pearson Education Limited, Essex, 399 S.

**KALKSTEIN, L.S., TAN, G. & SKINDLOV, J.A. (1987):** An Evaluation of Three Clustering Procedures for Use in Synoptic Climatological Classification. Journal of Applied Meteorology, Vol. 26(6), pp. 717-730.

**KARNIELI, A., GABAI, A., ICHOKU, C., ZAADY, E. & SHACHAK, M. (2002):** Temporal dynamics of soil and vegetation spectral responses in a semi-arid environment. International Journal of Remote Sensing, Vol. 23, pp. 4073-4087.

**KAVVAS, M.L., CHEN, Z.Q., ANDERSON, M.L., OHARA, N., YOON, J.Y. & XIANG, F. (2010):** A study of water balances over the Tigris-Euphrates watershed. Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 36, Issue 5-6 (2011), pp. 197-203.

**KIM, J.-W. (1989):** Funktionale Fluvialmorphologie der Kall. Aachener Geographische . Arbeiten, Vol. 21, 192 S.

- KIEFFER, S.W.** (1990): Hydraulics and geomorphology of the Colorado River in the Grand Canyon. – In: **BEUS, S. & MORALES, M.** (Hrsg.): Grand Canyon Geology. New York: Oxford University Press, pp. 333-383.
- KLITZSCH, E.** (1979): Zur Geologie des Gilf Kebir Gebietes in der Ostsahara. Clausthaler geologische Abhandlungen, Clausthal-Zellerfeld, Vol. 30, pp. 113-132.
- KLITZSCH, E.** (1970): Die Strukturgeschichte der Zentralsahara. Neue Erkenntnisse zum Bau und zur Paläogeographie eines Tafellandes. Geologische Rundschau, Vol. 59 (2), pp. 459- 527.
- KLITZSCH, E.** (1966): Bericht über starke Niederschläge in der Zentralsahara (Herbst 1963). - Zeitschrift für Geomorphologie, NF 10, pp. 161-168.
- KLITZSCH, E., SONNTAG, C., WEISTROFFER, K. & EL SHAZLY, E.M.** (1976): Grundwasser der Zentralsahara: Fossile Vorräte. Geologische Rundschau, Vol. 65(1), pp. 264-287.
- KNEBL, M.R., YANG, Z.-L., HUTCHISON, K. & MAIDMENT, D.R.** (2005): Regional scale flood modeling using NEXRAD rainfall, GIS, and HEC-HMS/RAS: a case study for the San Antonio River Basin Summer 2002 storm event. Journal of Environmental Management, Vol. 75, Issue 4, pp. 325-336.
- KÖPPEN, W.** (1936): Das geographische System der Klimate. – In: **KÖPPEN, W. & GEIGER, G.** (Hrsg.) Handbuch der Klimatologie, Berlin, pp. 1-44.
- KOTTEK, M., GRIESER, J., BECK, C., RUDOLF, B. & RUBEL, F.** (2006): World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. Meteorologische Zeitschrift, Vol. 15, No. 3, pp. 259-263.
- KOUTROULIS, A.G. & TSANIS, I.K.** (2010): A method for estimating flash flood peak discharge in a poorly gauged basin: Case study for the 13-14 January 1994 flood, Giofiros basin, Crete, Greece. Journal of Hydrology, Vol. 385, Issues 1-4, pp. 150-164.
- KOUWEN, N. & SOULIS, E.D.** (1990): Watflood – a fully integrated data management system for flood forecasting. Proceedings Flood Plain Management Conference Toronto.
- KRAUSE, J. & SCHÜTT, B.** (2009): Fluvial geomorphology and palaeohydrology of a small tributary of the Plateau de Mangueni, NE Niger. In: **BAUMHAUER, R. & RUNGE, J.** (Hrsg.): Holocene Palaeoenvironmental History of the Central Sahara. Palaeoecology of Africa, Vol. 29, pp. 137-157.
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. & THIEMANN, S.** (2004): Hare River catchment – landscape character of a drainage basin in the southern Ethiopian Rift Valley. – In: **WENCLAWIAK, B. & WILNEWSKI, S.** (Hrsg.): Sedimentary Studies in Tropics and Subtropics. Weiterbildung in Siegen, Vol. 14, pp. 16-40.

- KUHN, N.J., YAIR, A. & KASANIN-GRUBIN, M. (2004):** Spatial distribution of surface properties, runoff generation and landscape development in the Zin Valley Badlands, northern Negev, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 29, pp. 1417-1430.
- KUTZBACH, J.E. & GALLIMORE, R.G. (1988):** Sensitivity of a coupled atmosphere/mixed layer ocean model to changes in orbital forcing at 9000 years B.P. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, pp. 803-821.
- KUTZBACH, J.E., & GUETTER, P.J. (1986):** The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 43 (16), pp. 1726-1759.
- KUTZBACH, J.E. (1981):** Monsoon Climate of the early Holocene: Climate Experiment with the Earth's Orbital Parameters for 9000 years ago. *Science*, Vol. 214, pp. 59-61.
- KUTZBACH, J.E. (1979):** Estimates of Past Climate at Palaeolake Chad, North Africa, Based on a Hydrological and Energy-Balance Model. *Quaternary Research*, Vol. 14 (1980), Issue 2, pp. 210-223.
- KLIMM, E. (1985) (Hrsg.):** Afrika- Die Länder südlich der Sahara. *Handbuch der Geographie, Studienausgabe, Afrika Band 2*, 10. Auflage, München, 341 S.
- L**
- LAMBECK, K., ESAT, T.M. & POTTER, E.-K. (2002):** Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, Vol. 419, pp. 199-206.
- LANGBEIN, W.B. (1947):** Topographic characteristics of drainage basins. United States Geological Survey, Water-Supply Paper 968-C, pp. 125-157.
- LARRONDO-PETRIE, M. & FRANCE, R. (1995):** Analysis of the Water Management Domain for South Florida. Report I: <http://www.cse.fau.edu/~maria/ofr.html> (Stand November 2009).
- LAURENT, H., JOBARD, I. & TOMA, A. (1998):** Validation of satellite and ground-based estimates of precipitation over the Sahel. *Atmospheric Research*, Vol. 47-48, pp. 651-670.
- LEAVESLEY, G.H., LICHTY, R.W., TOUTMAN, B.M. & SAINDON, L.G. (1983):** Precipitation-Runoff Modelling System: Users Manual. U.S. Geological Survey, Water Resources Investigation Report, Washington, D.C., pp. 83-4238.
- LEHOUEIROU, H.N. (2001):** Biogeography of the arid steppeland north of the Sahara. *Journal of Arid Environments*, Vol. 48, pp. 103-128.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. & MILLER, J.P. (1992):** *Fluvial Processes in Geomorphology*. Dover Publications, New York.
- LESER, H. & STÄBLEIN, G (1985):** Legend of the Geomorphological Map 1:25000 (GMK25). – In: BARSCH, D. & LIEDTKE, H. (Hrsg.): *Geomorphical Mapping in the Federal Republic of Germany*. Berliner Geographische Abhandlungen, Vol. 39, pp. 61-89.

