

**Boni Island -  
Holozäne Landschaftsdynamik und  
Mensch-Umwelt-Beziehung am Vierten Nil-Katarakt  
(Nord-Sudan)**

**Inaugural-Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Universität zu Köln**

**vorgelegt von  
Mathias Ritter  
aus Gera**

**Köln, 2012**

Berichterstatter: Prof. Dr. Ulrich Radtke  
Prof. Dr. Helmut Brückner  
Prof. Dr. Olaf Bubenzer

Vorsitzender der  
Prüfungskommission: Prof. Dr. Frank Schäbitz

Mündliche Prüfung: 16.04.2012

*"Wer da trinket von den Wassern Afrikas, der kehret wieder für und für."*

---

Arabisches Sprichwort

## Vorwort und Dank

Mein erster Geländeaufenthalt im Sudan begann im September 2005 knapp zwei Wochen nach Abgabe meiner Diplomarbeit. Als projektbegleitender Geograph war ich Teammitglied des Teilprojektes A9 im SFB 389 "ACACIA" unter Leitung von PD Dr. Hans-Peter Wotzka bei einem dreimonatigen Einsatz auf Boni Island am Vierten Katarakt. Bereits im Gelände und auch im Anschluss war er immer ein interessierter und kritischer Diskussionspartner, ihm sei an dieser Stelle herzlich gedankt. Nach der Rückkehr entstand in Zusammenarbeit mit Prof. Dr. Olaf Bubenzer dieses Dissertationsprojekt. Während eines weiteren zweimonatigen Feldaufenthalts im Herbst 2006 unter der Leitung von Dr. Heinz Felber wurde mir eine weitere Datenerhebung ermöglicht, ihm gilt ebenfalls mein Dank.

In ganz besonderem Maß möchte ich an dieser Stelle Prof. Dr. Olaf Bubenzer danken, der mich immer in jeder Hinsicht unterstützt, gefördert und ermutigt hat. Ihm verdanke ich sehr viele fruchtbare Anregungen und Diskussionen, auch über das eigentliche Thema hinaus.

Herzlich möchte ich mich bei dem Betreuer dieser Dissertation Herrn Prof. Dr. Ulrich Radtke bedanken, der mir bei all meinen Arbeiten stets wissenschaftliche Freiheit gelassen hat und bei Herrn Prof. Dr. Helmut Brückner, der sich bereit erklärt hat, diese Arbeit als Zweitgutachter zu lesen.

Weiterhin möchte ich mich bei den Kolleginnen und Kollegen des Kölner Geographischen Institutes bedanken, die mich stets mit Rat und Tat unterstützt haben. Unter ihnen gilt mein besonderer Dank Dr. Oliver Bödeker für zahlreiche hilfreiche Diskussionen und den anregenden Ideenaustausch. Dr. Andreas Bolten ist mir dankenswerter Weise in jeder Hinsicht bei der Arbeit mit Fernerkundungsdaten sehr hilfreich gewesen. Ich danke der Arbeitsgruppe von Prof. Dr. Ulrich Radtke (Dr. Alexandra Hilgers, Dr. Nicole Klasen, Matthias Michels) für die Datierung der OSL-Proben und der Diskussion der Ergebnisse sowie Dr. Nadja Pöllath von der LMU München für die Bestimmung der Molluskenfunde von Boni Island.

Prof. Dr. Helga Besler, die bedauerlicher Weise 2012 verstorben ist, verdanke ich viel Unterstützung bei der Auswertung der granulometrischen Analysen. Ich danke herzlich Dr. Karin Kindermann, deren Anregungen und Diskussionen einen wertvollen Beitrag zum Gelingen dieser Arbeit darstellen. Weiterhin danke ich den Kollegen des SFB 389 und der Forschungsstelle Afrika, die immer ein offenes Ohr für alle Afrika-Fragen hatten. Gedankt sei hier auch all den Team-Mitgliedern,

mit denen ich unvergessliche Erlebnisse bei der gemeinsamen Geländearbeit und dem Alltag im Gelände teilen durfte.

Weiterhin möchte ich mich herzlich bei den Kolleginnen und Kollegen der anderen internationalen Missionen am Vierten Katarakt bedanken, die mir wertvolle Informationen, Karten, Datenbanken und Hinweise zur Verfügung gestellt haben, die die Erstellung der topographischen Karte am Ende dieser Arbeit erst ermöglicht haben.

Ich möchte mich bei den Kollegen der sudanesischen National Corporation for Antiquities and Museums (NCAM) Dr. El Gazafi Yousif Ishag und Dr. Fawzi Hassan Bakhiet bedanken, die uns bei allen bürokratischen Abläufen nach besten Kräften unterstützt haben.

Dank sei an dieser Stelle auch an die Bewohner der mittlerweile untergegangenen Dörfer El Harraz, Kodjera und Sheriq Kanadjera gerichtet, die stellvertretend für die Manasir entlang des Vierten Kataraktes uns bei den Geländearbeiten und logistischen Herausforderungen vor Ort geholfen haben, und denen ich zahlreiche unvergessliche Begegnungen verdanke.

Mein ganz besonderer Dank gilt meinen Eltern Gunthild und Georg Ritter sowie meinem Bruder Thomas, die mich in dieser Zeit stets unterstützt und ermutigt haben. Meinem Freund und Lebensgefährten Rainer Klein danke ich für Liebe und Verständnis und auch besonders für seine Ausdauer während meiner insgesamt fünfmonatigen Abwesenheit bei den Forschungsreisen.

# Inhaltsverzeichnis

Vorwort und Dank.....	I
Inhaltsverzeichnis .....	III
Abbildungsverzeichnis.....	VI
Abkürzungsverzeichnis .....	X
<b>Einleitung .....</b>	<b>1</b>
<b>Fragestellung und Motivation .....</b>	<b>4</b>
<b>1 Untersuchungsgebiet .....</b>	<b>6</b>
1.1 Naturräumliche Eingrenzung .....	6
1.2 Kulturhistorische Eingrenzung.....	8
1.3 Stand der Forschung.....	9
1.3.1 Kenntnis in der Antike .....	9
1.3.2 Arabische Gelehrte des Mittelalters .....	10
1.3.3 Neuzeitliche Reisende und Entdecker .....	10
1.3.4 Geowissenschaftliche Forschung.....	12
1.3.5 Archäologische Forschung .....	12
1.4 Geologie und Tektonik .....	13
1.4.1 Präkambrium.....	13
1.4.2 Paläozoikum und Mesozoikum .....	15
1.4.3 Quartär.....	18
1.5 Der Nil und sein Einzugsgebiet.....	20
1.5.1 Die Entwicklung des Nil und seines Beckens.....	20
1.5.1.1 Der Eo-, Paläo- und Proto-Nil .....	21
1.5.1.2 Der Prä-Nil.....	22
1.5.1.3 Der Neo-Nil.....	22
1.5.1.4 Der $\delta$ -Neo-Nil (moderner Nil) .....	23
1.5.2 Topographie des Weißen Nil.....	24
1.5.3 Blauer Nil und Atbara .....	26
1.5.4 Nil.....	26
1.5.5 Hydrologische Verhältnisse.....	28
1.5.6 Die Katarakte .....	29
1.6 Klimatische Verhältnisse.....	30
1.6.1 Lage innerhalb der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre.....	30
1.6.2 Klimadatenlage .....	32
1.6.3 Klassifizierung der klimatischen Verhältnisse.....	32
1.6.4 Temperaturen .....	33
1.6.5 Niederschlag .....	34
1.6.6 Luftfeuchte .....	34
1.6.7 Wind.....	35
1.6.8 Evapotranspiration .....	36

1.6.9	Klimaentwicklung im Holozän.....	37
1.7	Vegetation.....	39
1.7.1	Wüste und Halbwüste.....	39
1.7.2	Nil-Oase.....	41
1.8	Landnutzung.....	43
1.9	Besiedlungsgeschichte.....	44
<b>2</b>	<b>Untersuchungsmethoden .....</b>	<b>47</b>
2.1	Feldarbeit.....	47
2.2	Auswahl der Feldmethoden .....	48
2.3	Kartenwerke und Fernerkundungsdaten.....	49
2.3.1	Kartenwerke.....	49
2.3.2	Satellitenbilder.....	51
2.3.3	Vermessung.....	52
2.3.3.1	Gerätebeschreibung.....	52
2.3.3.2	Datenaufnahme und Datenverarbeitung .....	52
2.3.3.3	Datenqualität .....	53
2.3.3.4	Lagekorrektur der Satellitenbilder .....	54
2.3.4	Digitale Höhenmodelle .....	55
2.4	Datenerhebung im Gelände .....	58
2.4.1	Profilsprache.....	58
2.4.2	Bohrungen.....	58
2.4.3	Probennahme.....	58
2.4.4	Kartierungen.....	59
2.5	Labormethoden .....	59
2.5.1	Granulometrie .....	59
2.5.1.1	Korngrößenbestimmung Siebkorn .....	59
2.5.1.2	Korngrößenbestimmung Schlammkorn .....	62
2.5.2	Farbbestimmung .....	63
2.5.3	Geochemie.....	64
2.5.3.1	Kalkgehalt .....	64
2.5.3.2	Bestimmung organischer Substanz .....	64
2.5.3.3	Elektrische Leitfähigkeit.....	64
2.5.3.4	pH-Wert.....	65
2.5.4	Datierungen .....	65
2.5.4.1	<sup>14</sup> C-Datierung .....	65
2.5.4.2	OSL-Datierung .....	66
<b>3</b>	<b>Untersuchungsergebnisse .....</b>	<b>71</b>
3.1	Rezente Landnutzung.....	71
3.2	Morphometrische Geländebefunde .....	73
3.2.1	Gerinnenetz .....	75
3.2.2	Vermessung ausgewählter Wadis .....	75
3.2.2.1	Wadilängsprofil 1 - Wadi El Mazari .....	77
3.2.2.2	Wadilängsprofil 6 - Wadi Er Rum.....	79
3.2.2.3	Zusammenschau der Längsprofile.....	80
3.2.2.4	Rhizome.....	81

---

3.2.2.5	Mollusken.....	82
3.2.2.6	Patinagrenze .....	83
3.2.2.7	Geröllterrassen .....	84
3.2.2.8	Diskussion der Vermessung .....	85
3.2.3	Sedimentuntersuchungen an ausgewählten Standorten .....	88
3.2.3.1	Charakterisierung der Sedimenttypen im Untersuchungsgebiet. ....	88
3.2.3.2	Standort 26: am Fundplatz S04/57 .....	89
3.2.3.3	Standort 22: Wadi El Harraz West und Standort 24: Wadi El Harraz Ost	95
3.2.3.4	Standort 53: Wadi El Malfalik West.....	99
3.2.3.5	Standort 51: Wadi El Malfalik (Boxgraves).....	103
3.2.3.6	Standort 50: Wadi El Malfalik (Abu Seha-Terrasse).....	106
3.2.3.7	Standort 47: Catena in der Modjera bei Umm Gedadiya .....	108
3.2.3.8	Standort 48: Hochflutrinne Modjera .....	112
3.2.3.9	Standort 55: Terrassen von Er Rum .....	114
3.2.3.10	Korrelation der Sedimentprofile.....	117
3.2.4	Geländeaufnahme im Kontext archäologischer Fundplätze .....	118
3.2.4.1	Standort 22: Fundplatz S04/192 "Boxgraves".....	118
3.2.4.2	Standort 32: Fundplatz S05/141 "Kerma-Friedhof" .....	119
3.2.4.3	Standort 61: "Scharrbilder" .....	120
3.2.5	Rezente anthropogene Eingriffe .....	121
<b>4</b>	<b>Topographische Karte 1:100000.....</b>	<b>123</b>
<b>5</b>	<b>Die Nil-Katarakte im Vergleich .....</b>	<b>126</b>
5.1	Erster Katarakt.....	126
5.2	Zweiter Katarakt .....	128
5.3	Dritter Katarakt .....	130
5.4	Fünfter Katarakt .....	130
5.5	Sechster Katarakt.....	134
5.6	Vergleich und Einordnung .....	136
<b>6</b>	<b>Synthese und Diskussion.....</b>	<b>138</b>
<b>7</b>	<b>Ausblick .....</b>	<b>145</b>
<b>8</b>	<b>Kurzzusammenfassung .....</b>	<b>148</b>
<b>9</b>	<b>Abstract .....</b>	<b>150</b>
<b>10</b>	<b>Quellen.....</b>	<b>151</b>
10.1	Schriftenverzeichnis.....	151
10.2	Kartenwerke.....	168
10.3	Fernerkundungsdaten und Datenbanken .....	170
<b>Anhang.....</b>	<b>171</b>	
Teilpublikationen .....	191	
Erklärung.....	192	
Lebenslauf .....	193	

# Abbildungsverzeichnis

Abb.0-1:	Das Untersuchungsgebiet entlang des Vierten Kataraktes .....	2
Abb.1-1:	Topographische Übersicht der Insel Boni.....	7
Abb.1-2:	Historische Reiserouten.....	11
Abb.1-3:	Archäologische Konzessionsgebiete am Vierten Katarakt.....	13
Abb.1-4:	Litho-strukturelle Skizze des Nord-Sudan.....	14
Abb.1-5:	Geologische Karte des Vierten Nil-Kataraktes.....	16
Abb.1-6:	Der heilige Berg Jebel Barkal bei Karima.....	18
Abb.1-7:	Stratigraphie des Nil-Tals (Tabelle).....	21
Abb.1-8:	Einzugsgebiet des Nil .....	25
Abb.1-9:	Längsprofil des Nil und seiner Quellflüsse .....	27
Abb.1-10:	Abflusskurve des Nil bei Khartoum und des Atbara.....	28
Abb.1-11:	Luftdruck- und Strömungsverhältnisse in Nordafrika.....	31
Abb.1-12:	Klimadiagramme der Bahnstation No.6 (Mahatta Sitta), Abu Hamed und Khartoum.....	33
Abb.1-13:	Windrosen für die Stationen Abu Hamed, Karima und Khartoum.....	35
Abb.1-14:	Staubsturm und Niederschlag in der Bayuda am 10.10.2006 .....	36
Abb.1-15:	Phasen Klima-gesteuerter Besiedlung der Ost-Sahara .....	38
Abb.1-16:	<sup>14</sup> C-Daten ab 8000 BC von Boni Island dem Nord- und Zentral-Sudan .....	39
Abb.1-17:	Landschaften der Ost-Sahara .....	40
Abb.1-18:	Vegetation am Fuß des Jebel Beida westlich von Boni Island.....	41
Abb.1-19:	Vegetationszonierung im Nil-Tal auf Boni Island .....	42
Abb.1-20:	Vereinfachte Zeittafel der Kulturentwicklung in Obernubien .....	45
Abb.1-21:	Flutungsmodell für den Vierten Katarakt .....	46
Abb.2-1:	Ablaufschema der geowissenschaftlichen Arbeiten auf Boni Island.....	48
Abb.2-2:	Kartographische Darstellungen Boni Islands zwischen 1891 und 2012.....	50
Abb.2-3:	Satellitenbilder von Boni Island von 1963 bis 2003 .....	51
Abb.2-4:	Kartierung der Lageunterschiede zwischen der morgendlichen und abendlichen DGPS-Messung .....	53
Abb.2-5:	Lageunterschiede zwischen der morgendlichen und abendlichen DGPS-Messung (Tabelle).....	53
Abb.2-6:	Vergleich von ASTER und DGPS-Profilen.....	54
Abb.2-7:	DGPS-basierte Lagekorrektur der QuickBird-Satellitenbilder .....	55
Abb.2-8:	Drei derzeit frei verfügbaren DEM: GTOPO30, SRTM, ASTER.....	55
Abb.2-9:	DGPS-basierte Höhenmodelle im Umfeld der archäologischen Fundplätze S04/57 (Standort 26) und S04/192 (Standort 20) .....	56
Abb.2-10:	DGPS-Messpunkte im Umfeld der archäologischen Fundplätze S04/57 (Standort 26) und S04/192 (Standort 20) .....	56