- LÉZINE, A.M., CASANOVA, J. & HILLAIRE-MARCEL, C. (1990):** Across an Early Holocene Humid Phase in Western Sahara: Pollen and Isotope stratigraphy. *Geology*, Vol. 18, pp. 264-265.
- LÉZINE, A.M. & CASANOVA, J. (1989):** Pollen and hydrological evidence for the interpretation of past climates in tropical West Africa during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 8, pp. 45-55.
- LÉZINE, A.M. (1987):** Late Quaternary vegetation and climate of the Sahel. *Quaternary Research*, Vol. 32/2 (1989), pp. 317-334.
- LIBBY, W.F. (1952):** Radiocarbon dating. 1. Auflage, Chicago 124 S.
- LILJEQUIST, G.H. & CEHAK, K. (1979):** Allgemeine Meteorologie. Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft, Braunschweig.
- LINACRE, E. (1992):** Climate data and resources: a reference and guide. Routledge, New York.
- LÍNES ESCARDO, A. (1970):** The climate of the Iberian Peninsula. In *Climates of northern and western Europe*. Elsevier Publishing Company (WALLÉN, C.C., Hrsg.), Amsterdam, pp. 195-239.
- LORENZ, S., GRIEGER, B.; HELBIG, PH. & HERTERICH, K. (1996):** Investigating the sensitivity of the Atmospheric General Circulation Model ECHAM 3 to paleoclimatic conditions. *Geologische Rundschau*, Vol. 85, pp. 513-524.
- LU, X. & JIANG, T. (2009):** Larger Asian rivers: Climate change, river flow and sediment flux. *Quaternary International*, Vol. 208, Issues 1-2, pp. 1-3.
- LUDWIG, R. (2000):** Die flächenverteilte Modellierung von Wasserhaushalt und Abflußbildung im Einzugsgebiet der Ammer. *Münchener Geographische Abhandlungen*, Vol. 32, München.
- LAMB, H.F., GASSE, F., BENKADDOUR, A., EL HAMOUTI, N., VAN DER KAARS, S., PERKINS, W.T., PEARCE, N.J. & ROBERTS, C.N. (1995):** Relation Between Century-Scale Holocene Arid Intervals in Tropical and Temperate Zones. *Nature*, Vol. 373, pp. 134-137.
- LUDWIG, K. (1979):** Das Programmsystem Fgmod zur Berechnung von Hochwasser-Abflussvorgängen in Flussgebieten. *Wasserwirtschaft*, Vol. 69(7/8), pp. 226-228.
- M**
- MACAYEAL, D.R. (1993):** A low-order model of the Heinrich Event Cycle. *Palaeoceanography*, Vol. 8, pp. 767-773.
- MACHADO, M.J., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., BENITO, G. (1998):** Paleoenvironmental Changes during the Last 4000 yr in the Tigray, Northern Ethiopia. *Quaternary Research*, Vol. 3, pp. 312-321.

- MALEY, J. (1977):** Palaeoclimates of Central Sahara During the Early Holocene. *Nature*, Vol. 269, pp. 573-577.
- MARKUS, M., ANGEL, J.R., YANG, L. & HEJAZI, M.I. (2007):** Changing estimates of design precipitation in Northeastern Illinois: Comparison between different sources and sensitivity analysis. *Journal of Hydrology*, Vol. 347, Issues 1-2, pp. 211-222.
- MARQUARDT, N. (2009):** Räumliche und zeitliche Analyse und Charakterisierung der spätquartären Paläoumweltbedingungen für Nordostafrika und Vorderasien auf Grundlage von Proxydaten. Unveröffentlichte Diplomarbeit der Freien Universität Berlin
- MARQUARDT, N., KRAUSE, J. & SCHÜTT, B. (in Vorbereitung):** Late quaternary spatio-temporal analysis of the palaeoclimate of North Africa and the Near East based on proxy-data. 25 S.
- MARTÍN-ROSALES, W., GISBERT, J., PULIDO-BOSCH, J., VALLEJOS, A. & FERNÁNDEZ-CORTÉS, A. (2007):** Estimating groundwater recharge induced by engineering systems in a semiarid area (southeastern Spain). *Environmental Geology*, Vol. 52, pp. 985-995.
- MARX, A. (2007):** Einsatz gekoppelter Modelle und Wetterradar zur Abschätzung von Niederschlagsintensitäten und zur Abflussvorhersage. *Mitteilungen/Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart*, Heft 160, 138 S.
- MEADOWS, M.E. (1999):** Biogeography. – In: GOUDIE, A.S., ADAMS, W. & ORME, A.R. (Hrsg.): *The Physical Geography of Africa*. Oxford University Press.
- MELTON, M.A. (1957):** An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology. Office of Naval Research, Geography Branch, Project NR 389-042: Technical Report 11, Columbia University.
- MEINDERTSMA, D. (1998):** Soil and water concentration technology. (lecture notes of course k200-402) Wageningen, Agricultural University.
- MENSCHING, H. (1971):** Grundzüge der Geomorphologie. – In: SCHIFFERS, H. (Hrsg.): *Die Sahara und ihre Randgebiete. Darstellung eines Naturgroßraumes. Band I: Physiogeographie*. Weltforum Verlag, München, pp. 189 - 226.
- MENSCHING, H.G. (1970):** *Sudan- Sahel- Sahara*. Hannover, 219 S.
- MCCOLL, C. & AGGETT, G. (2007):** Land-use forecasting and hydrologic model integration for improved land-use decision support. *Journal of Environmental Management*, Vol. 84, Issue 4, pp. 494-512.
- MICHEL, P. (1973):** Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. *Études géomorphologiques. Mémoires de l'O.R.S.T.O.M.*, Vol 63, Paris, 752 S.
- MILANKOVITCH, M. (1941):** *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Edition Spéciales Académie Royale Serbe, Belgrade, 633 S..