Abb.2-11:	Kombination von DGPS-DEM und QuickBird-Satellitenbild im Umfeld des archäologischen Fundplatzes S04/192.....	57
Abb.2-12:	Umgebung der archäologischen Fundplätze S04/57 (Standort 26) und S04/192 (Standort 20) .....	57
Abb.2-13:	Spezifische Korngrößenparameter nach FOLK & WARD (1957) .....	60
Abb.2-14:	Reaktionsdiagramm .....	61
Abb.2-15:	Übersicht der <sup>14</sup> C-Proben (Tabelle).....	67
Abb.2-16:	Übersicht der OSL-Datierungen (Tabelle) .....	70
Abb.3-1:	Abfolge der Landnutzungstypen nahe der Dörfer An Niberi, El Harraz und Sweigi.....	72
Abb.3-2:	Idealisiertes Landnutzungsschema auf Boni Island.....	72
Abb.3-3:	Übersicht der im Text behandelten Standorte auf Boni Island und dem rechten Nil-Ufer.....	74
Abb.3-4:	Kartierung des Gerinnenetzes und der Einzugsgebietsgrößen.....	76
Abb.3-5:	Längsprofil Nr. 1 des Wadi El Mazari .....	77
Abb.3-6:	Wadi El Mazari mit seinen typischen Reliefeinheiten .....	78
Abb.3-7:	Das Wadilängsprofil 6 nahe des Dorfes Er Rum.....	79
Abb.3-8:	Regelmäßige tektonische Anlage von Tributärwadis .....	81
Abb.3-9:	Kalkverbackene Rhizome.....	82
Abb.3-10:	Molluskenfunde von Boni Island.....	83
Abb.3-11:	Die Grenze zwischen patinierten und nicht patinierten Bereichen.....	84
Abb.3-12:	Geröllterrassen im Innern Boni Islands.....	85
Abb.3-13:	Gegenüberstellung eines Wadilängsprofils (Profil 1, El Mazari) und eines Geländeprofiles .....	86
Abb.3-14:	Übersicht der DGPS-Vermessungen an 13 Wadilängsprofilen (Tabelle).....	87
Abb.3-15:	Der spät-christliche Fundplatz S04/57 (Standort 26).....	90
Abb.3-16:	Geomorphologische Kartierung der Nordspitze von Boni Island .....	91
Abb.3-17:	Ergebnisse der Sedimentanalysen am Standort 26 (oberer Profilteil) .....	92
Abb.3-18:	Ergebnisse der Sedimentanalysen am Standort 26 (unterer Profilteil) .....	93
Abb.3-19:	Profilmfoto Standort 26 (unterer Teil).....	94
Abb.3-20:	Ergebnisse der Sedimentanalysen am Standort 22 Wadi El Harraz West.....	97
Abb.3-21:	Ergebnisse der Sedimentanalysen am Standort 24 Wadi El Harraz Ost .....	98
Abb.3-22:	Aufschluss des Standortes 53 Wadi El Malfalik West .....	100
Abb.3-23:	Geomorphologische Kartierung des westlichen Wadi El Malfalik .....	101
Abb.3-24:	Ergebnisse der Sedimentanalysen am Standort 53 Wadi El Malfalik West.....	102
Abb.3-25:	Labordaten der OSL-Datierung des Standortes Wadi El Malfalik West.....	103
Abb.3-26:	Profilmfoto Standort 51 Wadi El Malfalik (Boxgraves) .....	104
Abb.3-27:	Lage des Standortes 51 im Wadi El Malfalik .....	104
Abb.3-28:	Ergebnisse der Sedimentanalysen am Standort 51 Wadi El Malfalik (Boxgraves) .....	105
Abb.3-29:	Lage des Standortes 50 (Abu Seha Terrasse) im Wadi El Malfalik.....	106
Abb.3-30:	Ergebnisse der Sedimentanalysen am Standort 50 Wadi El Malfalik (Abu Seha Terrasse, oberer Teil).....	107

Abb.3-31:	Ergebnisse der Sedimentanalysen am Standort 50 Wadi El Malfalik (Abu Seha Terrasse, unterer Teil).....	108
Abb.3-32:	Lage des Standortes 47 (Catena in der Modjera).....	109
Abb.3-33:	Schema der Catena beim Umm Gedadiya .....	111
Abb.3-34:	Ergebnisse der Sedimentanalysen des Standortes 48 (Hochflutrinne) .....	113
Abb.3-35:	OSL-Datierung des Standortes 48 (Hochflutrinne) (Tabelle) .....	114
Abb.3-36:	Lage der Terrassensedimente des Wadi Er Rum .....	115
Abb.3-37:	Geomorphologische Kartierung der Umgebung des Dorfes Er Rum .....	116
Abb.3-38:	Korrelation der sedimentologischen Untersuchungen auf Boni Island. ....	118
Abb.3-39:	Scharrbild (Geoglyphe) eines Kamels .....	121
Abb.3-40:	Bewässerungssystem südlich von El Mazari und Aquädukt nahe Khor Rabah .....	122
Abb.4-1:	Die neue topographische Karte des Vierten Kataraktes.....	124
Abb.4-2:	Übersicht der Kartenwerke, die für die Erstellung der topographischen Karte 1:100000 des Vierten Kataraktes als Grundlage gedient haben (Tabelle).....	124
Abb.5-1:	Die Landschaft am Ersten Katarakt: Inseln Saluga und Sehel.....	126
Abb.5-2:	Kartierung des Ersten Kataraktes .....	127
Abb.5-3:	Felsen von Abusir am Zweiten Katarakt .....	128
Abb.5-4:	Kartierung des Zweiten Kataraktes.....	129
Abb.5-5:	Kartierung des Dritten Kataraktes.....	131
Abb.5-6:	Kartierung des Fünften Kataraktes (nördlicher Teil) .....	132
Abb.5-7:	Kartierung des Fünften Kataraktes (südlicher Teil) .....	133
Abb.5-8:	Epigenetisches Durchbruchstal des Sechsten Kataraktes.....	134
Abb.5-9:	Kartierung des Sechsten Kataraktes .....	135
Abb.6-1:	Schematische Darstellung morphologischer Prozessbereiche auf Boni Island. ....	141
Abb.6-2:	Landschaftshaushaltsfaktoren und den Grad ihrer Wirksamkeit auf Boni Island. ....	142
Abb.7-1:	Schematische Darstellung der Prozesse im Hamdab-See und stromabwärts der Staumauer des Merowe-Damms .....	146
Abb.A-1:	Datentabelle der granulometrischen, geochemisch-physikalischen Laboranalysen (Teil 1) .....	171
Abb.A-2:	Datentabelle der granulometrischen, geochemisch-physikalischen Laboranalysen (Teil 2).....	172
Abb.A-3:	Datentabelle der granulometrischen, geochemisch-physikalischen Laboranalysen (Teil 3).....	173
Abb.A-4:	Datentabelle der granulometrischen Analyse ( $\varphi$ -Siebung)(Teil 1)....	174
Abb.A-5:	Datentabelle der granulometrischen Analyse ( $\varphi$ -Siebung)(Teil 2)....	175
Abb.A-6:	Datentabelle der granulometrischen Analyse ( $\varphi$ -Siebung)(Teil 3)....	176
Abb.A-7:	Wadilängsprofil 2. ....	177

Abb. A-8: Wadilängsprofil 3 .....	178
Abb. A-9: Wadilängsprofil 4 .....	179
Abb. A-10: Wadilängsprofil 5 Shimit Ghrib.....	180
Abb. A-11: Wadilängsprofil 7 .....	181
Abb. A-12: Wadilängsprofil 8. ....	182
Abb. A-13: Wadilängsprofil 9 El Karan .....	183
Abb. A-14: Wadilängsprofil 10 Wadi Abu Seha .....	184
Abb. A-15: Wadilängsprofil 11 Wadi El Malfalik.....	185
Abb. A-16: Wadilängsprofil 12 Khor Ras Boni .....	187
Abb. A-17: Wadilängsprofil 13 Khor Hugab .....	188
Abb. A-18: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr.1 (0 m) Standort 47.....	188
Abb. A-19: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 2 (10 m) Standort 47. ....	188
Abb. A-20: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 3 (20 m) Standort 47. ....	189
Abb. A-21: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 4 (30 m) Standort 47. ....	189
Abb. A-22: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 5 (40 m) Standort 47. ....	189
Abb. A-23: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 6 (55 m) Standort 47. ....	189
Abb. A-24 Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 7 (70 m) Standort 47 .....	190
Abb. A-25: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 8 (80 m) Standort 47 .....	190
Abb. A-26: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 9 (90 m) Standort 47 .....	190

Kartenbeilage:

Topographische Karte 1:100000 des Vierten Kataraktes

# Abkürzungsverzeichnis

a	anno, Jahr (auch üblich: ka, Ma)
ACACIA	Akronym des Sonderforschungsbereichs 389 (Universität zu Köln) <i>Arid Climate Adaptation and Cultural Innovation in Africa</i>
AD	Anno Domini, nach Christus
$A_I$	Ariditätsindex
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, Sensor auf dem Terra-Satellit
BC	Before Christ, vor Christus
bp	before present, in der Regel für unkalibrierte $^{14}\text{C}$ -Daten verwendet, wobei die Gegenwart (present) mit dem Jahr 1950 definiert ist
cal	kalibriertes $^{14}\text{C}$ -Datum
CLINO	Climatological Normals (WMO)
$D_E$	Äquivalenzdosis
$D_0$	Dosisrate
DEM	Digital Elevation Model, digitales Höhenmodell
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DGPS	Differenzielles Globales Positionierungssystem
$E_{\text{pot}}$	potentielle Evapotranspiration
GAME	Gdansk Archaeological Museum Expedition
GPC	Ground Control Point
GIS	Geographisches Informationssystem
GPS	Globales Positionierungssystem
GRAS	Geological Research Authority of the Sudan
Gy	Gray, phys. Strahlungseinheit, absorbierte Energiedosis pro Masse
H.U.N.E.	Humboldt University Nubian Expedition
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone
Jh.	Jahrhundert
Jtd.	Jahrtausend
K	Kelvin, Kurtosis, Kalium
LGM	Letztes Glaziales Maximum
LMU	Ludwig-Maximilians-Universität in München
S	Siemens, physikalische Einheit der elektrischen Leitfähigkeit (Angabe meist als $\mu\text{S}/\text{cm}$ oder $\text{mS}/\text{cm}$ )
MDASP	Merowe Dam Archaeological Salvage Project
NCAM	National Corporation for Antiquities and Museums
NS	Niederschlag
OSL	Optisch Stimulierte Lumineszenz
RSD	Relative Standard Derivation, relative Standardabweichung
SFB	Sonderforschungsbereich
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TEJ	Tropical Easterly Jet
Th	Thorium
U	Uran
u.Z.	unsere Zeitrechnung
v.u.Z.	vor unserer Zeitrechnung
WMO	World Meteorological Organization

# Einleitung

„Weiße Flecken“ existieren in geographischer Hinsicht auf den Festlandsflächen der Erde im „Zeitalter der Fernerkundung“ (z.B. GoogleEarth) eigentlich nicht mehr. Doch im Jahr 2008 ist im Nord-Sudan eine Landschaft in einem Großstausee untergegangen, die bis zum Beginn der vorliegenden Arbeit geowissenschaftlich nahezu unerforscht war. Es handelt sich dabei um die Region um den Vierten Nil-Katarakt (Abb. 0-1).

Bisher fehlten für diesen Raum grundlegende topographische und geomorphologische Kartierungen sowie vergleichbare geomorphologische Basisdaten, die Rückschlüsse auf die raum-zeitliche Genese der verschiedenen Landschaftseinheiten mit ihrem Formen- und Sedimentinventar und damit auf ihr Nutzungspotenzial für den Menschen erlauben. Nicht nur der drohende Untergang dieser einzigartigen Kataraktlandschaft prädestinierte die Untersuchungsregion für eine systematische geowissenschaftliche Erfassung. Der Vierte Nil-Katarakt bietet auf Grund seiner Abgelegenheit eine geradezu idealtypische Versuchsanordnung der Natur: In dieser Region stehen tektonisch stark beanspruchte neoproterozoische Gesteine des Grundgebirges oberflächlich an. Durchbrochen wird dieses Gestein vom Nil, einem der großen Ströme Afrikas, der sich hier in zahlreiche Arme teilt und Stromschnellen bildet. Innerhalb dieser Zone von Inseln und Kanälen haben sich die Menschen seit Jahrtausenden ein Refugium erobert, in dem sie ein hoch angepasstes Landnutzungssystem entwickelt haben. Ein subsistenzorientiertes Leben jenseits des Nil-Tals ist nicht möglich, da die Ost-Sahara, die den Vierten Katarakt umgibt, zu den trockensten Regionen Nordost-Afrikas gehört.

Die vorliegende Dissertation wurde im Anschluss an den Kölner Sonderforschungsbereich *„Kultur- und Landschaftswandel im ariden Afrika: Entwicklungsprozesse unter ökologischen Grenzbedingungen“* (SFB 389) angefertigt. Der SFB 389 wurde von 1995 bis 2007 durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft gefördert und umfasste im letzten Antragszeitraum 16 interdisziplinäre Teilprojekte.

Das Teilprojekt A9 *„Landschaftsarchäologie des Niltals bei Boni Island (Nord-Sudan): Vergleichende Untersuchungen zu Potential und holozäner Nutzungsgeschichte einer Kataraktzone“* stand unter der Leitung von Hans-Peter Wotzka (Institut für Ur- und Frühgeschichte) und Heinz Felber (Seminar für Ägyptologie).

Hintergrund der geo-archäologischen Forschungen am Vierten Katarakt waren die im Jahr 2003 begonnenen Bauarbeiten zur Errichtung des Nil-Staudamms nahe der nordsudanesischen Stadt Karima. Der entstehende *Hamdab-See* sollte als zweitgrößter Nil-Stausee auf einer Länge von 170 km einen bis dahin auch archäologisch kaum erforschten Nil-Abschnitt überfluten (Abb. 0-1, 1-21). Mit der Kataraktzone wurde ein neuer Landschaftstyp in den Fokus des SFB 389 gerückt. Die



Aufgabe des Teilprojektes war es, das Potenzial und Nutzungsgeschichte dieser Landschaft exemplarisch mit einem interdisziplinären Methodeninventar in diachroner Perspektive zu rekonstruieren. Vor dem Hintergrund sich verändernder klimatischer und ökologischer Bedingungen sollte die Landschaftserfassung als Basis für spätere Übertragungen auf andere, ähnlich strukturierte Abschnitte des Katarakt-Nil und einen Vergleich mit den weiteren SFB-Untersuchungsregionen im ariden NE-Afrika dienen (WOTZKA & FELBER 2004, BUBENZER et al. 2007a). Die archäologischen Arbeiten umfassten die Zeit von der Altsteinzeit bis in die Neuzeit (WOTZKA 2004), wobei sich zunächst auf die Zeitscheibe vom 8. Jh. v.u.Z. bis zum 4. Jh. u.Z. konzentriert wurde (WOTZKA & FELBER 2004).

Die vorliegende Arbeit bildet den geowissenschaftlichen Anteil im Rahmen des Teilprojektes A9 ab. Das Alter, die Genese und sowie die Eigenschaften der auftretenden Formen und Sedimente auf Boni Island sowie die raum-zeitliche Dynamik der morphologischen Prozesse im Hinblick auf die Landschaftsentwicklung und das sich daraus ableitenden Nutzungspotenzials werden darin exemplarisch und systematisch untersucht. Neben einer topographisch-geomorphologischen Übersichtskartierung im Maßstab 1:100000, die sowohl auf verschiedenen Fernerkundungsdaten als auch auf umfassenden Geländeerhebungen beruht, werden kleinräumig geowissenschaftliche Beispieldatensätzen an Typuslokalitäten gewonnen. Hier erfolgen geomorphographische, geomorphometrische, sedimentologische und pedologische Detailstudien. Ausgewählte Sedimentproben wurden im Labor geochemisch, sedimentologisch und geochronologisch untersucht. Die Zusammenschau der Ergebnisse ermöglicht die Erfassung des komplexen und kleinkammerten Gefügemosaiks der Landschaft am Vierten Nil-Katarakt. Daraus wird die Rekonstruktion vorzeitlicher und aktueller Nutzungspotenziale abgeleitet, um schließlich eine modellhafte und damit übertragbare Betrachtung zu ermöglichen.

# Fragestellung und Motivation

Mit der Landschaft am Vierten Nil-Katarakt wird ein bis dato kaum erforschter Landschaftstyp im ariden Nordostafrika erstmals geomorphologisch systematisch untersucht. Durch ihre spezielle naturräumliche Ausstattung stellt sie einen einzigartigen Gunst- und Siedlungsraum im späten Holozän dar.

Mittelpunkt der vorliegenden Arbeit ist die Erfassung und Analyse der Landschaftseinheiten auf Boni Island. Folgenden Leitfragen soll im Rahmen dieser Arbeit nachgegangen werden:

- Welches landschaftliche Inventar weist eine typische Kataraktlandschaft in arider Umgebung auf?
- Welche Einflussfaktoren führten zur Ausgestaltung des vorliegenden Formenschatzes und des sich daraus ergebenden Nutzungspotenzials?
- Welche Rolle spielt diese Landschaftskonfiguration für die Nutzung durch den Menschen?
- Welche Interaktion zwischen dem Menschen und den natürlichen Faktoren lassen sich rekonstruieren, und wie morphologisch persistent sind diese menschlichen Eingriffe?

Indizien sprechen dafür, dass die *Kleinkammerung* der Landschaft und das sich daraus ergebende Gefügemosaik räumlich eng begrenzter, benachbarter ökologischer Gunst- und Ungunsträume entscheidend für die Nutzungsmöglichkeiten und damit die Lebensgrundlage für die Menschen auf Boni Island waren. Für eine grundlegende Erfassung des gesamten Kataraktes und der angrenzenden Wüstenbereiche bietet sich zunächst eine topographisch-geomorphologische Übersichtskartierung in einer einheitlichen, aktuellen, lagegenauen und vollständigen Form an (vgl. LESER 1977). Für die Geländeuntersuchungen wurde ein Multi-Proxy-Ansatz gewählt, innerhalb dessen unterschiedliche Daten und Archive erfasst und in einem zweiten Schritt zueinander in Bezug gestellt werden können. Vor diesem Hintergrund wurde zum Beispiel erstmals die kombinierte Anwendung von präziser DGPS-Vermessungen mit hochaufgelösten Satellitenbilddaten zum Einsatz gebracht. Die Erfassung des rezenten landschaftlichen Formeninventars mit seiner derzeitigen Nutzung bildete die Basis für die Rekonstruktion der Dynamik dieser Landschaftsentwicklung. Um dieses Ziel zu erreichen, wurden an ausgewählten repräsentativen Standorten Geo-Archive untersucht, die einerseits lokale klimati-

sche Impulse in den Sedimenten abbilden und andererseits der spezifischen hydrologischen Fernsteuerung des Systems Nil Rechnung tragen. Einen wichtigen Teil der Arbeiten bildeten die Laboranalysen der Sedimentproben ausgewählter Standorte. Deren Ergebnisse erlauben Rückschlüsse auf die jeweiligen Sedimentationsmilieus sowie postsedimentäre Prozesse und damit die Umweltbedingungen während der Ablagerungs- und Überprägungsphasen. Durch die Auswahl der Probennahmestandorte an Typuslokalitäten lassen sich die dort gewonnenen Befunde auf vergleichbare, über Fernerkundung und Geländevermessungen klassifizierte, Reliefeinheiten räumlich flächenhaft übertragen. Ein chronostratigraphisches Grundgerüst soll über archäologische Befunde und einzelne Lumineszenz-Datierungen erarbeitet werden (vgl. BRÜCKNER & GERLACH 2007).

*„In old days caravan routes passed the Monasir country on either side, and even then its people lived out of the world and almost untouched by passing events. Only in moments of conquest and violence does its name find place in the pages of history.“ (INNES 1931)*

# 1 Untersuchungsgebiet

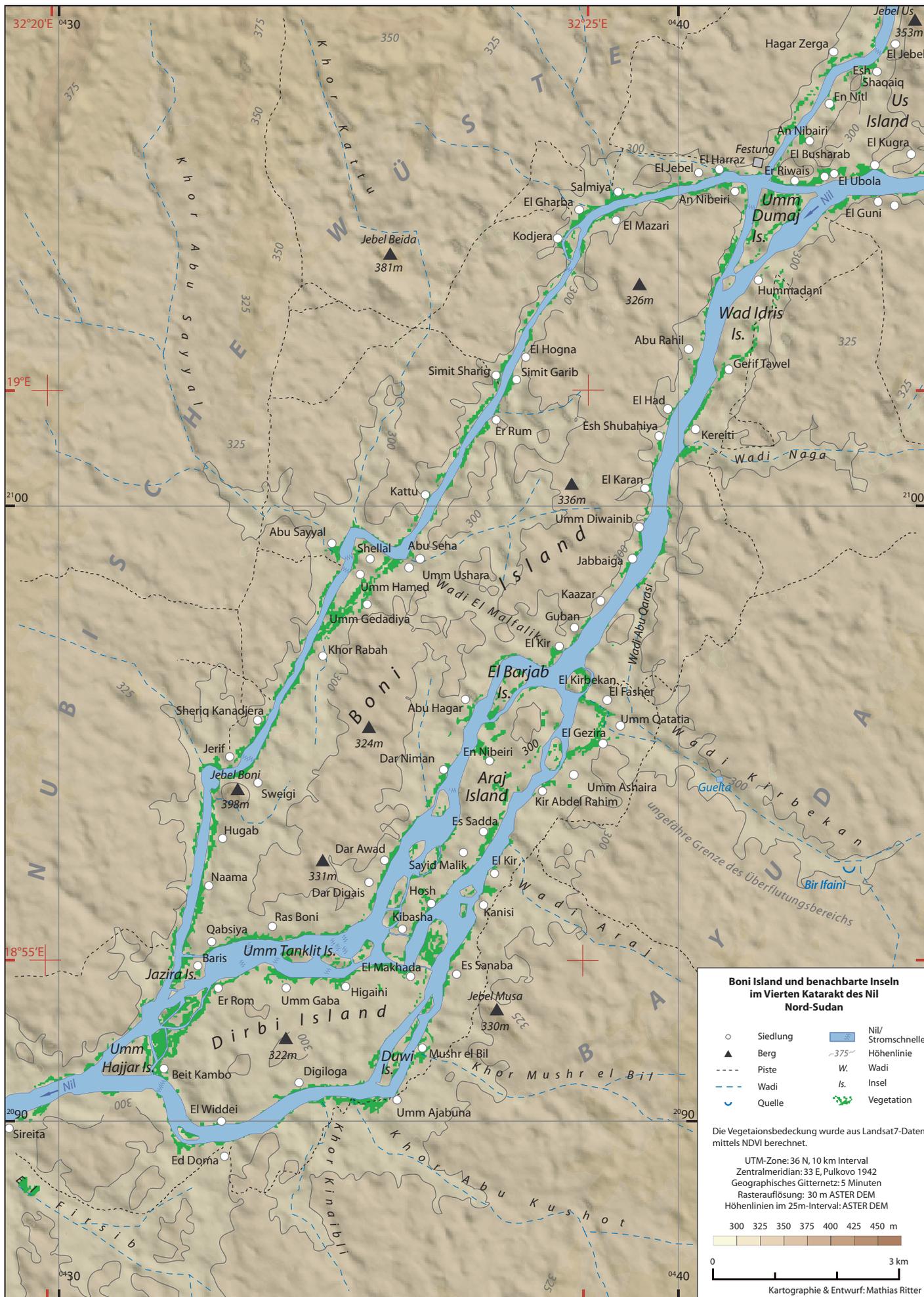
## 1.1 Naturräumliche Eingrenzung

Das Untersuchungsgebiet des Vierten Nil-Kataraktes liegt im sudanesischen Teil der südlichen Ost-Sahara zwischen 18°35' und 19°33'N und 31°55' und 33°07'E. Innerhalb der administrativen Gliederung der heutigen Republik Sudan erstreckt sich der Katarakt auf die Nil-Provinz (Nahr an Nil) und die Nordprovinz (Ash Shamaliya). Der Nil wendet sich in diesem Abschnitt auf einer Länge von etwa 300 km in weitem Bogen nach Südwesten und formt dadurch das „Great-S-Bend“ (STERN & ABDELSALAM 1996); diese große Nil-Schleife bildet den geographischen Rahmen dieser Arbeit (Abb. 0-1). Im Norden wird das Untersuchungsgebiet durch die Nubische Wüste begrenzt, die sich bis in das südliche Ägypten erstreckt. Im Westen wird der Bereich durch den Nil selbst und im Osten durch das Vorland des Roten-Meer-Gebirges eingerahmt. Südlich schließt sich die Bayuda an, die im weiteren Sinn den Bereich innerhalb des Nil-Bogens zwischen Khartoum und Ed Debba bezeichnet.

Fälschlicher Weise wird sie oft als Bayuda-*Steppe* bezeichnet (KIEPERT & WEILAND, 1853, PETERMANN & HASSENSTEIN 1862, The Edinburgh Geographical Institute 1896, KASSAS 1971). *Steppe* – ein Begriff, der hier ungeeignet ist, da Trockengebiete nur außerhalb der Wendekreise als Steppen bezeichnet werden. Zum einen liegt die Bayuda südlich des Wendekreises, also beleuchtungsklimatisch in den Tropen, zum anderen weist sie eine Dominanz tropischer Florenelemente auf (LAUER & FRANKENBERG 1977, FRANKENBERG 1979) und gehört dadurch zum Übergangsbereich zwischen Wüste, Halbwüste und Savanne. Mit kleineren Korrekturen wird somit der naturräumlich-landschaftlichen Gliederung nach KASSAS (1971) gefolgt (Abb. 1-17).

Innerhalb des großen Nil-Bogens nimmt der Vierte Katarakt einen etwa 120 km langen Abschnitt ein. Seinen nördlichen Anfang bildet die Insel Shiri (s. Kartenbeilage). Im weiteren Verlauf teilt sich der Fluss in zahlreiche Arme und bildet zwischen vielen Inseln und Felsen zahlreiche Stromschnellen. Wenig oberhalb der

*Abb.1-1: Folgende Seite: Topographische Übersicht der Insel Boni und der benachbarten Inseln Dirbi, Araj, Umm Dumaj sowie mehrerer kleiner Inseln. Die Karte ist ein Detailausschnitt aus der topographischen Karte des gesamten Vierten Nil-Kataraktes (s. Kartenbeilage). Vom rechten Nil-Ufer aus wurde die Insel Boni 2005 vom Dorf Kodjera und 2006 vom weiter südlich gelegenen Sheriq Kanadjera begangen (Reliefdarstellung basiert auf ASTER-DEM, eigene Datenerhebung, Kartierung und Kartographie).*



Stadt Karima, nahe des heiligen Jebel Barkal, tritt der Nil in die Schichten der Nubischen Serien ein und verlässt die Kataraktzone.

Der Kernbereich des Untersuchungsgebietes ist die größte Insel im zentralen Abschnitt des Vierten Kataraktes – Boni Island. Sie wird von zwei Nil-Armen umschlossen, einem breiteren im Osten und einem schmaleren im Westen (Abb. 1-1). Die Insel hat eine NNE-SSW-Erstreckung von 15 km und misst an ihrer breitesten Stelle 3 km. Nördlich liegt die Insel Us und nordöstlich die Insel Umm Dumaj. Östlich liegen die Inseln El Barjab und Araj und südlich die Insel Dirbi. Daneben gibt es weitere kleinere, teils unbenannte, Inseln und Flussabschnitte, die lediglich in der Hochflutsaison zu Inseln werden, wie Wad Adimir und Umm Hamed.

## 1.2 Kulturhistorische Eingrenzung

Historisch betrachtet sind die Benennungen des Untersuchungsgebietes sehr vielfältig. Die ältesten Aufzeichnungen sind Hieroglyphen des Pharaos Sesostri I. aus dem Alten Reich Ägyptens (20. Jh. v.u.Z.), die die Region zum Land *Kush* zählen. Die antiken griechischen Quellen zählen Nubien zur Region *Aithiopia*, wobei die Herkunft des Namens *Nubien* bislang umstritten ist. Möglicherweise stammt es vom koptischen Wort *noub* ab, das für Gold steht, also das Herkunftsland des pharaonischen Goldes bezeichnet (HELCK et al. 1980). Die arabischen Quellen des Mittelalters lassen später diesen Bereich im bedeutend größer gefassten *Bilad es Sudan*, dem Land der Schwarzen, aufgehen, der sich in der landschaftlichen Bezeichnung Sudan oder Sudanzone wiederfindet. Eine weitere zeitgenössische arabische Bezeichnung ist *Bilad el Barabra* (HELCK et al. 1982: 527; GEISER 1967: 164).

Heute gehört die Untersuchungsregion zu Nubien, die Bereiche Süd-Ägyptens und des Nord-Sudans umfasst. Diese Abgrenzung ist weniger eine naturräumliche als vielmehr eine ethnologisch-sprachliche, denn es ist das Siedlungsgebiet der drei nubisch sprechenden Bevölkerungsgruppen (EDWARDS 2004:1). Durch diese Eingrenzung konzentriert sich Nubien auf die flussnahen Bereiche längs des Nil und wird in zwei große Teilbereiche getrennt: Unter- und Obernubien (Abb. 0-1). Unternubien umfasst den ägyptischen Teil des Nil-Tals zwischen dem Ersten und dem ehemaligen Zweiten Katarakt, der im Bereich der ägyptisch-sudanesischen Staatsgrenze auf der Höhe des Ortes Wadi Halfa lag. Stromaufwärts des Zweiten Kataraktes beginnt Obernubien. So klar die Grenze im Norden gezogen werden kann, umso vielfältiger sind die Grenzziehungen Obernubiens nach Süden. Je nach Autor wird die Grenze bei Khartoum auf Höhe der Insel Tanqasi nahe Karima oder stromaufwärts des Dritten Kataraktes bis Ed-Debba am Südende des Dongola-Reach gezogen (HELCK et al. 1980: 526). Somit wird der Nil-Bogen nicht in allen Fällen (Ober-)Nubien zugerechnet. ADAMS (1977) nimmt eine weitere interne Unterteilung des Katarakt-Nil vor, die in der Archäologie verbreitet ist. Sie orientiert sich an den geologischen Gegebenheiten, die durch den Wechsel zwischen weiten Alluvialflächen im Bereich der Nubischen Serien und den Kataraktzonen im Basement gekennzeichnet ist.

## 1.3 Stand der Forschung

### 1.3.1 Kenntnis in der Antike

Erstmals verfassten griechische Historiker und Geographen eine Naturbeschreibung des Nil, so beispielsweise Herodot (5. Jh. v.u.Z.), der selbst bis zum Ersten Katarakt gereist war (Hist. II, 17,29, in PAULITSCHKE 1880). Eratosthenes (275–194 v.u.Z.), der zwei Jahrhunderte nach Herodot lebte, beschreibt den Nil-Verlauf mit folgenden Worten bereits sehr treffend: „[...] der ist Nil in seinem Lauf in der Form eines umgekehrten "N" ähnlich: nachdem er von Meroë etwa 2700 Stadien nach Norden geflossen ist, dreht er wieder 3700 Stadien nach Süden und Südwesten um, und wenn er fast auf der Höhe von Meroë angelangt und weit nach Libyen eingedrungen ist, macht er eine andere Biegung und läuft nach Norden, erst 5300 Stadien zu dem Großen Katarakt, dann 1200 Stadien zum Kleinen bei Syene [...]“, so werden seine Angaben von Strabo wiedergegeben (Geographika XVII, 2, in RADT 2005: 409). Ohne diese Region selbst bereist zu haben, beschreibt er als erster den großen Nil-Bogen und gibt ebenfalls Auskunft über die beiden großen Zuflüsse des Nil: den *Astapos* (Blauer Nil) und den *Astaboras* (Atbara). Strabo (ca. 63 v.u.Z. bis ca. 23 u.Z.) hat das Nil-Tal selbst bis auf die Höhe der Insel Philae bereist. „Etwas oberhalb von Elephantine (Insel bei Assuan, Anm. d. Verfassers) ist der Kleine Katarakt, auf dem die Bootsmannschaften den Statthaltern auch eine Vorführung geben. Der Katarakt befindet sich nämlich in der Mitte des Flusses: eine Felsenstufe, die oberhalb eben ist, so dass der Fluss über sie hinwegfließen kann, aber mit einem jähem Rand endet, an dem sich das Wasser bricht; [...] (Geographika XVII, 49, in RADT 2005: 491). Er gibt auch Auskunft über weiter südlich gelegene Regionen, die er selbst nicht besuchte, berichtet aber von mehreren Inseln im Nil, auf denen zum Teil Tausende von Menschen wohnten (Geographika XVII 821, VI 701, XVII 756, 788, in PAULITSCHKE 1880: 21).

Seneca (ca. 1 u.Z.–65 u.Z.) schreibt: „Dann erwarten den Nil die Katarakte, ein Ort, berühmt durch sein gewaltiges Naturschauspiel. Dort erhebt sich der Nil zwischen steilen und an vielen Stellen ausgefressenen Felsen und treibt sein Kräftespiel. Er bricht sich nämlich hier an den sich ihm widersetzenen Felsgestein und kämpft sich durch enge Passagen, [...], schlägt Wellen und, wenn erst einmal seine Wasser in Aufruhr geraten sind, die vorher lautlos in seinem sanften Bett geflossen waren, stürzt er dann gefährlich und mitreißend durch heimtückische Übergänge dahin, sich selbst nun völlig verschieden, da er ja bis zu diesem Punkt nur schlammig und trübe floss.“ (Naturales quaestiones, lib. IVa, 5,2, Übersetzung nach DIEHL 2005).

Plinius der Ältere (ca. 23–79 u.Z.) erwähnt nur den Ersten Katarakt mit Namen. Unterhalb der Insel von Meroë, wie der Bereich zwischen Nil, Blauem Nil und Atbara oft genannt wird (SHAHIN 1985: 3), vereinigt sich der Fluss wieder. Plinius nennt noch eine Reihe weiterer Stromschnellen und Hindernisse, die den Fluss, eingezwängt zwischen Felsen und Inseln, wilder denn je werden lassen und die Wassermassen mit lautem Getöse herab stürzen lassen, bis er dann erschöpft und gezähmt ins Ägyptische Meer fließt (Naturalis historia 5,53, in GIEBEL 2005).

### 1.3.2 Arabische Gelehrte des Mittelalters

Die arabischen Gelehrten des Mittelalters besaßen zwar Kenntnis von den großen Strömen Afrikas, für sie schienen jedoch all diese Flüsse ihren gemeinsamen Ursprung im Kura-See zu haben. Zudem gaben sie allen afrikanischen Strömen die Bezeichnung *Nil* und so finden sich Bezeichnungen wie Nil Ägyptens, Abessinischer Nil, Nil des Sudan, Nil der Nigir oder Nil von Ghana. Den heutigen Nil kannten die älteren arabischen Geographen nur bis Dongola (PAULITSCHKE 1880: 39). Auf den weiter stromauf gelegenen Vierten Katarakt findet sich lediglich bei dem arabischsprachigen Autor *Abu Salih der Armenier* (12./13. Jh.) ein Hinweis, den dieser aber nur als Lokalisierung eines Klosters am rechten Nil-Ufer erwähnt und keine detaillierten Angaben zum Naturraum macht (EVETTS & BUTTLER 1895: 273). Es ist somit die einzige und gleichzeitig auch die älteste bekannte Benennung des Vierten Kataraktes.

### 1.3.3 Neuzeitliche Reisende und Entdecker

Obgleich in den folgenden Jahrhunderten zahlreiche Reisende dem Verlauf des Nil folgten, durchquerten nur wenige Reisende den Vierten Katarakt (Abb. 1-2). Die Möglichkeit, den Weg entlang des Nil-Bogens abzukürzen, ließ viele Reisende diesen Bereich umgehen. Die Fließrichtung des Nil nach Südwesten, die aus Nordosten wehenden Passate sowie die generell fehlende Schiffbarkeit dieses Abschnittes erschwerten zudem einen Verkehr Nil-aufwärts.

Auf seinem Weg nach Äthiopien folgte der Franzose Charles-Jacques Poncet 1698 dem Nil-Tal bis Korti, querte die Bayuda und erreichte südlich des Sechsten Kataraktes erneut den Nil (PAULITSCHKE 1880: 71). James Bruce reiste 1772 auf dem Rückweg von den Nil-Quellen über Sennar, Shendi und Berber weiter nach Norden bis Assuan. Er erwähnt, dass bei den Stromschnellen von Takaki der Nil nach Westen abbiegt und auf dem Weg nach Dongola das Land der Chaigie durchfließt (BRUCE 1804 Bd. 7: 89f, 105), womit entweder die Stromschnellen von Mogrät (RITTER 2008) oder der weiter stromab liegende Vierte Katarakt gemeint sein könnte. Zu Beginn des 19. Jahrhunderts nimmt die Reisetätigkeit entlang des Nil zu. Ludwig Burckhardt reiste 1813 von Kairo bis nach Dongola, wo er – wie er ihn nannte – zum letzten, dem Katarakt von Koke vordrang (RITTER 1822: 593). Mit dieser Bezeichnung ist der Katarakt von Kajbar gemeint (HUME 1935: Tafel XIX).