- MILLER, V.C. (1953):** A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee. Office of Naval Research, Geography Branch, Project Nr. 389-042, Technical Report 3, pp. 1-30.
- MISHRA, S. & SINGH, V. (1999):** Another Look at SCS-CN Method. Journal of Hydrologic Engineering, Vol. 4(3), pp. 257-264.
- MOGHADAS, S. (2009):** Long-term Water Balance of an Inland River Basin in an Arid Area, North-Western China. Masterarbeit der Division of Water Resources, Lund Institute of Technology, Lund University.
- MONTGOMERY, D.R. & GRAN, K.B. (2001):** Downstream variations in the width of bedrock channels. Water Resources Research, Vol 37/6, pp. 1841-1846.
- MONTOYA, M., CROWLEY, T.J. & VON STORCH, H. (1998):** Temperatures at the last interglacial simulated by means of a coupled general circulation model. Palaeoceanography, Vol 13, pp. 170-177.
- MÜNCH, A. (1993):** AKWA-M - Programmdokumentation. Dresden.
- NATIONAL ENGINEERING HANDBOOK (1997):** Hydrology Chapters - NEH Part 630. Natural Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture (USDA), <http://directives.sc.egov.usda.gov/viewerFS.aspx?hid=21422> (Stand Juni 2009).
- NAUDASCHER, E. (1992):** Hydraulik der Gerinne und Gerinnebauwerke. Springer Verlag, Wien, New York, 2<sup>nd</sup> Edition.
- NICHOLSON, S. (2005):** On the question of the “recovery” of the rains in the West African Sahel. Journal of Arid Environments, Vol. 63, pp. 615-641.
- NICHOLSON, S. (2001):** Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. Climate Research, Vol. 17, pp. 123-144.
- NICHOLSON, S.E. (1981):** Rainfall and Atmospheric Circulation during Drought Periods and Wetter Years in West Africa. American Meteorological Society, Monthly Weather Review, Vol. 109, pp.2191-2208.
- OBI REDDY, G.P., MAJI, A.K. & GAJBHIYE, K.S. (2004):** Drainage morphometry and its influence on landform characteristics in a basaltic terrain, Central India – a remote sensing and GIS approach. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, Vol. 6, pp. 1-16.
- OGUCHI, T. (1998):** Drainage Density and Relative Relief in Humid Steep Mountains with Frequent Slope Failure. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 22/2, pp. 107-120.

**OSTROWSKI, M.W. (1982):** ein Beitrag zur kontinuierlichen Simulation der Wasserbilanz. Mitteilungen, Institut für Wasserbau und Wasserbewirtschaftung, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen, Vol. 42.

**OVERPECK, J., ANDERSON, D., TRUMBORE, S. & PRELL, W. (1996):** The southwest Indian Monsoon over the last 18000 years. *Climate Dynamics*, Vol. 12, pp. 213-225.

## P

**PACHUR, H.J. & ALTMANN, N. (2006):** Die Ostsahara im Spätquartär – Ökosystemwandel im größten hyperariden Raum der Erde. Springer, Heidelberg, 662 S.

**PACHUR, H.J. & HOELZMAN, P. (2000):** Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimates of the eastern Sahara. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 30 (4), pp. 929-939.

**PACHUR, H.J. & HOELZMANN, P. (1991):** Paleoclimatic Implications of Late Quaternary Lacustrine Sediments in Western Nubia, Sudan. *Quaternary Research*, Vol. 36, pp. 257-276.

**PACHUR, H.J., RÖPER, H.-P., KRÖPELIN, S. & GOSCHIN, M. (1987):** Late Quaternary Hydrography of the Eastern Sahara. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Vol. 75, pp. 331-384.

**PARKER, A.G., PRESTON, G., WALKINGTON, H. & HODSON, M.J. (2006):** Developing a framework of Holocene climatic change and landscape archaeology for the lower Gulf region, southeastern Arabia. *Arabian Archaeology and Epigraphy*, Vol. 17, pp. 125-130.

**PARKER, A.G., ECKERSLEY, L., SMTIH, M.M., GOUDIE, M.M., STOKES, ST., WARD, S., WHITE, K. & HODSON, M.J. (2004):** Holocene vegetation dynamics in the northeastern Rub' al-Khali desert, Arabian Peninsula: a phytolith, pollen and carbon isotope study. *Journal of Quaternary Science*, Vol. 19 (7), pp. 665-676.

**PETERSON, T.C., VOSE, R.S., SCHMOYER, R.L. & RAZUVAEV, V. (1998):** Global Historical Climatology Network (GHCN) quality control of monthly temperature data. *International Journal of Climatology*, Vol. 18, pp. 1169-1179.

**PETIT-MAIRE, N. (1993):** Past global climatic changes and the tropical arid/semi-arid belt in the North of Africa. – In: THORWEIHE, U. & SCHANDELMEIER, H. (Hrsg.): *Geoscientific Research in Northeast Africa*. Rotterdam, pp.551-560.

**PETIT-MAIRE, N. (1988):** Taoudenni basin (Mali) - Holocene palaeolimnology and environments. *Würzburger Geographische Arbeiten*, Vol. 69, pp. 45-52.

**PETIT-MAIRE, N. (1987):** Local Responses to Recent Global Climatic Change: Hyperarid Central Sahara and Coastal Sahara. – In: MATHEIS, G. & SCHANDELMEIER, H. (Hrsg.): *Current Research in African Earth Sciences*. Balkema, Rotterdam, pp. 431-433.

**PETIT-MAIRE, N. & RISER, J. (1981):** Holocene Lake Deposits and Palaeoenvironments in Central Sahara, Northeastern Mali. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 35, pp. 45-61.