Erste umfassendere Beschreibungen der oberen Nil-Länder, insbesondere des Vierten Kataraktes, wurden vom Franzosen Frédéric Cailliaud angefertigt, der im Gefolge des ägyptischen Generals Ibrahim Pascha 1821 nach Sennar unterwegs war (CAILLIAUD 1826/27). Ihm folgten Eduard Rüppell (1823–25), Karl Richard Lepsius (1842–46), Joseph Ritter von Russegger (1837–50) und zahlreiche weitere, die teils auf Reise zu den historischen Stätten des alten Ägyptens Landschaftsbeschreibungen anfertigten. Alfred Brehm (1855) war neben Cailliaud der einzige, der entlang des Vierten Kataraktes reiste, wobei er sich zu folgender Beschreibung hinreißen ließ: *"Es scheint, als ob der Zorn Gottes diese Einöde erschaffen hätte."* (BREHM 1855, Bd.3: 289).

Ihre kolonialen Bestrebungen brachten die Briten gegen Ende des 19. Jahrhunderts in den Sudan, im Zuge dessen sie während der Niederschlagung des Mahdi-Aufstandes mit militärischer Macht auch in die Kataraktregion kamen. Eine ausführliche Darstellung des Vierten Kataraktes aus militärgeographischer Perspektive

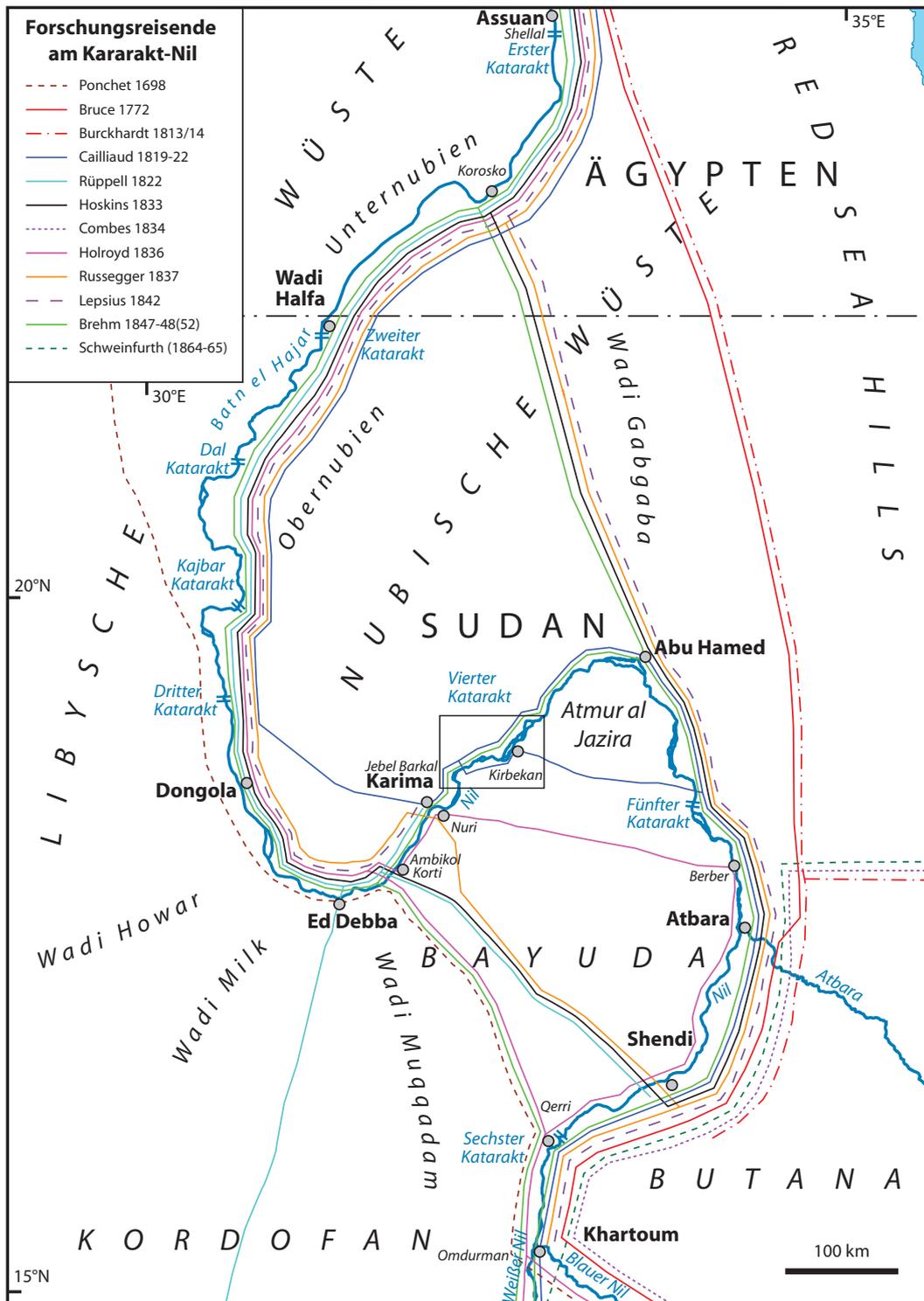


Abb. 1-2: Zahlreiche Reisende orientierten sich über Jahrhunderte hinweg am Verlauf des Nil, um in das sub-saharische Afrika zu gelangen. Doch egal, ob es sich um den Hin- oder Rückweg handelte, der Bereich des Vierten Nil-Kataraktes wurde buchstäblich links liegengelassen; sei es über die Abkürzung von Norden her durch die Bayuda oder von Süden durch die Nubische Wüste. Nur wenige Reisende querten den Abschnitt zwischen Abu Hamed und dem Jebel Barkal beim heutigen Karima (eigene Darstellung nach BRUCE 1804, BURCKHARDT 1822, CAILLIAUD 1826-1827, RÜPPELL 1829, HOSKINS 1835, HOLROYD 1839, RUSSEGGER 1842, 1846, COMBES 1846, LEPSIUS 1853, BREHM 1855).

stellt die Zusammenstellung von GLEICHEN (1897) dar. Das militärische Engagement im Bereich des Vierten Kataraktes gipfelte in der Schlacht von Kirbekan am 10. Februar 1885, auf dem östlichen Nil-Ufer gegenüber von Boni Island (CHURCHILL 1899: 55).

### 1.3.4 Geowissenschaftliche Forschung

Die ersten wissenschaftlichen geologischen Untersuchungen stammen von HUME (1934, 1935), die bereits als Vorarbeiten für einen Staudambau im Bereich des Vierten Kataraktes angefertigt wurden (HUME 1934: 37). Diese Untersuchungen erstreckten sich jedoch nur auf den Abschnitt zwischen El Kab und der Insel Us sowie auf die Nordspitze der Insel Boni, da als möglicher Standort eines Dammes zunächst der Bereich der Insel Shiri geplant war (LYONS 1909: 48). Spätere Untersuchungen streiften den Vierten Katarakt nur randlich (Insel Mograt: KABESH (1962, 1971), Bayuda: ALMOND et al. (1969), MEINHOLD (1979), BGR (1981), GRIFFITHS et al. (1987), PFLAUMBAUM (1987) oder behandelten den Vierten Katarakt innerhalb großräumiger Übersichtsdarstellungen (VAIL 1972, 1978, 1988).

Seit 1988 stehen erstmals flächendeckend geologische Karten im Maßstab 1:1000000 für den gesamten Sudan zur Verfügung (Geological Research Authority of the Sudan - GRAS 1988a, b), die auf der Analyse von Satellitendaten (Landsat ERTS) basieren. Die *Geological Map of the Bayuda Desert* im Maßstab 1:250000 bildet den Bereich innerhalb des Nil-Bogens ab, endet in der Darstellung mit dem Nil-Verlauf (Abb. 2-2) (BGR 1981). Für den Bereich des Vierten Kataraktes kann eine nördliche Fortsetzung der geologischen Einheiten über den Nil hinweg auf kürzere Distanzen im Kilometerbereich angenommen werden, da sich in der Karte 1:1000000 (GRAS 1988a, Blatt *Dongola and Berber*) ebenfalls keine grundlegenden Änderungen der Geologie finden.

Im Zuge der ingenieur-geologischen Untersuchungen für den Bau des Merowe-Damms wurden im Bereich der Insel Hamdab Stabilitätsanalysen durchgeführt (PIOTROVSKII 1996). Diese Insel befindet sich am stromabwärtigen Ende des Kataraktes und ist seit Fertigstellung des Dammes in diesen integriert. Weitere Untersuchungen stützen sich auf Fernerkundung anhand von Luftbildern (MEINHOLD 1979) und Satellitendaten (STERN & ABDELSALAM 1996). Eine detaillierte Kartierung der Lineamente im Umfeld der Insel Boni und der Insel selbst wurde im Rahmen einer Landnutzungskartierung in der Examensarbeit von DIEHL (2005) erstellt. Eine detaillierte botanische Aufnahme wurde am Testfall der Insel Magasir und im Bereich von Dar el Arab in der Diplomarbeit von MALTERER (2006) durchgeführt. Weitere geowissenschaftliche Untersuchungen insbesondere Sedimentsansprachen im Umfeld von Fundplätzen finden sich bei GABRIEL & WOLF (2008) und eine rezent-siedlungsgeographische Arbeit von HABERLAH & VON DEM BUSSCHE (2005) auf der Shiri. Eine wichtige ethnologische Studie über die am Vierten Katarakt lebenden Manasir wurde von SALIH (1999) vorgelegt.

### 1.3.5 Archäologische Forschung

Bedingt durch die Pläne für einen Dammbau im Bereich des Vierten Kataraktes fand 1949 die erste archäologische Prospektion statt, die den Bereich zwischen Karima und El Kab entlang des rechten Nil-Ufers abdeckte (GRAY 1949). Neuerliche Dammbaupläne bewegten die University of Rome Archaeological Mission zu ei-

nem Survey von 170 km Länge zwischen Hamdab und Morgat Island (DONADONI 1997, WELSBY 2003). Im Jahr 1989 führte die National Corporation for Antiquities and Museums (NCAM) einen Survey entlang des Vierten Kataraktes durch (LECLANT 1990, AL HAKEM 1993). Das Gdansk Archaeological Museum (GAME) unternahm in den Jahren 1996 und 1997 entlang des rechten Nil-Ufers einen Survey (PANER 1998, 2003), dem mehrere Grabungskampagnen folgten. Weitere Ausgrabungen wurden durch das Merowe Dam Archaeological Salvage Project (MDASP) (SALAH 2003) und ab 2003 durch die Sudan Archaeological Research Society (SARS) durchgeführt (WOLF 2004). Im Jahr 2004 folgte eine Pilotkampagne des Kölner SFB 389, der 2005 und 2006 noch zwei weitere Kampagnen folgten (WOTZKA 2012). In den Jahren 2004–2007 wurden durch die Humboldt University Nubian Expedition (H.U.N.E.) mehrere archäologische Feldkampagnen durchgeführt (KAMMERZELL 2004, BUDKA 2004, NÄSER 2004, NÄSER & LANGE 2008). Eine Gesamtübersicht der Konzessionsgebiete und Arbeitsbereiche aller am Vierten Katarakt tätigen Missionen findet sich in Abb. 1-3. Flussbegleitend sind weitere Missionen stromaufwärts des Vierten Kataraktes tätig, da diese Abschnitte des Nil-Tals auch von der Flutung durch den Hamdab-See und dessen Rückstau betroffen sind (Abb. 1-21).

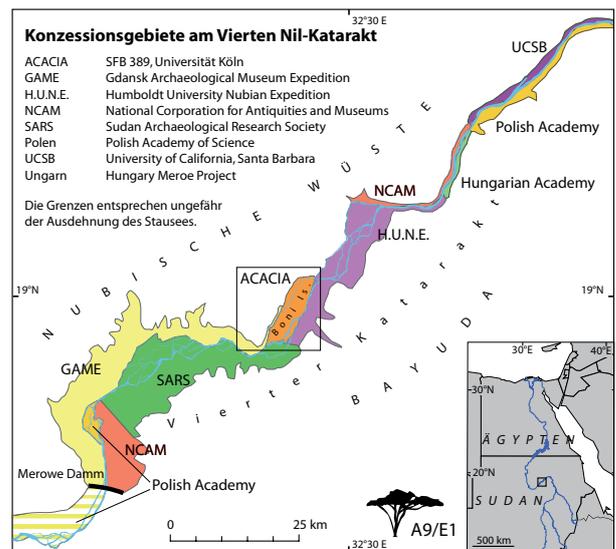


Abb. 1-3: Verteilung der archäologischen Konzessionsgebiete entlang des Vierten Kataraktes. Die äußeren Umrisse orientieren sich ungefähr an den Grenzen des überfluteten Bereiches (eigene Abbildung).

## 1.4 Geologie und Tektonik

Das anstehende Gestein des Vierten Kataraktes wird durch präkambrisches Basement aufgebaut, das für die auftretenden Oberflächenformen von grundlegender Bedeutung ist.

### 1.4.1 Präkambrium

Das Zerschneiden des Superkontinents Rhodinia löste im späten Proterozoikum im Bereich des heutigen Nordostafrikas eine starke Krustenmobilität aus. Es entwickelten sich Ozeanbereiche mit mehreren komplexen Inselbogenzonen, die in der Folgezeit subduziert wurden. Während der Inselbogenphase kamen im Bereich des aktiven Kontinentalrandes die Serien der späteren Bayuda-Formation zur Ablagerung (PFLAUMBAUM 1987, VAIL 1988). Im Osten lag der alte konsolidierte Schild der Abu Harik-Serie. In den westlich anschließenden flachen Schelfbereichen wurden Sandsteine, Tone und Kalksteine mit zwischengeschalteten submarinen basischen Vulkaniten abgelagert. Weiter seewärts schließt an den Schelfbereich die große Geosynklinale, in der die Gesteine der Rahaba-Serie zur Ablagerung kommen. Der Inselbogen der Absol-Serie teilt das Becken in ein Back-arc-basin und

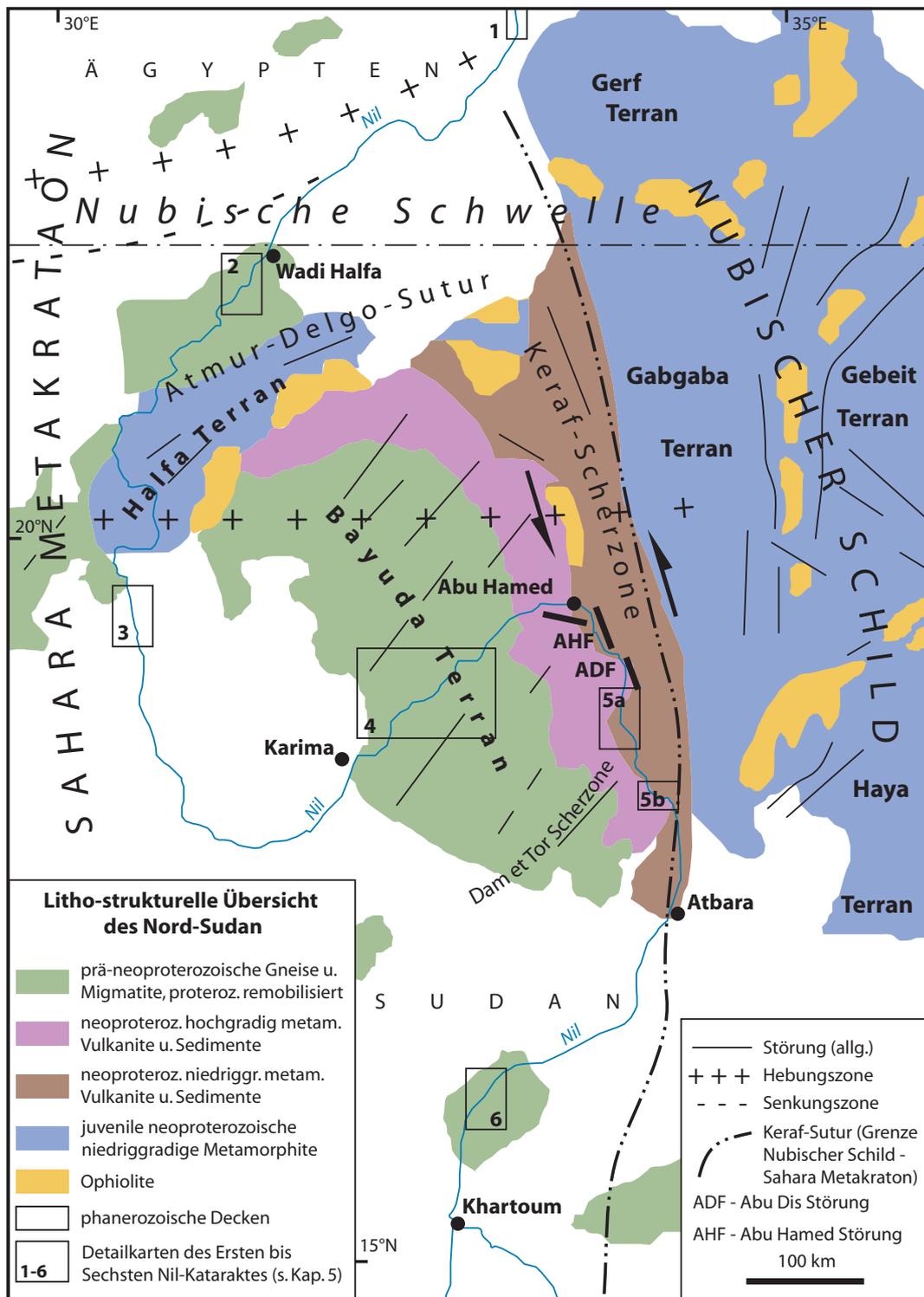


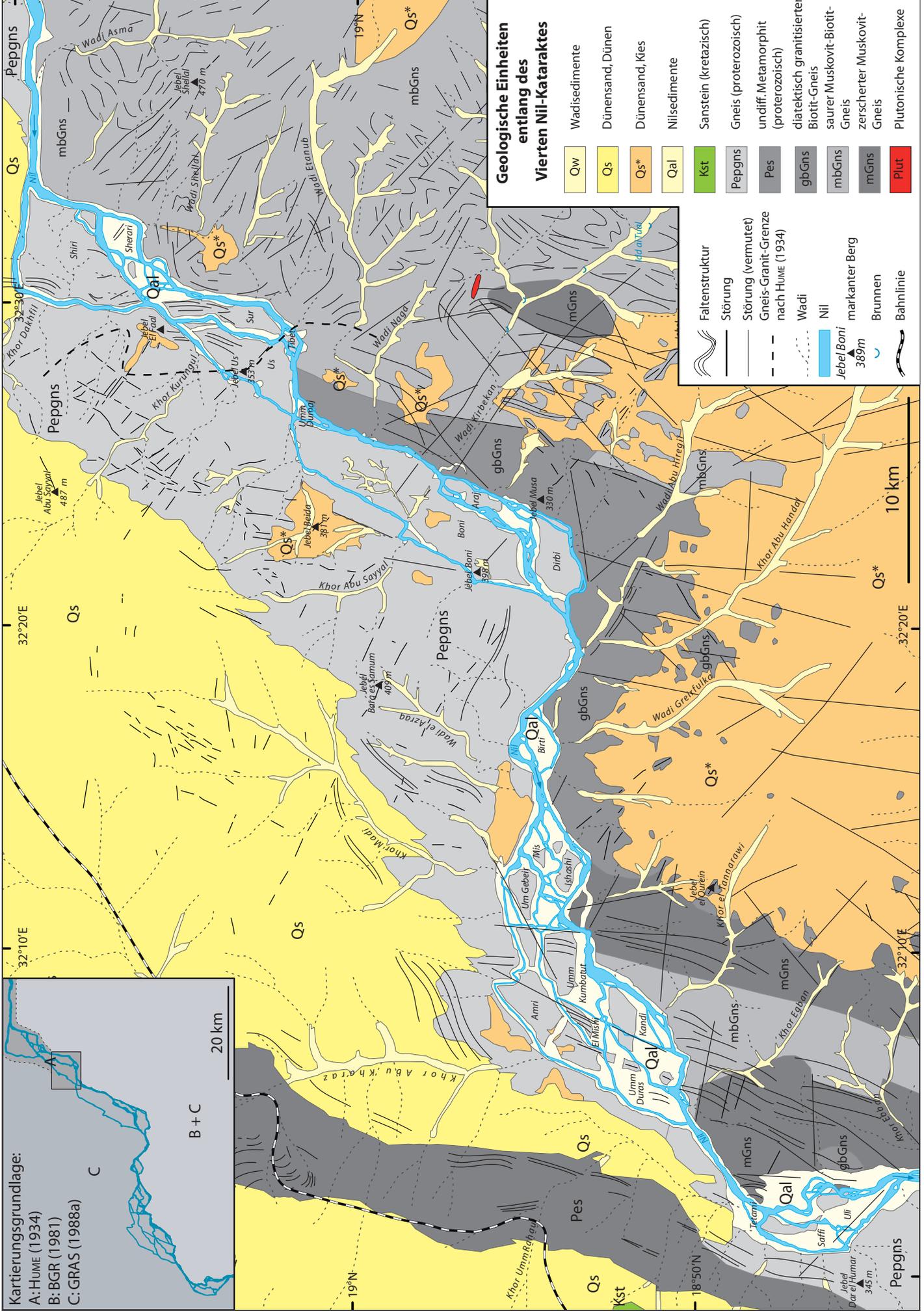
Abb.1-4: Skizze, der wichtigsten litho-strukturellen Elemente im Norden des Sudan. Der Bereich des Vierten Kataraktes liegt vollständig im Bereich des Bayuda-Terrans in dessen Osten sich die stark beanspruchten Bereiche der hoch metamorphisierten Inselbogenkonvergenz gut zu erkennen ist (nach: ABDELSALAM et al. 2003, AHMED SULIMAN 2000, KÜSTER & LIÉGEIS 2001, KÜSTER et al. 2008, STERN & ABDELSALAM 1998, THURMOND et al. 2004, veränderte und ergänzte eigene Darstellung).

ein Fore-arc-basin. Im Back-arc-basin (östliche Rahaba-Serie) wurden weitgehend Arkosen und Grauwacken abgelagert, mit eingeschalteten submarinen basischen Vulkaniten. Im westlichen Teil der Rahaba-Serie wurden im Bereich des Fore-arc-basins mächtige Lagen Grauwacke abgelagert. Lediglich im Bereich des Inselbogens sind vulkanische Einschaltungen zu finden (MEINOLD 1979). Die Gesteine der Bayuda-Formation sind keine stratigraphischen Einheiten im engeren Sinne, denn sie greifen seitlich ineinander. Während der Bayuda-Orogenese (1000–850 Mio. a) (KÜSTER et al. 2008: 35), also bereits vor der pan-afrikanischen Orogenese und auch noch mal während dieser, wurden beide Gesteinseinheiten (Abu Harik und Bayuda) hochgradig metamorphisiert (MEINOLD 1979: 395). So wurde die kontinentale Kruste Nordost-Afrikas und Arabiens während des neoproterozoischen panafrikanischen Orogenese (ca. 900–550 Mio. a) teilweise neu gebildet und regional, dort, wo sie als prä-panafrikanische Kruste bereits existierte, strukturell und thermisch überprägt (SCHANDELMEYER & WIPFLER 1999: 43).

#### 1.4.2 Paläozoikum und Mesozoikum

Die Entstehung Gondwanas führte im Bereich des Nubisch-Arabischen Schildes zur Verschweißung mehrerer Terrane und Krustenschollen an den alten kratonalen Kontinentrand (Abb. 1-4). Der Bayuda-Terran bildet somit einen Teil des Sahara-Metacraton (ABDELSALAM et al. 2002). Die Keraf-Scherzone (ABDELSALAM et al. 1995) bzw. Gabgaba-Scherzone, die die Keraf-Sutur (ABDEL RAHMAN et al. 1993) strukturell überprägt, bildet die Grenze zwischen den metavulkanisch-sedimentären Serien des Arabisch-Nubischen Schildes im Osten und den Granit-Gneisgebieten des Nil-Kratons (SCHANDELMEIER et al. 1987) im Westen (SCHANDELMEIER & WIPFLER 1999: 49). Der letztere ist auf Grund seiner schwierigen räumlichen Erfassung mehrfach Gegenstand der Diskussion gewesen, die auch zu zahlreichen Bezeichnungen geführt hat. ROCCI (1965) nennt ihn Nil-Kraton, wobei der Nil über weite Bereiche im Osten die Grenze des Kratons nachzeichnet, bei KRÖNER (1977) besteht eine Verbindung zum Kongo-Kraton, die in der Bezeichnung Sahara-Kongo-Kraton mündete. Eastern Saharan Craton wird er von BERTRAND & CABY (1978) genannt und BLACK & LIÉGEOIS (1993) nennen ihn Central-Saharan Ghost Craton oder auch Eastern Saharan Ghost Craton (LIÉGEOIS et al. 1994), um das instabile Verhalten während der pan-afrikanischen Orogenese zu dokumentieren. ABDELSALAM et al. (2002) führten den Begriff Sahara-Metakraton ein, um zum einen die bislang noch nicht vollständig geklärte Westausdehnung dieses Krustenblocks zu beschreiben, und zum andern wegen der Remobilisierung während der pan-afrikanischen Orogenese mit der Vorsilbe *meta-* als Kurzform für Metamorphose von den stabilen Kontinentkernen zu unterscheiden (aus ABDELSALAM et al. 2002). Die ozeanisch-kontinentalen Suturen zwischen dem Arabisch-Nubischen Schild und dem Nil-Kraton/Sahara Metakraton sind weitgehend N-S orientiert (Abb. 1-4). Postorogenetisch drangen in das präkambrische Basement paläozoische und mesozoische Magmatite ein. Sie überragen die heute im Basementsockel ausgebildete Rumpffläche in Form von Ringkomplexen (PFLAUMBAUM 1987: 25). Regionale Peneplanation herrschte in Nordafrika nach der pan-afrikanischen Orogenese.

*Abb.1-5: Folgende Seite: Geologische Karte des Vierten Nil-Kataraktes (eigene Darstellung nach HUME 1934, BGR 1981, GRAS 1988a).*



**Kartierungsgrundlage:**  
 A: HUME (1934)  
 B: BGR (1981)  
 C: GRAS (1988a)

B + C  
 20 km

**Geologische Einheiten entlang des Vierten Nil-Kataraktes**

- |   |   |
|---|---|
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:yellow; border:1px solid black;"></span> Qw        | Wadisedimente                           |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:lightyellow; border:1px solid black;"></span> Qs   | Dünensand, Dünen                        |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:orange; border:1px solid black;"></span> Qs*       | Dünensand, Kies                         |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:lightorange; border:1px solid black;"></span> Qal  | Nilsedimente                            |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:lightgreen; border:1px solid black;"></span> Kst   | Sanstein (kretazisch)                   |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:lightgrey; border:1px solid black;"></span> Peggns | Gneis (proterozoisch)                   |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:grey; border:1px solid black;"></span> Pes         | undiff. Metamorphit (proterozoisch)     |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:darkgrey; border:1px solid black;"></span> gbGns   | diatektisch granitisierter Biotit-Gneis |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:lightgrey; border:1px solid black;"></span> mbGns  | saurer Muskovit-Biotit-Gneis            |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:grey; border:1px solid black;"></span> mGns        | zerschetter Muskovit-Gneis              |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:red; border:1px solid black;"></span> Plut         | Plutonische Komplexe                    |
- 
- |  |                                      |
|--|--------------------------------------|
|  | Faltenstruktur                       |
|  | Störung                              |
|  | Störung (vermutet)                   |
|  | Gneis-Granit-Grenze nach HUME (1934) |
|  | Wadi                                 |
|  | Nil                                  |
|  | markanter Berg                       |
|  | Brunnen                              |
|  | Bahnlinie                            |

10 km

32°10'E

32°20'E

32°10'E

32°20'E

18°50'N

19°N

18°50'N

19°N

nese, und durch Aufwölbung wurde ein Hiatus geschaffen (PETTERS 1991: 467). Das eigentliche Nubien bleibt frei von ordovizischen, silurischen, devonischen und unterkarbonischen Sedimenten (KLITZSCH 1989: 154). Entlang der altpaläozoischen Kairo-Khartoum-Schwelle herrschten, der strukturelle Gliederung in N bis NNW folgend, kontinentale Bedingungen. In den östlich und westlich angrenzenden Trogbereichen konnten Transgressionen weit auf den Kraton vordringen (KLITZSCH & WYCISK 1999). Die Kollision Gondwanas mit den Nordkontinenten im Karbon wirkte sich deutlich auf NE-Afrika aus. Es führte zu einer Aufwölbung entlang einer E-W-Achse, die zu einer Veränderung des Drainagenetzes führte. Das Auseinanderbrechen Pangäas im Jura führte zu einer Nordneigung der afrikanischen Platte im ganzen NE-afrikanischen Bereich (KLITZSCH 1989: 155), in deren Folge eine Transgression von Norden weit auf den Kontinent vordringen konnte. Einige dieser Vorstößen reichten im Apt bis in den Nord-Sudan. Zwischengeschaltete fluviatil-kontinentale Sedimentation erfolgte in Richtung Norden. Der Bereich des Nil-Bogens lag im Oberjura und der Unterkreide im Übergangsbereich zwischen einer Erosionszone mit lokalen kontinentalen Ablagerungen im östlichen Teil und einem Bereich alluvialer Ablagerungen im westlichen Teil (KLITZSCH 1989: 156). Im Cenoman (untere Oberkreide) befand sich der Nil-Bogen unter kontinentalen Bedingungen mit einer nord- und nordwestwärts gerichteten Entwässerung in den Bereich der Western Desert hinein. Es finden sich lokal dünne Decken kontinentaler Sedimente und Bodenbildung, generell war die Region jedoch von Erosion gekennzeichnet (KLITZSCH 1989: 157). In der mittleren Oberkreide (Coniac bis Campan) reicht eine weitere Transgression bis südlich des Wadi Howar. Während dieser Zeit befand sich der östliche Teil des Nil-Bogens im vorwiegend durch Erosion geprägten Bereich. Westlich davon schließt sich eine schmale Übergangszone mit fluvialen Ablagerungen bis etwa auf Höhe der Wadi Howar-Mündung an, wo zeitweise flachmarines Milieu erreicht wird. Bis ins Alttertiär erstreckt sich das Hauptüberflutungsgebiet entlang des Nil-Tals von Ägypten bis westlich von Dongola (KLITZSCH 1989: 158). Die Oberjura- bis Oberkreide-Formationen, die in weiten Bereichen als Nubischer Sandstein bzw. Nubische Serien bezeichnet wurden, kamen in dieser Zeit zur Ablagerung. KLITZSCH (1989) setzte sich sehr kritisch mit der von RUSSEGGER (1842) eingeführten Bezeichnung *Nubischer Sandstein* auseinander und zeigte, dass die Ablagerung der Serien in Nubien verschiedene Alter aufweisen. Ihre Gemeinsamkeit ist die Position zwischen transgressiven und regressiven marinen Sedimentationsbedingungen und den sowohl räumlich als auch zeitlich zwischengeschalteten kontinentalen Phasen, die teilweise Bodenbildung aufweisen. Die faziellen Unterschiede greifen auf Grund der jeweiligen Ablagerungsmilieus sowohl vertikal als auch lateral ineinander. In stratigraphischer Hinsicht sei der Begriff „[...] völlig wertlos [...]“, lediglich als Faziesbegriff der Oberjura- bis Oberkreide-Sedimente in Süd-Ägypten und im Nord-Sudan brauchbar (KLITZSCH 1989: 159). Der Hiatus zwischen präkambrischen und den diskordant darüber liegenden mesozoischen Gesteinen ist für weite Bereiche NE-Afrikas kennzeichnend. Spätkretazische Sandsteine stehen bereits wenige Kilometer unterhalb des Vierten Kataraktes an und bilden die weithin sichtbare Landmarke des 287 m hohen Tafelberg und Flächenrest Jebel Barkal (Abb. 1-6), der seit vor-pharaonischer Zeit ein Heiligtum darstellt (ADAMS 1977: 228).

Durch den an der Wende Kreide/Tertiär einsetzenden basaltischen Vulkanismus in der Bayuda kam es zu einer Hebung des Bayuda-Schildes, der die weitgehende Abtragung der darüber liegenden Sandsteinschichten zur Folge hatte. Die in Teilen

präexistente Rumpffläche wurde somit exhumiert und weitergebildet (PFLAUMBAUM 1987: 27). In geschützten Positionen sind noch Reste des Sandsteins erhalten, wie der Bereich des Jebel Nakheru bei Berber. Dort sind kretazische Sandsteine erhalten und werden diskordant von früh-tertiäre Lagen der Hudi-Chert-Formation überlagert, die ihrerseits von tertiären Basaltdecken geschützt werden (WHITEMAN 1971: 92). PFLAUMBAUM (1987: 53) hat im Bereich des Wadi Shellal [in der Ebene von Walad Sabir, Anm. des Verfassers] ebenfalls Reste von Sandstein gefunden. Weiterhin sind im Bereich südlich des Jebel Asma und dem Wadi Iberig Sandsteine und Konglomerate aufgeschlossen sowie tertiäre kalkige lakustrine Ablagerungen zu finden (BGR 1981). Der Bereich des Nil-Bogens war somit im Mesozoikum Sedimentationsraum und nicht durchgehend Erosionszone. Durch die phasenweise Hebung des Bayuda-Schildes wurden Sandsteine weitgehend erodiert, so dass Erhaltungszonen an Störungen gebunden sind oder durch vulkanische Decken geschützt werden. Im Süden der Bayuda, in Bereichen, in denen sie Hebung nicht so stark war, ist der Sandstein noch flächenhaft erhalten. Innerhalb der Bayuda lassen sich fünf große Zentren basaltischer Eruptionen unterscheiden mit einem Vulkanismus von tertiärem bis subrezenten Alter. Das Northern Volcanic Field ab dem Campan (80 Mio. a) und das Abu Rugheiwā Volcanic Field im SW der Bayuda und war mit bis ins Pleistozän (Northern Volcanic Field) wirksam (1,7–0,9 Mio. a). Es ist derzeit noch nicht eindeutig geklärt, ob der Bayuda-Vulkanismus mit dem Aufstieg einer Mantelplume zusammenhängt oder vom Riftsystem des Roten Meeres zumindest im Tertiär mit Hebung der Grabenschulter zu tektonischen Prozessen und Vulkanismus führte (PUDLO & FRANZ 1999: 129, 133).