- PFEIFFER, L. (1991):** Schwermineralanalysen an Dünensanden aus Trockengebieten mit Beispielen aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie Namib und der Taklamakan. Bonner Geographische Abhandlungen, Vol. 83, 235 S..
- PFEIFFER, L. & GRUNERT, J. (1989):** Heavy mineral associations in dune sands and soils of the Sahel and the Sudan (Niger, Burkina Faso, Togo). – In: VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (Hrsg.): Palaeoecology of Africa, Vol. 20, pp. 55-68.
- PFLAUMBAUM, H. (1987).** Waditerrassen- und Fußflächengeneese in der Bayuda-Wüste (Republik Sudan). Akademie der Wissenschaften in Göttingen (MENSCHING, H., Hrsg.), Hamburg, 134 S.
- PHILIP, J.R. (1957):** The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solutions. Soil Sciences, Vol. 83, pp. 345-357.
- PIRARD, F. (1964):** Reconnaissance hydrogéologique du Niger oriental. Mémoires du Bureau de Recherche Géologique et Minière, Vol. 11, 109 S.
- PONCE, V.M. & HAWKINS, R.H. (1996):** Runoff Curve Number: Has It Reached Maturity? Journal of Hydrologic Engineering, Vol. 1, No. 1, pp. 11-19.
- PRELL, W. L. & KUTZBACH, J.E. (1987):** Monsoon variability over the past 150,000 years. Journal of Geophysical Research, Vol. 92, pp. 8411-8425.
- PUIGDEFABREGAS, J., SOLE, A., GUTIERREZ, G., BARRIO DEL, G. & BOER, M. (1999):** Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands: results from Rambla Honda field site in Southeast Spain. Earth-Science Reviews, Vol. 48, pp. 39-70.
- PUIGDEFABREGAS, J., BARRIO DEL, G. & BOER, M. (1998):** Differential responses of hillslope and channel elements to rainfall events in a semi-arid area. Geomorphology, Vol. 23, pp. 337-351.
- RAHMSTORF, S. (2002):** Ocean circulation and climate during the past 120.000 years. Nature, Vol. 419, pp. 207-214.
- RAMSEY, C.B. (1995):** Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. Radiocarbon, Vol. 37(2), pp. 425-430.
- REICHEL, R., FAURE, H. & MALEY, J. (1992).** Die Entwicklung des Klimas im randtropischen Sahara- Sahelbereich während des Jungquartärs- ein Beitrag zur angewandten Klimakunde. Petermanns Geographische Mitteilungen, Vol. 136, Heft 2/3, pp. 69-79.
- REID, I. (2002):** Sediment Dynamics of Ephemeral Channels. – In: BULL, L.J. & KIRKBY, M.J. (Hrsg.): Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels. John Wiley & Sons Ltd., pp. 107-128.

- REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BERTRAND, C.J.H., BLACKWELL, G., BUCK, C.E., BURR, G., CUTLER, K.B., DAMON, P.E., EDWARDS, R.L., FAIRBANKS, R.G., FRIEDRICH, M., GUILDERSON, T.P., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., MANNING, S., RAMSEY, C.B., REIMER, R.W., REMMELE, S., SOUTHON, J.R., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F.W., VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C.E. (2004): IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon*, Vol. 46, pp.1029-1058.**
- REISS, M., HAUSCHILD, H., RUDOLF, B. & SCHNEIDER, U. (1992): Die Behandlung des systematischen Fehlers bei Niederschlagsmessungen. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 1, pp. 51-58.**
- RENARD, K.G. & KEPPEL R.V. (1966): Hydrographs of ephemeral streams in the Southwest. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulics Division*, Vol. 92(HY2), pp. 33-52.**
- RENSEN, H., BROVKIN, V., FICHEFET, T. & GOOSSE, H. (2006): Simulation of the Holocene climate evolution in Northern Africa: The termination of the African Humid Period. *Quaternary International*, Vol. 150, pp. 95-102.**
- RICHARDS, K.S. (1982): Rivers: Form and process in alluvial channels. Methuen. London, 361 S.**
- ROBERTS, N. (1989): The Holocene – An Environmental History. Oxford: 227 S.**
- ROGNON, P. (1986): Late Quaternary Climatic Reconstruction for the Maghreb (North Africa). *Palaeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Vol. 58 (1987), pp. 11-34.**
- ROGNON, P. & WILLIAMS, M.A.J. (1977): Late quaternary climatic changes in Australia and North Africa: a preliminary interpretation. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, Vol. 21, pp. 285-327.**
- ROWELL, D.P. & MILFORD, J.R. (1993): On the generation of African squall lines. *Journal of Climate*, Vol. 6, pp. 1181-1193.**
- RUDDIMAN, W. F. (2001): Earth's climate: past and future. 3. Auflage, New York: 465 S.**
- RUTTER, A.J., MORTON, A.J. & ROBINS, P.C. (1975): A predictive model for Rainfall Interception in Forests. II. *Journal of Applied Ecology*, Vol. 12, pp. 367-380.**
- S**
- SCHERHAG, R. & LAUER, W. (1982): *Klimatologie*. Braunschweig: Georg Westermann Verlag.**
- SCHICK, A.P. (1988): Hydrologic Aspects of Floods in Extreme Arid Environments. – In: BACKER, V.R., KOCHER, R.C. & PATTON, P.C. (Hrsg.): *Flood geomorphology*. Jon Wiley & Sons, pp. 189-230.**

- SCHICK, A.P. & LEKACH, J. (1987):** A high magnitude flood in the Sinai desert. – In: **MAYER, L. & NASH, D. (Hrsg.):** Catastrophic Flooding. Winchester, MA: Allen and Unwin, pp. 381-410.
- SCHLITGEN, R & STREITBERG, B.H.J. (1989):** Zeitreihenanalyse. R. Oldenbourg Verlag, München.
- SCHÖNWIESE, C.D. (2000):** Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Berlin, Stuttgart.
- SCHÖNWIESE, C.D. (1994):** Klimatologie. 2. Auflage, Stuttgart, pp. 277-304.
- SCHUMM, S.A. (2005):** River Variability and Complexity. Cambridge University Press, New York, 220 S.
- SCHUMM, S.A. (1960):** The shape of alluvial channels in relation to sediment type. United States Geological Survey, Professional Paper 352B, pp. 17-30.
- SCHUMM, S.A. (1956):** Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. Geological Society America Bulletin, Vol. 67, pp. 597-646.
- SCHÜTT, B., DUCKE, K. & KRAUSE, J. (2010):** A cluster-analysis-based classification for NE Africa. – In: **RUNGE, J. (Hrsg.):** African Palaeoenvironments and Geomorphic Landscape Evolution. Palaeoecology of Africa, Vol. 30, pp. 199-225.
- SCHÜTT, B. & KRAUSE, J. (2009):** Comparison of Proxy-Based Palaeoenvironmental Reconstructions and Hindcast Modelled Annual Precipitation - a Review of Holocene Palaeoenvironmental Research in the Central Sahara. – In: **BAUMHAUER, R. & RUNGE, J. (Hrsg.):** Holocene Palaeoenvironmental History of the Central Sahara. Palaeoecology of Africa, Vol. 29, pp. 23-37.
- SCHULLA, J. (1997):** Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaerwärmungen. Züricher Geographische Schriften, Vol. 69 – Zürich.
- SCHULTZ, J. (2005):** The ecozones of the world. The ecological divisions of the geosphere. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- SCHULZ, E. (1994):** The southern limit of the Mediterranean vegetation in the Sahara during the Holocene. Historical Biology, Vol. 9, pp. 134-156.
- SCHULZ, E. (1988):** Der Südrand der Sahara. Würzburger Geographische Arbeiten, Vol. 69, pp. 167-210.
- SCHULZ, E. (1980):** Zur Vegetation der östlichen zentralen Sahara und zu ihrer Entwicklung im Holozän. Würzburger Geographische Arbeiten, Vol. 51, pp. 125-162.