### 1.4.3 Quartär

Mit den vulkanischen Erscheinungen des Tertiär und des Quartär ging eine weitere epirogenetische Aufwölbung des Bayuda-Schildes einher, die zur Anlage des Entwässerungsnetzes führte. Der Nil bildet die regionale Erosionsbasis und zeichnet mit seinem Verlauf den Rand um das Hebungszenrum nach. Seine Tributärwadis sind auf ihn als Vorfluter eingestellt (PFLAUMBAUM 1987: 28). Jedoch ist der Verlauf des Nil nicht ausschließlich von der Bayuda-Aufwölbung abhängig, denn die weiter nördlich verlaufende Nubische Schwelle bildet das Widerlager dieser

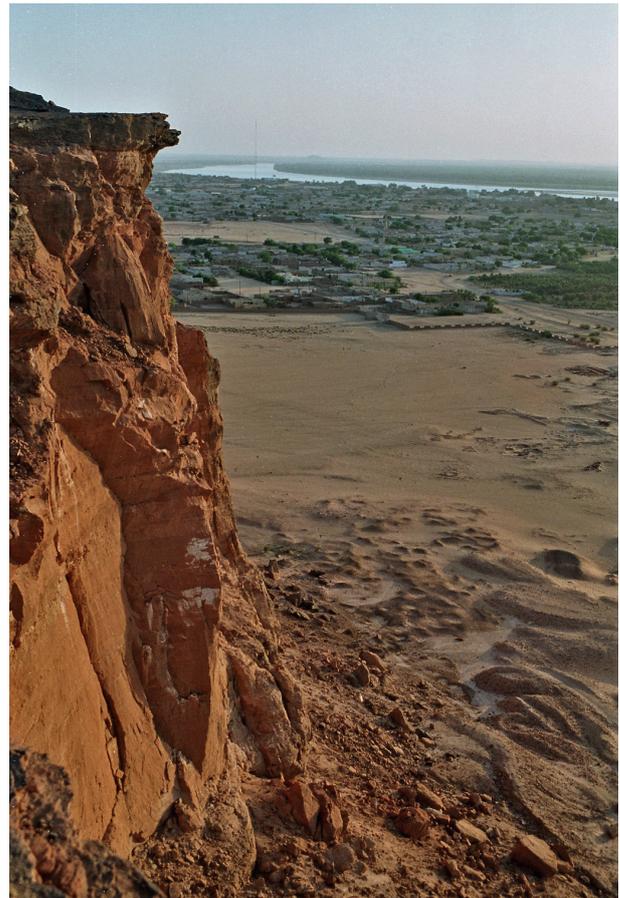


Abb.1-6: Der heilige Berg Jebel Barkal überragt als Flächenrest mit über 100 Metern Höhe das Nil-Tal bei Karima. Am Fuß des Berges befinden sich pharaonisch Ausgrabungen des Amun-Tempels 13.–8. Jh. v.u.Z. (Foto: Ritter 2006).

Hebungszone und führte durch eigenständige Hebungsbewegungen zu einer teilweisen Verlagerung des Nil-Verlaufs in Richtung des Bayuda-Schildes (STERN & ABELSALAM 1996, THURMOND et al. 2004). Für eine teils sehr alte Anlage des Entwässerungsnetzes spricht, dass einige der großen Wadis intrusive Ringkomplexe durchbrechen (PFLAUMBAUM 1987: 29), und auch der Nil selbst durchfließt einen Ringkomplex im Bereich des Sechsten Kataraktes in einer engen Schlucht, anstatt ihn zu umfließen (BERRY & WHITEMAN 1968). Die Talanlagen wurden vermutlich bereits nach Ablagerung der kretazischen Nubischen Serien gebildet. Die Eintiefung erfolgte im Zuge der Aufwölbung des Bayuda-Schildes mit einer weitgehend vollständigen Abtragung des auflagernden Sandsteines.

Im Norden überdecken sandig-kiesige Ablagerungen wechselnder Mächtigkeit das Basement, und entlang einzelner die Rumpffläche überragenden Härtingsrücken finden sich Leedünen in 10 km Entfernung von Nil. Erst oberhalb des Kataraktes auf Höhe der Insel Shiri erreichen die Sandakkumulationen das Nil-Tal (Abb. 1-5).

Äolische Akkumulationen sind fast ausschließlich auf den Südteil der Nubischen Wüste beschränkt. Aufgrund des Materialmangels im Bereich der Bayuda und der Barrierewirkung des Nil sind kaum größere Sandakkumulationen im Innern des Nil-Bogens zu finden. Lediglich entlang des Nil führt die Ausblasung der rezenten Nil-Sedimente zu lokalen dünenartigen Formen, die lokal eng begrenzt sind. Erst im Süden, wo die Basementgesteine des Bayuda-Schildes unter die Nubischen Serien abtauchen, sind die nächsten Sandquellen, die jedoch auf Grund der Hauptwindrichtung (Abb. 1-13) die Wurzelzone des Qoz Abu Dulu bilden (GLÄSER 1987). Quartäre Ablagerungen beschränken sich weitgehend auf das Nil-Tal mit seinen mächtigen alluvialen Schluffakkumulationen, auf Wadisedimente in den Tributärwadis des Nil und die Sande der südlichen Nubischen Wüste.

Die Terrassensedimente im Nil-Tal bilden, dort wo sie noch erhalten sind, drei Niveaus aus (Abb. 1-7). MARKS et al. (1968) konnten Korrelationen zwischen den Terrassensedimenten zwischen Korti und Ed Debba mit Untersuchungsergebnissen von DE HEINZELIN (1968: 52) nahe Wadi Halfa herstellen (PFLAUMBAUM 1987). In den höchsten Positionen, somit auch die älteste dieser drei Formationen liegt in ca. 13 m Höhe über der rezenten Nil-Terrasse die sandig-schluffige Goshabi-Formation. Diese entspricht der bei Wadi Halfa ausgegliederten Sahaba-Formation (ca. 17500–11500 a bp). Nach der Ablagerung der gröberen spätpleistozänen Sedimente folgte dann, getrennt durch eine kurze Eintiefungsphase (~11000 a bp), die Akkumulation feinerer Sedimente der schluffigen Girra-Formation, die bei Wadi Halfa der Arkin-Formation (10500–5500 a bp) entspricht. Nach DE HEINZELIN (1968: 52) folgte während des Neolithikums eine erneute Erosionsphase, der dann ab 5000 bp die Akkumulation der so genannten Kultur-Terrasse der modernen Nil-Sedimente ein (PFLAUMBAUM 1987, GARZANTI et al. 2006)

Hochflutphasen mit entsprechenden Sedimenten in höher gelegenen Nil-Armen wurden im Bereich des Dongola-Reaches von WILLIAMS et al. (2010) mittels OSL- und zusätzlichen  $^{14}\text{C}$ -Datierung mit  $145 \pm 20$  ka,  $83 \pm 24$  ka,  $32 \pm 8$  ka für das späte Pleistozän bestimmt, weisen aber hohe Fehler auf. Für das Holozän wurden Phasen um  $11,0 \pm 0,7$  ka,  $6,5$ – $5,0$  ka und  $4,8$ – $4,0$  ka datiert, die genauere Alter liefern. Analog dazu treten im zentralsudanesischen Bereich des Weißen Nil Hochflutstadien in den Zeiten  $28$ – $26$  ka,  $13,3 \pm 0,9$  ka und  $9,8 \pm 1,1$  ka auf. Die feuchteren Perioden führten zur Entstehung eines Sees in der Qaab-Senke bei Dongoloa zwischen  $10$ – $6,8$  ka. Lediglich um  $9,5$ ,  $7,1 \pm 1,1$  ka und kurz nach  $6,8$  ka wird diese Seebildung

von äolischen Phasen unterbrochen, was Dünenansammlungen belegen, die den lakustrinen Schluffen zwischengeschaltet sind. Dünenaktivität im Bereich des Weißen Nil konnte für 6,5 ka analog dazu gefunden werden. Nach 4,5 ka nahmen die Hochstände mit zunehmender Aridisierung ab (WILLIAMS et al. 2010).

Die Rückkehr von feuchteren klimatischen Bedingungen führte am oberen Weißen Nil zu einem Überlauf der Seen im Äquatorialen Plateau um 15–14 ka (WILLIAMS et al. 2006) und in Äthiopien mit dem Überlauf des Tana-Sees in den Blauen Nil (LAMB et al. 2007). In der Folge kam es zu weitreichenden Nil-Hochständen in Ägypten, dem *Wild Nile* von BUTZER (1980, 1997). Ob es sich um eine allmähliche (KRÖPELIN et al. 2008) oder abrupte Veränderung hin zu einem mehr monsunalen System gehandelt hat, wird derzeit diskutiert (DE MENOCA et al. 2000, BROKVIN & CLAUSSEN 2008, DUCASSOU et al., 2008, GASSE et al. 2008, WILLIAMS et al. 2006, 2010). Die ab 14,8 ka einsetzende African Humid Period fand eine kurze Unterbrechung durch eine Phase höherer Aridität während der Jüngeren Dryas (DE MENOCA et al.). Das Ende der Holozänen Feuchtphase lässt sich im Nord(west-)Sudan anhand von zurückgehendem Molluskenvorkommen auf etwa 4,5–4 ka bp datieren (ABELL & HOELZMANN 2000).

## 1.5 Der Nil und sein Einzugsgebiet

Die Angaben der heutigen Nil-Länge, des längsten Flusses Afrikas und der Erde, bewegen sich zwischen 6500 km (SHAHIN 1985:15), 6700 km (HURST 1952:4, SUTCLIFFE & PARKS 1999:1) und 6825 km (SAID 1993:9). Bereits seit über hundert Jahren ist er Objekt zahlloser wissenschaftlicher Abhandlungen. Die Beschäftigung mit dem Fluss und seinem eigentümlichen rhythmischen Ansteigen und Fallen reicht bis ins 5. Jahrtausend v.u.Z. zurück (SHAHIN 1985:1). Die wichtigsten Gesamtdarstellungen stammen von LYONS (1906), HURST (1952), RZOSKA (1976a-e), SAID (1981, 1993), SHAHIN (1985), SUTCLIFFE & PARKS (1999), DUMONT (2010) und MELESSE (2011). Zu den Katarakten selbst stammen die ersten Abhandlungen von CHÉLU 1891 und SOLLE (1968a-d).

### 1.5.1 Die Entwicklung des Nil und seines Beckens

Die Entwicklung des Nil ist komplex (Abb. 1-7) und wurde für Ägypten durch SAID (1993: 32ff) dargelegt und durch GOUDI (2005) im Rahmen einer gesamt-afrikanischen Perspektive weitergeführt und mit neuen Befunden aus dem Zentral-Sudan ergänzt. Mit dem Beginn der Regression des Meeres in Nordafrika vor 60 Millionen Jahren wanderte die Küstenlinie im Eozän weiter nach Norden und hatte vor 30 Millionen Jahren eine Position erreicht, in der sich heute die Oasen Fayum und Siwa befinden. Zehn Millionen Jahre später am Übergang vom Oligozän zum Miozän war bereits ein Küstenverlauf erreicht, der dem heutigen relativ nahe kommt. Das sich schwach entwickelnde Drainagenetz war nur in der Lage geringmächtige deltaische Sedimente aufzuschütten, wie sie heute in der Nähe des Birket Qarun (Oase Fayum) aufgeschlossen sind. Erhalten sind diese wenig eingetieften Abflussbahnen heute kaum noch.

SAID (1993) gibt für das Nil-Becken eine junge Entwicklungsgeschichte an, die durch das Längsprofil des Flusses illustriert wird. Die heutige Form des Nil-Beckens ist mit ca. 10000 Jahren relativ jung (SUTCLIFFE & PARKS 1999: 3). Die Vorfah-

ren des heutigen Nil-Verlaufs lassen sich in drei ältere (Eo-Nil, Paläo-Nil und Proto-Nil) und zwei jüngere Entwicklungsstufen (Prä-Nil und Neo-Nil) gruppieren (SAID 1993: 36). Die drei alten Nil-Vorfahren hatten ihr Einzugsgebiet im Bereich des heutigen Ägypten, wobei Said vermutet, dass möglicher Weise einer diese Flüsse bereits eine Verbindung nach Afrika hatte.

1.5.1.1 Der Eo-, Paläo- und Proto-Nil

Im späten Miozän entstand während der Messinischen Salinitätskrise durch den Eo-Nil ein Canyon, der auf Grund der tiefergelegten Erosionsbasis des ausgetrockneten Mittelsmeers bis nach Ober-Ägypten reichte (SAID 1981). Im frühen Pleistozän bildete sich zunächst in Ägypten ein Golf, der bis nach Assuan reichte und mit Sedimenten verfüllt wurde (Said 1993). Das weitgehende Fehlen von innerafrikanischen Faunenelementen in den feinen Paläo-Nil-Sedimenten weist auf eine noch nicht bestehende Verbindung nach Innerafrika hin SAID (1981).

Die Nil-Talentwicklung im Pleistozän wird von SAID (1993) in drei Phasen geteilt (Abb. 1-7): frühes (Q1: 1,85 Mio.–690000 a), mittleres (Q2: 690000–130000 a) und spätes Pleistozän (Q3: 130000–10000 a). Er setzt die Quartärbasis noch auf 1,85 Mio. Jahre, die seit 2009 auf 2,588 Mio. Jahren korrigiert und auf die Grenze der paläomagnetischen Gauss-Matuyama-Grenze festgelegt wurde (COHEN & GIBBARD 2011). Zu Beginn des Pleistozän beeinflussten zwei Prozesse maßgeblich die weitere Entwicklung des Nil. Das östlichen Mittelmeer und der Bereich des Roten Meeres wurden von einer Phase verstärkter tektonischer Aktivität erfasst (EMBA-BI 2004). Während dieser Phasen gab es mehrere Wechsel zwischen ariden und

SAID (1981; 1993)						SANDFORD & ARKELL (1929-1939)	BUTZER & HANSEN (1968)	DE HEINZELIN (1968)	WENDORF & SCHILD (1976)	MARKS et al. (1968) PFLAUMBAUM (1987)	
Age [ka]		Lithology		Composite section of Nile delta sediments; average thickness [m]	Archeology						
0.03		δ Neonile fluvial deposits and interfingering dune sand	Arkin	50	Neolithic and later			Arkin	Arkin	Girra	
10		γ/δ recession silt and marl	Dishna-Ineiba					Ineiba	Birbet		
12		γ Neonile fluvial deposits and interfingering dune sand	Sahaba-Darau			Late Paleolithic	12 and 21 m terraces	Gebel Silsila Darau	Sahaba	Sahaba-Darau	Goshabi
21		β/γ recession marls	Deir el-Fakhuri								
30	Q3	β Neonile fluvial deposits and interfingering dune sand	Bilgas		(Bilgas)	Khormusan Aterian	6 and 30 m terraces	Masmas	Dibeira-Jer (upper part)	Masmas-Ballana	
		α/β recession silt, marl and dune sand	Korosko-Makhadma			Mousterian			Ikhtiariya		
		Abbassia II polygenetic conglomerate	Gerza-Ikhtiariya		Final Acheulian ?Final Acheulian						
		α Neonile silt	Dandara			3 and 9 m terraces	Korosko		Korosko		
		Abbassia I polygenetic conglomerate									
130				700							
200	Q2	Prenile/Neonile	Abassia	(Mit Ghämr)	Sand/Conglomerate	15 and 30 m terraces	Gallaba				
		Prenile	Qena		Sand	44 m terraces			Qena Dandara		
						Pliocene gulf deposits					
690				300							
	Q1	Protonile	Idfu	(El-Wastani)	Sand Conglomerate	60, 90 and 115 m terraces	Gallaba Adindan and Dihmit terraces	Dabarosa			
			Paleonile/Protonile	Issawia Armant		Silt Sand	Pliocene gulf deposits				
2558				200							
		Paleonile	Madamud/Kafr el-Sheikh/Gar el-Muluk	(Kafr el-Sheikh)	Silt			Kharit-Shait facies			
3320	Tpl			250							
			Eonile/Paleonile	Kom el-Shelul	(Abu Madi)	Sand Silt Sand	Pliocene gulf deposits				
				50							
				100							
5400	Tmu			100							
			Eonile	Qawasim	(Qawasim)	Sand/silt Silt Sand/silt Silt Sand/silt					
5580											

Abb.1-7: Die Stratigraphie des Nil-Tals (Tmu: Oberes Miozän, Tpl: Pliozän, Q1-Q3: Quartär (korrigiert, aus PACHUR & ALTMANN (2006), nach PFLAUMBAUM (1987) ergänzt)

pluvialen Zeiten. Die Quellen des Proto-Nil sind kaum bestimmbar und haben aber möglicherweise ihr Einzugsgebiet außerhalb Ägyptens (SAID 1993). In Unternubien liegen westlich des heutigen Nil die Sedimente des Proto-Nil auf dem Nubischen Sandstein in einer Höhe von 60–80 m über dem heutigen Flussniveau. SAID (1981) kommt zu dem Schluss, dass der Proto-Nil einen Verlauf 10–15 km weiter westlich parallel zum heutigen Nil-Tal hatte. Auch im Wadi Gabgaba finden sich ähnliche Schotter (SAID 1981:103), und ARKELL (1949) vermutet im Bereich von Khartoum entsprechende Ablagerungen.

#### 1.5.1.2 Der Prä-Nil

Während des mittleren Pleistozän (Q2) wurde der Nil-Verlauf von den alten Quellen abgeschnitten und eine Verbindung nach Äthiopien geschaffen. Sie stellt bis heute die wichtigste Quelle des Nil dar. Ein arides Klima in NE-Afrika und neuerliche tektonische Aktivitäten waren kennzeichnend für diese Phase. Durch die Krustenaktivität entlang des Roten Meeres wurde der Weg für Atbara und Blauen Nil frei (SAID 1981: 104). Dieser Prä-Nil war in der Lage, große Mengen an Sediment zu transportieren. Die Zusammensetzung seiner Sedimente unterscheidet sich grundlegend von denen der vorhergehenden Nil-Vorfahren. In Nubien selbst sind bisher jedoch keine Sedimente aus dieser Zeit gefunden worden, was vermutlich Folge anhaltender Erosion ist. Das mittlere Pleistozän wird durch das Abbassiya-Pluvial (Abb. 1-7) beendet, welches durch intensive Niederschläge gekennzeichnet ist. Die lokal mächtigen Schotterlagen setzten sich aus kristallinen Gesteinen zusammen, die erstmalig aus dem Gebirge der Eastern Desert stammen. Das Abbassiya-Pluvial steht vermutlich im Zusammenhang mit dem Riss/Würm Interglazial (SAID 1981). Im Hangenden der Sedimente des Prä-Nil liegen die Abbassiya-Gravels, die reich an archäologischen Steinartefakten sind, welche ins Archeulian (200000 a bp) datiert wurden (WENDORF & SCHILD 1980).

#### 1.5.1.3 Der Neo-Nil

Im späten Pleistozän (Q3) folgte auf den Prä-Nil der weitaus geringmächtigere Neo-Nil mit den Phasen von  $\alpha$  bis  $\delta$ , der immer wieder von starkem Rückgang und Phasen niedriger Wasserführung gekennzeichnet war (SAID 1981: 105). Die Verbindung zu Atbara und Blauem Nil wurde durch das gehobene Nubische Massiv (SAID 1981: 105) beeinflusst, so dass der Neo-Nil sich durch eine ganze Reihe von Katarakten arbeiten musste und sich dabei um etwa einen Meter in 1000 Jahren eintiefte (SAID 1981: 105). Auf den  $\alpha$ -Neo-Nil folgte eine lange Phase stark zurückgegangenen Abflusses bis hin zu phasenweiser Austrocknung. Ein mehrfacher Wechsel von Hochfluten (Masma-Ballana, Sahaba-Darau und Arkin) und Niedrigständen (Deir el Fakhuri und Dishna-Ineiba) folgten (Abb. 1-7).

Während des letzten glazialen Maximums (LGM) waren weite Bereiche der Gebirge in Äquatorialafrika von Schnee und Eis bedeckt. Der Beginn dieser Periode war mit einem Rückgang der Niederschläge in den Quellregionen des Nil verbunden und führte zu einem Rückgang des Nil-Abflusses und zu einer Unterbrechung dieser Verbindung. Seinen Hauptabfluss bezog der Nil nur noch vom monsunalen Niederschlagsregime aus dem Hochland von Äthiopien (SAID 1993: 50). Zunehmende Aridisierung in Ägypten und Nubien ließen diese regionalen Quellen

versiegen. Das stark monusal geprägte Abflussregime führte zu einer jahreszeitlich stark schwankenden Wasserführung mit einer Abflussspitze im Sommer und möglicher Austrocknung im Winter; ein Regime, vergleichbar dem heutigen Atbara (SAID 1993:51). Einzelne Tümpel und kleinere Seen blieben vorhanden, denn Nilpferd, Rind und Kuhantilope fanden sich in den Schluffen aus dieser Zeit (SAID 1993:51). Die Schufflagen, die der Fluss ablagerte, wurden immer wieder von zwischengeschalteten Dünenanden unterbrochen. Wadiablagerungen finden sich in diesen Lagen nicht, da die Tributärwadis zu dieser Zeit inaktiv waren.

Wechselnde Seespiegelstände aus Äthiopien geben Zeugnis der Niederschlagsfluktuationen während des letzten Glazials. Seespiegelschwankungen in Äthiopien wurden von (GASSE et al. 1980) am Abbe-See im Awash-Becken erfasst, die Hochstände zwischen 55000 und 31000 BP (Abbe II) und 29000–17000 BP (Abbe III), gefolgt von Tiefständen 17000 bis 10000 BP (Abbe IV), verzeichneten. Eine Abhängigkeit der klimatischen Fluktuationen in Äthiopien von denen im Seenplateau lässt sich während des letzten Glazials nicht feststellen und setzt sich weitgehend bis heute fort (SAID 1993: 51). Der Bereich der großen Seen im Äquatorialen Hochland war, wie in den vorherigen Glazialperioden, trockener und empfing weniger Niederschlag. Das führte zu einem Rückgang der Regenwaldvegetation und einer Ausweitung von Savannenlandschaften mit verbreiteten Grasbewuchs, der sich in den Ergebnissen von Pollenanalysen widerspiegelt (SAID 1993:51). Zu dieser Zeit fiel selbst der Viktoria-See trocken (GASSE 2000). Die Sudd-Region trocknete stärker aus und ließ zahlreiche Salzseen entstehen (WILLIAMS & ADAMSON 1980). Der Verlauf des Weißen Nil war über weite Strecken von Dünenbarrieren unterbrochen, die erst mit der Rückkehr des Sommermonsuns in den Bereich der äquatorialen Seen vor 12500 Jahren durchbrochen wurden (WILLIAMS et al. 2010).

Der Abfluss von  $\beta$ - und  $\gamma$ -Neo-Nil war geringer als der des modernen Nil und wies vermutlich einen verflochtenen Verlauf auf. Große Mengen an organisch reichem Schluff wurden von diesen beiden Flüssen abgelagert. Zahlreiche  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus archäologischen Kontexten dieser Schichten ermöglichten den  $\beta$ -Neo-Nil zwischen 70000(?) und 25000 bp einzuordnen, wobei die Datierungsgrenze des Radiokohlenstoffs (ca. 40000 Jahre) bereits überschritten ist, und der Beginn des  $\beta$ -Neo-Nil sich mit dieser Methode nicht fassen lässt. Ebenfalls das Ende ist nicht klar fassbar, da der  $\beta$ -Neo-Nil-Phase eine ca. 5000 Jahre lange Periode der Erosion folgte (SAID 1993).

Die Herkunft der weit verbreiteten  $\beta$ - und  $\gamma$ -Neo-Nil-Schluffe wurde von verschiedenen Autoren diskutiert. Als akzeptiert gilt, dass die Schluffe durch Flash-Floods unter semiariden und ariden Bedingungen gebildet wurden (SAID 1993: 52). Die Hauptschluffquelle ist demnach im Hochland Äthiopien zu suchen, da dort während des letzten Glazial 4–8 Grad niedrigere Temperaturen als heute geherrscht haben. Gletscher traten in Bereichen von über 4200 m auf und ließen die Höhenstufen der Vegetation in niedrigere Lagen sinken, so dass die Baumgrenze mindestens 1000 m tiefer lag.

#### 1.5.1.4 Der $\delta$ -Neo-Nil (moderner Nil)

Nach dem Ende des LGM zogen sich die Gletscher im Ostafrikanischen Hochland zurück, so dass bereits vor 14750 Jahren der Ruwenzori eisfrei war. Die Temperaturen stiegen rasch an und mit dem Rückgang der Gletscher erhöhten sich die Niederschlagsmengen im Einzugsgebiet des Oberlaufes. Bisher fanden sich in den

Pollenspektren überwiegend Graspollen, die mehr und mehr durch Pollen von Waldbäumen ersetzt wurden (SAID 1993: 54). Da sich die wieder entwickelnde Flora und somit die Fixierung der Oberflächen im Einzugsgebiet erst allmählich einstellte, waren in dieser Übergangsphase die Erosionsraten enorm und führten zur Bereitstellung von Sedimenten. Zahlreiche Autoren befassten sich mit den nacheiszeitlichen Seespiegelveränderungen in Ostafrika (JOHNSON 1996, ODADA & OLAGO 2002). Der Anstieg der Seespiegel der äquatorialen großen Seen führte zu deren Überlauf, und die Wassermassen aus dem Inneren Afrikas räumten die Dünenbarrieren aus, die den Verlauf des Weißen Nil über weite Strecken blockierten (WILLIAMS et al. 2010). Hohe Fluten führten über einen Zeitraum von 500 Jahren zur Ablagerung enormer Mengen von Sedimenten in Ober-Ägypten und Nubien. Damit endet die Phase des  $\gamma$ -Neo-Nil. Diese Phase wird als *Wild Nile* bezeichnet (BUTZER 1980).

Im Bereich des Weißen Nil bildete sich ein See, der vom Sechsten Nil-Katarakt im Norden bis weit nach Süden reichte. Bereits BALL (1939: 75ff) beschrieb in diesem Bereich Seesedimente und orientierte sich dabei an der 400 m Höhenlinie für den *Lake Sudd*, bzw. den *White Nile mega-lake*. Heute fließt der Weiße Nil dort 20 Meter tiefer. Dieser teils saline See existierte mit mehreren Unterbrechungen und in verschiedenen Niveaus seit 250000 oder ca. 400000 Jahren (WILLIAMS 2003, WILLIAMS et al. 2006, 2010). Zwischen 15000 und 13000 bp fand ein relativ schneller Wechsel der Hochflutmarken dieses Sees statt. Die Sedimente der höchsten Strandlinie entlang der 386 m-Höhenlinie lassen sich bis auf die Höhe von Khartoum nachweisen. Spätere Hochflutmarke lagen um vier Meter niedriger bei 382 m (WILLIAMS et al. 2006). Untersuchungen von Strontium-Isotopenverhältnissen ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) von TALBOT et al. (2000) an Mollusken des Weißen Nil ergaben den Wechsel eines kristallin geprägten Einzugsgebietes hin zu einem vulkanisch geprägten Einzugsgebiet nach dem Überlauf des Viktoria-, Edward- und Albert-See in den Weißen Nil vor 14000–15000 Jahren (TALBOT et al. 2000). Zwischen 12000 und 10000 bp tiefte sich der Nil weiter ein und räumte dabei mehrere Schwellen aus, die in den 500 vorhergehenden Jahren zu Rückstauwirkungen und somit zur Ablagerung von Schluffen führten. Zeiten von starken Nil-Fluten spiegeln sich in den Ablagerungen kontinentaler klastischer Schlämme (DUCASSOU et al. 2008) und organisch reichen Sapropelen des östlichen Mittelmeeres wider.

### 1.5.2 Topographie des Weißen Nil

Als Quelle wird im Allgemeinen der Viktoriasee im Ostafrikanischen Seenplateau angesehen (Abb. 1-8). In den über 2000 m hohen Bergen westlich des Viktoria-Sees vereinigen sich mehrere Zuflüsse zum Kagera, der Hauptzufluss des Sees (Abb. 1-9). Daneben speisen weitere Quellflüsse aus den umliegenden Rahmenhöhen den heute größten See Afrikas mit 68800 km<sup>2</sup> Fläche (SUTCLIFFE & PARKS 1999: 19, SHAHIN 1985:15). Als *Viktoria-Nil* verlässt der Fluss den See nach Norden und überwindet dabei mehrere große Wasserfälle bevor er dann den Kioga-See und den Albert-See durchfließt. Den letzteren verlässt er als *Albert-Nil* und hat an diesem Punkt nach schon die Hälfte des Gesamtgefälles überwunden. Nahe der Stadt Nimule tritt der Fluss auf südsudanesisches Staatsgebiet, dabei wechselt der Fluss wiederum seinen Namen und heißt nun *Bahr el Jebel* (arab. *Fluss aus den Bergen*). Im weiteren Verlauf weist er sehr geringe Gradienten auf und tritt bei der Stadt Bor in

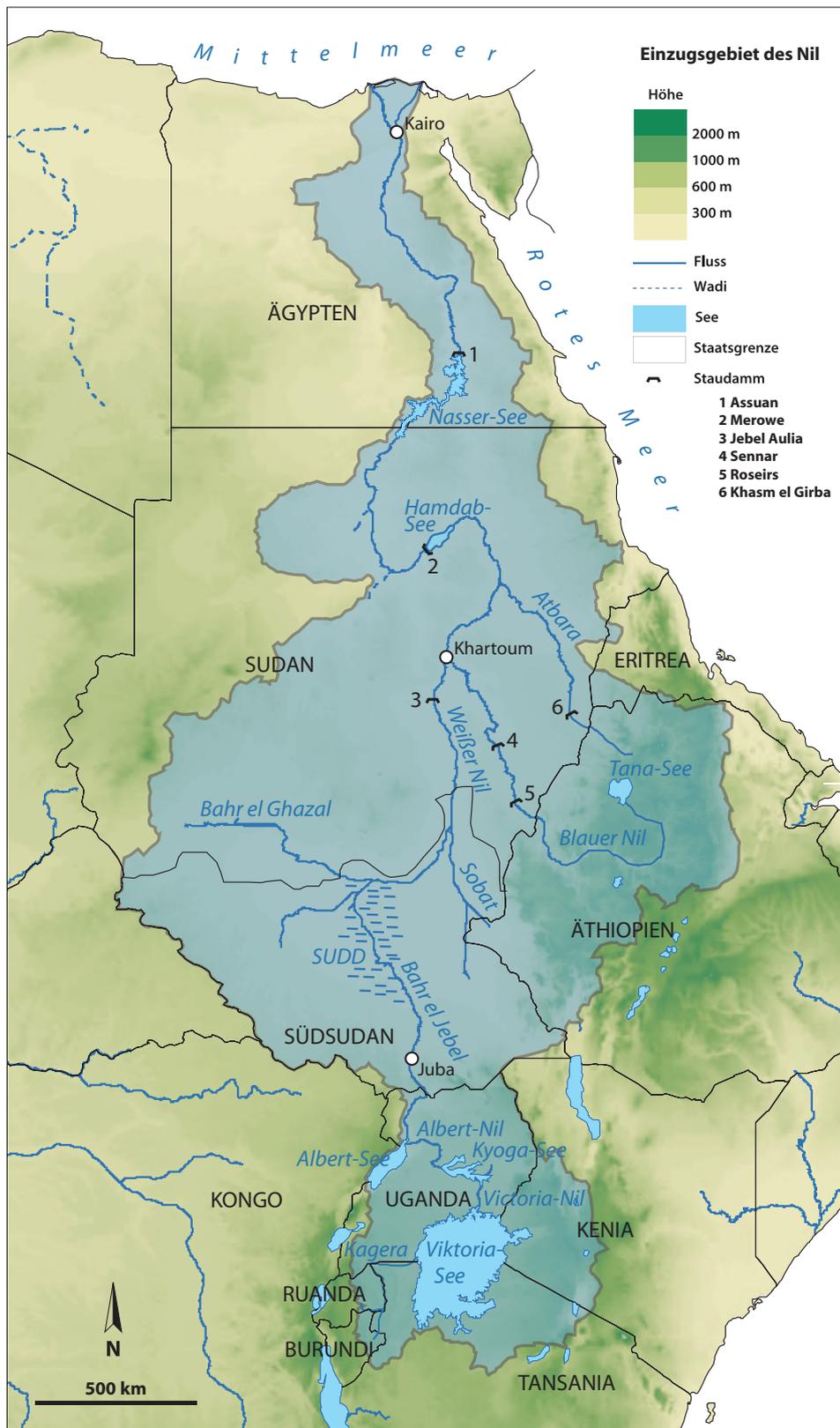


Abb.1-8: Das Einzugsgebiet des Nil umfasst eine Fläche von ca. 2,9 Millionen km<sup>2</sup> (SHAHIN 1985: 15) und erstreckt sich von 4°S bis 31°N. Insgesamt elf Staaten haben einen Anteil am Nil-Becken (eigene Darstellung nach UNEP (2008), verändert).

den *Sudd* ein (arab. *Hindernis*). Der *Sudd* ist mit über 30000 km<sup>2</sup> das größte Sumpfgebiet Afrikas und eines der größten weltweit (PETERSEN 2008: 2). Im Bereich des *Sudd* verliert der Fluss wegen der starken Verdunstung in diesem flachen und langsam durchflossenen Schilfgebiet die Hälfte seines Wassers. Zudem wird die Hochwasserspitze gebrochen und weist deshalb beim Verlassen des *Sudd* eine sehr geringe Saisonalität auf (HURST 1952, SUTCLIFFE & PARKS 1999). Am nördlichen Ende des *Sudd* mündet von Westen der Bahr el Ghazal (arab. Gazellenfluss) in den Bahr el Jebel und gibt ihm ab hier den Namen *Weißer Nil* (auch *Bahr el Abjad*) bis zu seinem Zusammentreffen mit dem Blauen Nil in Khartoum. Der Sobat mündet als weiterer Tributär 20 km südlich von Malakal in den Weißen Nil und trägt zur Hälfte zum Abfluss des Weißen Nil und zu einem Sechstel zum Gesamtabfluss des Nil bei. Er entwässert Teile des Äthiopischen Hochlands. Da weder Sümpfe noch Seen den Abfluss dämpfen, trägt er zur stärksten saisonalen Komponente des Weißen Nil bei (SUTCLIFFE & PARKS 1999: 103). Etwa 100 km südlich der Stadt Kosti bildet der Fluss die Grenze zwischen den Republiken Süd-Sudan und Sudan. Bis zu seinem Zusammenfluss in Khartoum überwindet der Weiße Nil nur noch 13 m Höhenunterschied auf 840 km Distanz.

### 1.5.3 Blauer Nil und Atbara

Der wichtigste Quellfluss des Nil ist der Blaue Nil (auch *Bahr el Azraq* oder *Abbai*), der das Hochland von Äthiopien entwässert. Die Quellen des Kleinen Abbai liegen auf über 2700 m Höhe (Abb. 1-9). Er bildet den wichtigsten Zufluss des 3000 km<sup>2</sup> großen Tana-Sees in einer Höhe von 1800 m (MELESSE 2011). Als Blauer Nil verlässt er den See nach Süden und durchfließt einen bis 1200 m tiefen Canyon, den er in die Flutbasaltdecken des äthiopischen Hochlandes eingeschnitten hat (SHAHIN 1985: 42). Mit dem Grenzübertritt in den Sudan erreicht der Blaue Nil die Alluvialflächen der *Gezira* (arab. Insel), die er bis Khartoum durchfließt und vollzieht den Wechsel von sehr steilem Längsgefälle zu sehr niedrigen Gradienten. Nach seinem Zusammenfluss in Khartoum hat der Nil bis zu seiner Mündung nur noch einen Zufluss, den Atbara mit einem stark saisonal ausgeprägten Abflussregime, der bei der gleichnamigen Stadt in den Nil mündet. Der Atbara entwässert das Äthiopische Hochland und Teile Eritreas. Für das Untersuchungsgebiet sind beide Zuflüsse dahingehend von Bedeutung, dass die jährliche Hochwasserspitze zusammen mit dem Maximum des Sedimenttransportes einhergeht.