- SCHULZ, E., ABICHO, A., ADAMOU, A., BALLOUCHE, A. & OUSSEINI, I. (2009):** The Desert in the Sahara. Transitions and Boundaries. – In: BAUMHAUER, R. & RUNGE, J. (Hrsg.): Holocene Palaeoenvironmental History of the Central Sahara. Palaeoecology of Africa, Vol. 29, pp. 63-89.
- SCHUMM, S.A. (2005):** River Variability and Complexity. Cambridge University Press, 220 S.
- SCHUMM, S.A. (1960):** The shape of alluvial channels in relation to sediment type. United States Geological Survey, Professional Paper 352B, pp. 17-30.
- SCHWALLER, G. & TÖLLE, U. (2005):** Einfluss von Maßnahmen der Gewässerentwicklung auf den Hochwasserabfluss. Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft (Hrsg.), Materialien Nr.122.
- SEILER, W. (1981):** Der Einfluß der Bodenfeuchte auf das Erosionsverhalten und den Gesamtabfluß in einem kleinen Einzugsgebiet auf der Hochfläche von Anwil (Tafeljura, südöstlich Basel). Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplement Band 99, pp.100–122.
- SERVANT, M. (1973):** Séquences continentales et variations climatiques: Evolution du Bassin du Tchad au Cénozoïques supérieur. Thèse d'Etat Université de Paris: 348 S.
- SERVANT, M., (1983):** Sequences Continentales et Variations Climatiques: Evolution du Bassin du Tchad au Cénozoïque Supérieur. Travaux et Documents de l'O.R.S.T.O.M., Vol. 159, pp. 1-573.
- SERVANT, M. & SERVANT-VILDARY, S. (1980):** L'environnement quaternaire du bassin du Tschad. – In: WILLIAMS, M.A. & FAURE, H. (Hrsg.): The Sahara and the Nile. Rotterdam, pp. 133-163.
- SHAHIN, M. (2002):** Hydrology and water resources of Africa. Water Science and Technology Library, Vol. 41, 688 S.
- SHARON, D. (1972):** The spottiness of rainfall in a desert are. Journal of Hydrology, Vol. 17, pp. 161-175.
- SHERMAN, L.K. (1932):** Streamflow from rainfall by the unit-graph method. Engineering News-Record, Vol. 108, pp. 501-505.
- SONNTAG, C. T., RUDOLPH, J., LÖHNERT, E.P., JUNGHANS, CHR., MÜNNICH, K.O., KLITZSCH, E., SHAZLY, E.M. & SWAILEM, F.M. (1980):** Isotopic identification of Saharian groundwaters, groundwater formation in the past. Paleoecology of Africa, Vol. 12, pp. 159-171.
- SPONHOLZ, B. (1994):** Silicate karst associated with lateritic formations (examples from eastern Niger). CATENA, Vol. 21, Issues 2–3, pp. 269-278.
- SPONHOLZ, B. (1989):** Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen der östlichen Republik Niger. Würzburger Geographische Arbeiten, Vol. 75, 265 S.

- STAUFFER, B., BLUNIER, T., DÄLLENBACH, A., INDERMÜHLE, A., SCHWANDER, J., STOCKER, T.F. & TSCHUMI, J. (1998):** Atmospheric CO<sub>2</sub> concentration and millennial-scale climate change during the last glacial period. *Nature*, Vol. 392, pp. 59-62.
- STENGEL, I. (1992):** Mono- and polygenic wind-ripple types – microforms indicating the morphodynamics of desert sanddunes. *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Conference on Geomorphology, Frankfurt, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 84*, pp. 101-114.
- STEWARDSON, M. (2005):** Hydraulic geometry of stream reaches. *Journal of Hydrology*, Vol. 306, pp. 97-111.
- STREET-PERROTT, F.A. & ROBERTS, N.(1993):** Past Climates and Future Greenhouse Warming. – In: ROBERTS, N. (1994, Hrsg.): *The Changing Global Environment*. Oxford, Cambridge, pp. 47-68.
- STREET, F.A. & GROVE, A.T. (1976):** Environmental and Climatic Implications of Late Quaternary Lake-Level Fluctuations in Africa. *Nature*, Vol. 261, pp. 385-390.
- STUIVER, M., REIMER, P.J. & REIMER, R (2005):** CALIB 5.0.1 Manual. <http://www.calib.qub.ac.uk/crev50/manual/> (Stand Mai 2005).
- STUIVER, M. & REIMER, P.J. (1993):** CALIB 5.0.1 Calib Radiocarbon Calibration Program Thompson, 2006 (überarbeitet).
- T**
- TABIOS, G.Q. & SALAS, J.D. (1985):** A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. *Water Resources Research*, Vol. 21, pp. 365–380.
- TALBOT, M.R. (1980):** Holocene Changes in Tropical Wind Intensity and Rainfall: Evidence from Southeast Ghana. *Quaternary Research*, Vol. 16 (1981), pp. 201-220.
- TALBOT, M.R. & DELIBRIAS, G. (1979):** A New Late Pleistocene-Holocene Water-Level Curve for Lake Bosumtwi, Ghana. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 47 (1980), pp. 336-344.
- TALBOT, M.R. & DELIBRIAS, G. (1977):** Holocene Variations in the Level of Lake Bosumtwi, Ghana. *Nature*, Vol. 268, pp. 722-724.
- TAUPIN, D.J., COUDRAIN-RIBSTEIN, A., GALLAIRE, R., ZUPPI, G.M. & FILLY, A. (2000):** Rainfall characteristics ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ,  $\Delta T$  and  $\Delta H_r$ ) in western Africa: Regional scale and influence of irrigated areas. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Vol. 105, Issue D9, pp. 2156-2202.
- THOMAS E.R., WOLFF, E.W., MULVANEY, R., STEFFENSEN, J.P., JOHNSEN, S.J., ARROWSMITH, C., WHITE, J.W.C., VAUGHN, B. & POPP, T. (2007):** The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 26, Issues 1–2, pp. 70-81.

- THOMPSON, D.B. (2006):** The Rational Methode, Regional Regression Equations, and Site-Specific Flood Frequency Relations. Texas Tech University.
- THORNES, J.B. (1994):** Catchment and channel hydrology. – In: ABRAHAMS, A.D. & PARSONS, A.J. (Hrsg.): Geomorphology of Desert Environments. Chapman & Hall, London, pp. 257-287.
- TODINI, E. (1996):** The Arno rainfall-runoff model. Journal of Hydrology, Vol. 175, pp. 339-382.
- TODINI, E. (1988):** Rainfall-Runoff modelling – past, present and future. Journal of Hydrology, Vol. 100, pp. 341-352.
- TOOTH, S. (2000):** Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. Earth-Science Reviews, Vol. 51, pp. 76-107.
- U**
- USDA SOIL TAXONOMY:** <http://soils.usda.gov/technical/classification/taxonomy/> (Stand August 2010).
- U.S. SOIL CONSERVATION SERVICE (US SCS) (1986):** Urban Hydrology for Small Watersheds, Technical Release No 55 (TR-55).
- V**
- VAN DER ENT, R.J. & SAVENIJE, H.H.G. (2011):** Length and time scales of atmospheric moisture recycling. Atmospheric Chemistry and Physics, Vol. 11, pp. 1853-1863.
- VENKATRAM, A. (1988):** On the use of kriging in the spatial analysis of acid precipitation data. Atmospheric Environment (1967), Vol. 22(9), pp. 1963-1975.
- VOGEL, J.C. (1995):** The Temporal Distribution of Radiocarbon Dates for the Iron Age in Southern Africa. The South African Archaeological Bulletin, Vol. 50, No. 162, pp. 106-109.
- VÖLKEL, J. & GRUNERT, J. (1990):** To the problem of dune formation and dune weathering during the Late Pleistocene and Holocene in the southern Sahara and the Sahel. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Vol. 34 (1), pp. 1-17.
- VÖLKEL, J. (1989):** Formation of dunes and pedogenesis as palaeoclimatic indicators in Sahara and Sahel of the Republic of Niger. Palaeoecology of Africa, Vol. 20, pp. 37-54.
- VÖLKEL, J. (1988):** Zum jungquartären Klimawandel im saharischen und sahelischen Ost-Niger aus bodenkundlicher Sicht. Würzburger Geographische Arbeiten, Vol. 69, pp. 255-276.
- VON STORCH, H., CUBASCH, U., GONZALES-ROUCO, J.F. (2000):** Combining palaeoclimatic evidence and GCMs by means of data assimilation through upscaling and nudging. Proceedings of the 11<sup>th</sup> Symposium on global change studies, pp. 28-31.

**VOSE, R.S., SCHMOYER, R.L., STEURER, P.M., PETERSON, T.C., HEIM, R., KARL, T.R. & EISCHEID, J. (1992):** The Global Historical Climatology Network: long-term monthly temperature, precipitation, sea level pressure, and station pressure data. ORNL/CDIAC-53, NDP-041. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee

**VOSS, R., SAUSEN, R. & CUBASCH, U. (1998):** Periodically synchronously coupled integrations with the atmosphere-ocean general circulation model ECHAM3/LSG. *Climate Dynamics*, Vol.14, Issue 4, pp. 249-266.

## W

**WAGENSCHNEIN, D. (2006):** Einfluss der Gewässermorphologie auf die Nährstoffretention - Modellstudie am Beispiel der mittleren Weißen Elster. Dissertation. Cottbus, Brandenburgische Technische Universität Cottbus. In: <http://deposit.ddb.de/cgi-bin/dokserv?idn=982848447> (Stand Juni 2007).

**WAGNER, G.A. (1995):** Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart. 277 S.

**WALLER M. & SALZMANN, U. (1998):** The Holocene Vegetational History of the Nigerian Sahel Based on Multiple Pollen Profiles. *Revue Palaeobotanic Palynological*, Vol. 100, pp. 39-72.

**WARD, A. & TRIMBLE, S. (2004):** *Environmental Hydrology* 2nd Edition, Lewis Publishers.

**WEISCHET, W. (1995):** Einführung in die Allgemeine Klimatologie: physikalische und meteorologische Grundlagen. Teubner, Stuttgart.

**WEISCHET, W. & ENDLICHER, W. (2000):** Regionale Klimatologie - Teil 2: Die Alte Welt. Europa, Afrika, Asien. Stuttgart: 625 S.

**WENINGER, B., JÖRIS, O. & DANZEGLOCKE, U. (2007):** CalPal-2007. Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package. <http://www.calpal.de/> (Stand Februar 2007).

**WHITE, F. (1983):** The vegetation of Africa. A descriptive memoir to accompany the UNESCO/AETFAT/UNSO vegetation map of Africa. UNESCO, Paris, France.

**WIESE, B. (1997):** Afrika: Ressourcen, Wirtschaft, Entwicklung. Band 1: 269 S.

**WILLGALIS, S. (2005):** Beiträge zur präzisen Echtzeitpositionierung in GPS Referenzstationsnetzen. Dissertation, Hannover, 169 S.

**WILLIAMS, M.A.J., DUNKERLY, D.L., DE DECKKER, P., KERSHAW, A.P. & STOKES, T. (1993):** Quaternary Environments. London, 330 S.

**WININGER, M. (1975):** Bewölkungsuntersuchungen über der Sahara mit Wettersatellitenbildern. *Geographica Bernensia*, Reihe G, Vol. 1, 149 S.

**WOHLRAB, B., ERNSTBERGER, H., MEUSER, A. & SOKOLLEK, V. (1992):** Landschaftswasserhaushalt. Verlag Paul Parey, Hamburg, Berlin.

Y

**YAIR, A. & RAZ-YASSIF, N. (2004):** Hydrological processes in a small arid catchment: scale effects of rainfall and slope length. *Geomorphology*, Vol. 61, pp. 155-169.

**YAIR, A. & LAVEE, H. (1985):** Runoff generation in arid and semi-arid environments. – In: ANDERSON, M.G. & BURT, T. (Hrsg.): *Hydrological Forecasting*. Wiley, Chichester, pp. 183–220.

**YAN, Z. & PETIT-MAIRE, N. (1994):** The last 140 ka in the Afro-Asian arid/semi-arid transitional zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 110, pp. 217-233.

Z

**ZIELHOFER, C., FAUST, D., ESCUDERO, R.B., DIAZ DEL OLMO, F., KADEREIT, A., MOLDENHAUER, K.-M. & PORRAS, A. (2004):** Centennial-scale late-Pleistocene to mid-Holocene synthetic profile of the Medjerda Valley, northern Tunisia. *The Holocene*, Vol. 14, No. 6, pp. 851-861.

**ZUPPI, G.M. & SACCHI, E. (2004):** Hydrogeology as a Climate recorder: Sahara (North Africa) and the Po Plain (Northern Italy). *Global and Planetary Change*, Vol. 40, Issue 1/2, pp. 79-91

## 10.2 Datenquellen

### *Digitales Höhenmodell:*

**SRTM - NASA/USGS:** NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA): URL: <http://www.jpl.nasa.gov/srtm/>. Zur Verfügung gestellt vom UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS): URL: <http://edcsns17.cr.usgs.gov/EarthExplorer/> (u03:27.07.2004; f03: 15.06.2009).

### *Satellitenbilder:*

**ETM+ - NASA/USGS:** NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA): URL: <http://landsat.gsfc.nasa.gov/>. Zur Verfügung gestellt vom UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS): URL: <http://edcsns17.cr.usgs.gov/EarthExplorer/> (25.09.2006).

### *Geologische Karten:*

**GREIGERT, J. & PUOGNET, R. (1965):** Republique du Niger, Carte Geologique 1:2.000.000.

### *Topographische Karten:*

**INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL – FRANCE (IGN) (1979):** TK 1:200000 Blatt: DaoTimmi, Djado, Madama, Seguedine, Toummo.

### *Luftbilder:*

**INSTITUT GEOGRAPHIQUE NATIONAL – FRANCE (IGN) (1955):** Photothèque Nationale, République du Niger, mission aérienne NF 33 XIII (Achelouma), Nummern: 167-169, 194-197, 214 und 215.

### *Meteorologische Daten:*

**NOAA NCDC GHCN (2002):** Global Historical Climatology Network: monthly weather station temperature and precipitation.  
URL: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.GHCN/> (02.06.2008).

**NOAA NCDC DAILY GLOBALSOD (2005):** Global daily WMO weather station data. URL: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.DAILY/.GLOBALSOD/> (05.05.2009).

## 10.3 Internetquellen

[www.eduspace.esa.int](http://www.eduspace.esa.int)

<http://www.eduspace.esa.int/eduspace/subdocument/default.asp?document=515&language=de> (09.12.2009).

## Curriculum Vitae

Der Lebenslauf ist in der Online-Version aus Gründen des Datenschutzes nicht enthalten.



Der Lebenslauf ist in der Online-Version aus Gründen des Datenschutzes nicht enthalten.



Der Lebenslauf ist in der Online-Version aus Gründen des Datenschutzes nicht enthalten.



Der Lebenslauf ist in der Online-Version aus Gründen des Datenschutzes nicht enthalten.



## Schriftenverzeichnis

---

### AUFSÄTZE

- MARQUARDT, N., KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (201X): Late quaternary spatiotemporal analysis of the palaeoclimate of North Africa and the Near East based on proxy-data. (*in preparation*)
- SCHÜTT, B., DUCKE, K., KRAUSE, J. (2010): A cluster-analysis-based classification for NE Africa. In: Runge, J. (Ed.): African Palaeoenvironmental and Geomorphic Landscape Evolution. *Palaeoecology of Africa*, 30, pp. 199 - 225.
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2009): Fluvial geomorphology and palaeohydrology of a small tributary of the Plateau de Mangueni, NE Niger. In: Baumhauer, R. & Runge, J. (Eds.): Holocene Palaeoenvironmental History of the Central Sahara. *Palaeoecology of Africa*, 29, pp. 137-157.
- SCHÜTT, B., KRAUSE, J. (2009): Comparison of Proxy-Based Palaeoenvironmental Reconstructions and Hindcast Modelled Annual Precipitation - a Review of Holocene Palaeoenvironmental Research in the Central Sahara. In: Baumhauer, R. & Runge, J. (Eds.): Holocene Palaeoenvironmental History of the Central Sahara. *Palaeoecology of Africa*, 29, pp. 23 - 37.
- KUNSTMANN, H., KRAUSE, J., MAYER, S. (2006): Inverse distributed hydrological modelling of Alpine catchments. In: *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, pp. 395-412.
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B., THIEMANN, S. (2004): Hare River catchment – landscape character of a drainage basin in the southern Ethiopian Rift Valley. In: Wenclawiak, B. & Wilnewski, S. (Eds.): Sedimentary Studies in Tropics and Subtropics. *Weiterbildung in Siegen*, 14, pp. 16-40.

---

### KONFERENZBEITRÄGE - INTERNATIONAL

- MARQUARDT, N., KRAUSE, J., MÜLLER-NEUHOF, B. (2012): Late Quaternary Spatiotemporal Analysis of the Palaeoenvironment of Northeast-Africa and the Near East based on Proxy-data. 2<sup>nd</sup> Landscape Archaeology Conference: LAC2012, Berlin. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., MARQUARDT, N., SCHÜTT, B. (2010): Proxydata based spatio-temporal analysis of the palaeoclimate conditions for North Africa and Middle East. 1st Landscape Archaeology Conference: LAC2010, Amsterdam. *\*Posterpräsentation\**
- TÓTH, J., KRAUSE, J., SCHÜTT, B., WULF-RHEIDT, U. (2009): Preliminary Results of the Environmental Reconstruction in the Area of Felix Romuliana, Eastern Serbia, in: Abstract book Geoarchaeology 2009, University of Sheffield. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2007): Analysis of palaeoenvironmental changes in the central Sahara – A literal interpretation. XVII INQUA congress, Cairns, Australia. *Quaternary International*, Vol. 167-168 Supplement, 0756. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2007): Channel-morphology based palaeohydrological analysis of the Achelouma valley, NE-Niger. XVII INQUA congress, Cairns, Australia. *Quaternary International*, Vol. 167-168 Supplement, 0762. *\*Vortrag\**

- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2007): Channel-morphology based palaeohydrological analysis of the Achelouma valley, NE-Niger. EGU general assembly. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 09548. *\*Vortrag\**
- KUNSTMANN, H., KRAUSE, J. (2003): Automatic Parameter Estimation for a Distributed Hydrological Model and Application to an Alpine Watershed. XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics – IUGG2003, Sapporo, Japan. *\*Posterpräsentation\**

---

### KONFERENZBEITRÄGE - NATIONAL

- KRAUSE, J., BRAUNECK, J., SCHÜTT, B. (2009): Landschaftsentwicklung und Paläohydrologie des Acheloumatales, NE-Niger. AdG 2009, Berlin. Abstractband zur Jahrestagung der Afrikagruppe deutscher Geowissenschaftler. *\*Vortrag\**
- MARQUARDT, N., KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2009): Raum-zeitliche Analyse der Paläoklimabedingungen für den Raum Nordafrika und Vorderasien auf der Grundlage von Proxydaten. AdG 2009, Berlin. Abstractband zur Jahrestagung der Afrikagruppe deutscher Geowissenschaftler. *\*Posterpräsentation\**
- BRAUNECK, J., KRAUSE, J., BAUMHAUER, R. (2009): Holozäne Landschaftsentwicklung im Becken von Madama (Fabergé-Depression / NE-Niger). AdG 2009, Berlin. Abstractband zur Jahrestagung der Afrikagruppe deutscher Geowissenschaftler. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., PRÖMMEL, K. (2009): Vorstellung des Teilprojektes von A-III - 1 Klimaforschung. Exzellenzcluster TOPOI. Research Area A - Spatial Knowledge and Conceptual Design. *\*Vortrag\**
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2007): Gerinnemorphologisch-basierte hydrologische Analysen im Kernraum der Sahara, NE Niger - Das Acheloumatal. AdG 2007, Potsdam. Abstractband zur Jahrestagung der Afrikagruppe deutscher Geowissenschaftler. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2007): Gerinnemorphologisch-basierte hydrologische Analysen im Kernraum der Sahara, NE Niger - Das Téfidingatal. AdG 2007, Potsdam. Abstractband zur Jahrestagung der Afrikagruppe deutscher Geowissenschaftler, S. 50. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2007): Channel-morphology based (palaeo-) hydrological analysis of the Achelouma valley, NE Niger. 1. Arbeitstreffen der Jungen Geomorphologen des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie, Ammersee. *\*Vortrag\**
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2007): Paläohydrologie des Seeterrassentals im südlichen Plateau de Manguenis, NE Niger. Jahrestreffen des AK Wüstenränder 2007, Rauschholzhausen (heute: Arbeitskreis Wüstenrandforschung der Deutschen Gesellschaft für Geographie). *\*Vortrag\**
- KRAUSE, J., BECK, J., SCHÜTT, B. (2006): Visualisierung der jungquartären Paläoumweltveränderungen am Beispiel der Stufenvorlandsenke von Seguedine. 32. Jahrestagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie, Dresden. Tagungsband. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., DUCKE, K., SCHÜTT, B. (2006): Klimatische Differenzierung des saharisch-sahelischen Afrikas. 32. Jahrestagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie, Dresden. Tagungsband. *\*Posterpräsentation\**

- KRAUSE, J., MARQUARDT, N., SCHÜTT, B. (2006): Analysen der Paläoumweltveränderungen in der zentralen Sahara – eine Literaturlauswertung. 32. Jahrestagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie, Dresden. Tagungsband. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2006): Die Landschaftseinheiten des südlichen Plateau de Mangueni und des östlichen Plateau du Djado, NE Niger. 32. Jahrestagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie, Dresden. Tagungsband. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2006): Paläohydrologische Analysen im Kernraum der Sahara, NE Niger. 32. Jahrestagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie, Dresden. Tagungsband. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2006): Eine morphologische Landschaftseinteilung des südlichen Plateau de Mangueni und des östlichen Plateau du Djado, NE- Niger. AdG 2006, Würzburg. Abstractband zur Jahrestagung der Afrikagruppe deutscher Geowissenschaftler. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., BECK, J., SCHÜTT, B. (2006): Die Stufenvorlandsenke von Seguedine – Eine Visualisierung der jungquartären Paläoumwelt. AdG 2006, Würzburg. Abstractband zur Jahrestagung der Afrikagruppe deutscher Geowissenschaftler. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., DUCKE, K., SCHÜTT, B. (2006): Eine geostatistische Klimadatenauswertung ausgewählter Stationen im sahelisch- saharischen Afrika. AdG 2006, Würzburg. Abstractband zur Jahrestagung der Afrikagruppe deutscher Geowissenschaftler. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., MARQUARDT, N., SCHÜTT, B. (2006): Analyse der Paläoumweltveränderungen in der zentralen Sahara – eine Literaturlauswertung. AdG 2006, Würzburg. Abstractband zur Jahrestagung der Afrikagruppe deutscher Geowissenschaftler. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., SCHÜTT, B. (2005): Morphographische Analyse des östlichen Plateau du Djado, NE Niger. 31. Jahrestagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie, Berlin. Tagungsband, S.22. *\*Posterpräsentation\**
- KRAUSE, J., KUNSTMANN, H. (2004): Inverse flächendifferenzierte hydrologische Modellierung eines alpinen Einzugsgebietes – Verbindung von WaSiM-ETH und PEST. 30. Jahrestagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie, Heidelberg. Tagungsband, S. 67. *\*Posterpräsentation\**

---

## DIPLOMARBEIT

- KRAUSE, J. (2003): Inverse hydrologische Modellierung für das alpine Einzugsgebiet der Ammer mittels WaSiM-ETH und PEST. Diplomarbeit an der Universität Trier

## Eidesstattliche Erklärung

### Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorgelegte Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe verfasst und andere als die angegebenen Hilfsmittel nicht benutzt habe.

Ich erkläre, dass ich die Arbeit erstmalig und nur am Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin eingereicht habe und keinen entsprechenden Doktorgrad besitze. Der Inhalt der dem Verfahren zugrunde liegenden Promotionsordnung ist mir bekannt.

Berlin, den 07. März 2013

Jan Krause