### 1.5.4 Nil

Der Zusammenfluss von Weißem und Blauem Nil in Khartoum bildet den Beginn eines separaten Abschnittes, der den eigentlichen *Nil* bildet oder als *Main Nile* bezeichnet wird und sich bis zum Nil-Delta fortsetzt (HURST 1952: 70ff, SHAHIN 1985: 46, SUTCLIFFE & PARKS 1999: 6, 142ff). SAID (1993: 28) spricht vom *Nubian Nile*, um ihn gegen den *Egyptian Nile* unterhalb von Assuan abzugrenzen. BUTZER & HANSEN (1968) und wählen eine Bezeichnung nach der Umgebung als *Saharan Nile* und VERCOUTTER (1986) *Middle Nile*. BALL (1939: 72, 74) nennt den Abschnitt zwischen Khartoum und Assuan *Cataract-Region*, eine Bezeichnung, die mit *Cataract Nile* von THURMOND et al. (2004: 1) wieder aufgegriffen wird und als die wohl treffendste erscheint, da sie dem Naturraum am besten gerecht wird.

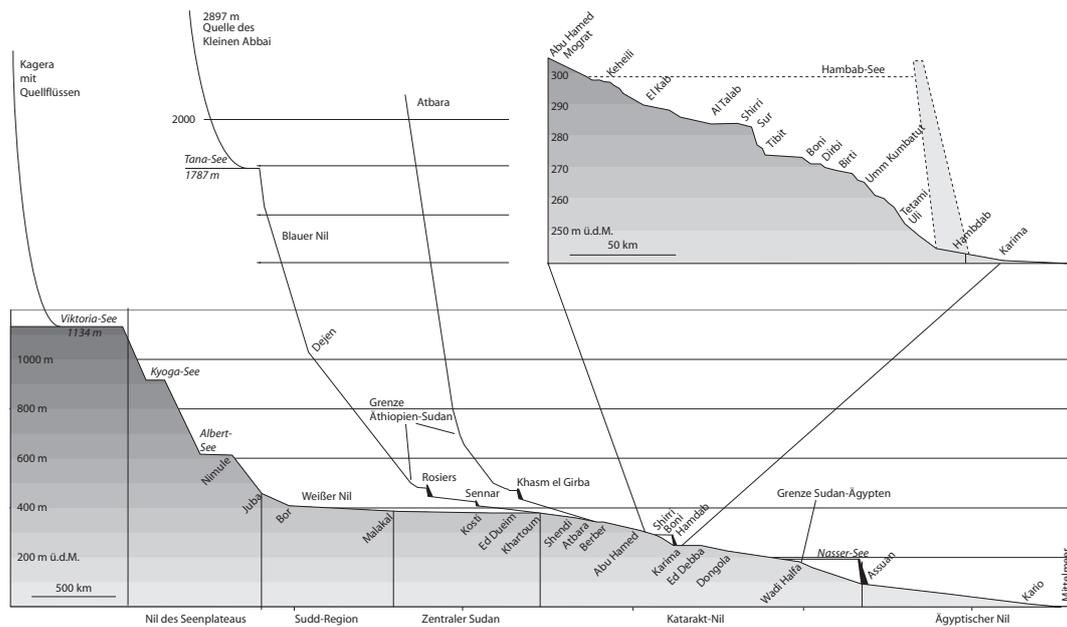


Abb.1-9: Längsprofil des Nil und seiner Quellflüsse (verändert und ergänzt nach LYONS 1909, SHAHIN 1985, SAID 1993). Der Bereich zwischen der Insel Mograta und der Stadt Karima ist vergrößert dargestellt, um das Ausmaß der Überflutung im Bereich des Vierten Nil-Kataraktes zu illustrieren.

Der Nil erreicht 80 km nördlich von Khartoum eine 12 km lange und 150 m tiefe Schlucht am Sechsten Katarakt, die Sabaloka-Gorge (Abb. 5-8), ein epigenetisches Durchbruchstal (BERRY & WHITEMAN 1968) durch einen Intrusivkörper (ALMOND 1977). Weiter Richtung Norden durchfließt der Nil die weiten Alluvialflächen der *Butana*. 50 km nördlich der Stadt Berber tritt der Nil dann in den Bereich des Basement ein und bildet den Fünften Katarakt (Abb. 5-6, 5-7). Der weitere Verlauf wird stärker von der tektonischen Anlage des Untergrundes geprägt (Abb. 1-4). Der Nil folgt der Abu Dis-Störung und biegt auf Höhe der Stadt Abu Hamed der gleichnamigen Störung folgend zunächst nach Westen. Westlich der Insel Mograta fließt der Nil im großen Bogen für über 250 km nach SW, von denen er zwei Drittel der Strecke weiterhin durch das Basementgestein verläuft. Dort formt er die Zone des Vierten Kataraktes (s. Kartenbeilage), bevor er bei Karima wieder in weite Alluvialflächen eintritt. Bei Ed Debbas wendet sich der Nil in Richtung Norden und erreicht nördlich von Dongola, bei Kerma erneut das Basement und bildet dort den Dritten Katarakt (Abb. 5-5). In seinem weiteren Verlauf folgt eine über 300 km lange Strecke, die durch zahlreiche kleinere und größere Stromschnellen gekennzeichnet ist, wie beispielsweise der Kajbar-Katarakt und der Dal-Katarakt. Dieser gesamte Abschnitt wird *Batn el Hajar* (arab. *Steinerner Bauch*) genannt. Die Stromschnellenzone des Zweiten Kataraktes bei Wadi Halfa ist 1972 im Rückstau des Nasser-Sees untergegangen (Abb. 5-4). Nach 350 km erreicht der Nil südlich von Assuan den 1960–1972 errichteten Assuan-Staudamm (Hochdamm, Sadd el Ali). Von dem entstandenen Stausee wurde ein Teil des Ersten Kataraktes überflutet (Abb. 5-2). Dessen flussabwärtiger Bereich ist heute noch erhalten, und der Nil verlässt das Basement, um den verbleibenden Weg mit sehr geringem Gefälle durch die Alluvialebenen Ägyptens fortzusetzen. Lediglich 70 km nördlich des Ersten Kataraktes durchbricht der Nil einen oberkretazischen Sandsteinriegel der Quseir-Formation im Bereich der Gabal el Silsila Schlucht (EMBABI 2004: 60).

### 1.5.5 Hydrologische Verhältnisse

Das Nil-Becken (Abb. 1-8) nimmt eine Fläche von etwa 2,88 Millionen km<sup>2</sup> ein und wird in Afrika nur noch durch das knapp ein Drittel größere Kongo-Becken übertroffen (SHAHIN 1985: 15). Durch die enorme N-S-Längserstreckung des Nil-Einzugsgebietes von grob 4°S bis 32°N ist dieses hydrologische System einer Vielzahl von steuernden und modifizierenden Einflussfaktoren bestimmt. Klima, Relief und Geologie verändern sich in den Teileinzugsgebieten entlang des Nil und prägen seinen Verlauf und damit das komplexe Abflussregime (Abb. 1-10).

Das Untersuchungsgebiet liegt flussabwärts des letzten Nil-Tributärs, des Atbara; somit wird der jährliche Abfluss durch alle drei Flüsse gesteuert. Die Abflusskurve von Khartoum entspricht annähernd dem Abfluss im Vierten Katarakt. Zwischen der Messstation in Khartoum und dem Untersuchungsgebiet verändern weder Dämme noch Sumpfbgebiete den Abfluss auf einer Distanz von 700 km. Lediglich der Durchgang des Maximums ist zeitlich ein wenig versetzt, und durch Verdunstung und Bewässerung nimmt die Gesamtwassermenge ab. Ein Grundwasserzustrom ist wegen der fehlenden Niederschläge und wegen der geringen Permiabilität des Gesteinsgrundes auszuschließen. Der Weiße Nil sorgt für einen weitgehenden Grundabfluss, der im Jahresverlauf nur geringen Schwankungen unterworfen ist. Die Hochwasserspitze wird durch das Sumpfbgebiet des Sudd gebrochen, wobei etwa die Hälfte des Abflusses durch Verdunstung verloren geht

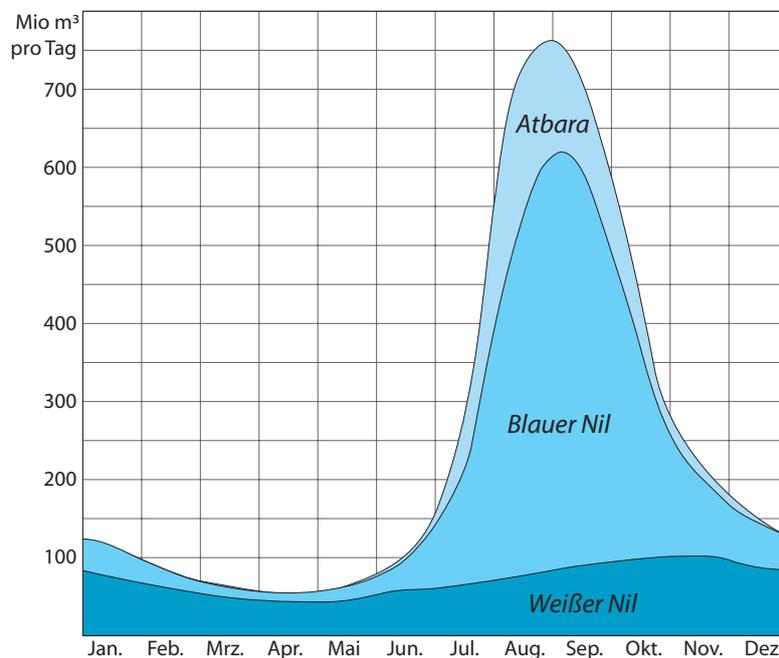


Abb. 1-10: Abflusskurve des Nil bei Khartoum und der des Atbara im Mittel der Jahre 1912–1936 nach HURST (1952) in Millionen m<sup>3</sup>/Tag. Vom Niedrigstand im April versechzehnfacht sich der Abfluss zum Maximum Ende August/Anfang September. Damit erhöht sich die Fließgeschwindigkeit (für die Strecke Khartoum nach Assuan braucht das Wasser nur noch 7 statt 23 Tage, nach HURST (1952)), was zu einer enormen morphologischen Wirksamkeit im Flussbett und an seinen Ufern führt.

(HURST 1952, SUTCLIFFE & PARKS 1999). Ebenso verliert der Weiße Nil auf diesem Weg einen Großteil seiner Sedimentfracht. Eine gewisse saisonale Komponente erhält der Weiße Nil durch den Sobat, dessen Abfluss aus dem Hochland von Äthiopien nicht durch Sumpfgebiete gebremst wird.

Durch die hohen und zeitlich stark konzentrierten Niederschläge im Hochland von Äthiopien in den Sommermonaten verursacht der Blaue Nil die extreme Saisonalität des Gesamtabflusses. Das geschieht in einem Maß, dass in der Hochflut-saison August/September bis 85% des Gesamtabflusses durch den Blauen Nil beigetragen werden (Abb. 1-10).

Neben den immensen Wassermassen befördert der Blaue Nil in der Hochflut-saison mit bis zu  $6 \text{ kg/m}^3$  auch den Großteil des überwiegend schluffigen Sediments (SUTCLIFFE & PARKS 1999 140). Bei Wadi Halfa sind es dann in der Hochflut-saison immerhin noch  $3 \text{ kg/m}^3$  (HURST 1952: 276). Der Atbara weist, wie der Blaue Nil, ein starkes saisonales Abflussregime auf, welches noch extremer ausgeprägt ist, da der Atbara im März/April zeitweise trocken fällt (SUTCLIFFE & PARKS 1999).

### 1.5.6 Die Katarakte

Die Lage vieler großer Wasserfälle Afrikas ist durch die Becken- und Schwellenstruktur des Kontinents bedingt. Auf ihrem Weg zum Meer müssen die großen Ströme diese Schwellen überwinden, um in den Ozean zu münden. Entlang dieser Durchbrüche bildeten sich Schluchten, Wasserfälle, Wasserfalltreppen oder schließlich die Katarakte.

Charakteristisch für diese Form der fluvialen Morphodynamik ist ein Knick(-punkt) im Längsprofil des Gewässers, der durch Härteunterschiede des Gesteinsuntergrundes bedingt ist (BRUNOTTE et al. 2002). Die Verstärkung des Gefälles führt zu einer turbulenten, stürzenden und schießenden Fließbewegung als Folge verringerter Wassertiefe. Innerhalb des Vierten Katarakt wechseln sich turbulentes, schießendes Fließen mit seichten, tieferen Stellen in enger räumlicher Nachbarschaft ab. Man sollte ihn auf Grund seiner Größe und Komplexität eher als Kataraktzone bezeichnen. Katarakte treten häufig in plutonischen oder metamorphen Gesteinen auf. Derartige Massengesteine sind durch oberflächenparallele Druckentlastungsklüfte und vertikale, tektonisch angelegte Klüften durchzogen. Auf Grund der leichteren Erodierbarkeit entlang dieser Schwächezonen folgt das Entwässerungsnetz in der Regel diesem Kluftnetz (AHNERT 2009: 187f). Der Vierte Katarakt ist ein Musterbeispiel für solch eine Formengemeinschaft (Abb. 1-1, 1-5). Im neotektonisch beanspruchten Basement zeichnet der Nil mit seinem Verlauf deutlich die Hauptkluftrichtungen (DIEHL 2005) nach und überwindet auf einer 90 km langen Strecke etwa 40 Höhenmeter. Der Grad der Einschneidung hängt vom Belastungsverhältnis, also bei entsprechender Wasserführung von der zur Verfügung stehenden Geröllfracht ab, die abrasiv an der Grinnesohle wirkt. Führen Flüsse nicht ausreichend Geröllfracht, sondern, wie der rezente Nil, vor allem Ton und Schluff, ist das Belastungsverhältnis zu gering und Erosion findet nur untergeordnet statt – eine Erscheinung vieler tropischer Flüsse (GOURI 1995: 315). Zahlreiche Flüsse überqueren in ihrem Verlauf Katarakte; dieser Terminus ist also nicht auf den Nil beschränkt, obwohl die Katarakte des Nil die bekanntesten sind.

Der Ursprung des Wortes, wie es heute verwendet wird, stammt aus dem Griechischen. Dort steht *καταρράκτης* (*katarraktis*) für *der Herabstürzende* und wird

im übertragenen Sinne für Wasserfall oder Stromschnelle verwendet, im Lateinischen *cataracta* wird diese Bezeichnung übernommen und ebenfalls für Wasserfall oder Stromschnelle benutzt und zudem um den die Bedeutung *Schleuse* erweitert (HELCK et al. 1980: 356f, Duden 2007). Bei Plinius dem Älteren (N. H. 5.53, in GIEBEL 2005) wird zudem die Bezeichnung *κατάδουπα* (*katadupa*) sowohl für die Stromschnellen des Nil als auch für die Bewohner in deren Nähe verwendet. Böses Gewässer [*qbhw*, auch *mw bjn*] (HELCK et al. 1980: 356f) nannten die Alten Ägypter die Katarakte. Eine Bezeichnung, die sehr bildhaft den Charakter der Landschaft widerspiegelt. Im mittelalterlichen Arabisch wurde ursprünglich die Bezeichnung *جندل* (*jandal*) benutzt, später wurde sie dann durch die lautmalerische *شلال* (*shellāl*) ersetzt (mündl. Mitteilung KHIDIR MOHAMED AHMED, Nilein-University Khartoum), die ebenfalls Stromschnelle, Wasserfall und konkret auch *Nil-Katarakt* bedeutet (KORTKOFF 1990).

## 1.6 Klimatische Verhältnisse

### 1.6.1 Lage innerhalb der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre

Die Sahara dehnt sich über 4500 km vom Atlantik im Westen bis zum Roten Meer im Osten aus. Der altweltliche Trockengürtel findet seine Fortsetzung in den Wüsten der Arabischen Halbinsel, des Iran und Mittelasiens bis hinein in die Trockengebiete Chinas. Charakteristisch ist die Lage entlang der Wendekreise, die ihre Ursache in der Position innerhalb der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre hat. Der Nord-Sudan befindet sich am südlichen Rand dieses altweltlichen Trockengürtels, der sich in Afrika 1500 km in N-S-Richtung nahezu symmetrisch beiderseits des nördlichen Wendekreises erstreckt.

Diese Lage im Einflussbereich des subtropisch-randtropischen Hochdruckgürtels ist großräumig gekennzeichnet durch ganzjährig subsidente Luftmassen (Abb. 1-11) (GRIFFITHS & SOLIMAN 1972: 75f). Im Bereich des thermischen Äquators bei ca. 5°N steigen die Luftmassen konvektiv auf und formen in der oberen Troposphäre eine polwärts gerichteten Strömung (FLOHN 1960a,b). Im Bereich der Wendekreise sinken diese Luftmassen ab, erwärmen sich adiabatisch und verlieren an relativer Feuchte. Es bildet sich ein Druckgefälle vom subtropisch-randtropischen Hoch zur äquatorialen Tiefdruckrinne aus. Der äquatorwärts gerichtete Druckgradient führt in der mittleren Troposphäre durch die nach rechts wirkende Ablenkung der Coriolis-Beschleunigung zu einem geostrophischen Wind, dem Ur-Passat (FLOHN 1960a: 136). In Bodennähe erfährt dieser Wind, bedingt durch die Reibung an der Erdoberfläche, eine verminderte Rechtsablenkung, erhält eine ageostrophische Komponente und wird somit zum NE-Passat. Innerhalb der planetarischen Zirkulation bildet der Passatkreislauf die Headley-Zirkulation (BLÜTHGEN & WEISCHET 1980: 540).

Die jahreszeitliche Wanderung der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ), die dem Sonnenhöchststand im Sommer nach Norden und im Winter nach Süden folgt, und eine Verlagerung der atmosphärischen Druckgürtel induziert, verursacht im Witterungsgeschehen der Sahara einen jahreszeitlichen Wechsel. Liegt im Winter die ITCZ bei 5° N, dehnt sich das Kältehoch fast vollständig über der Sahara aus und setzt sich auch in weiteren Hochdruckzellen nach Osten über die Arabische Halbinsel und darüber hinaus fort (GRIFFITHS & SOLIMAN 1972: 76). Wäh-

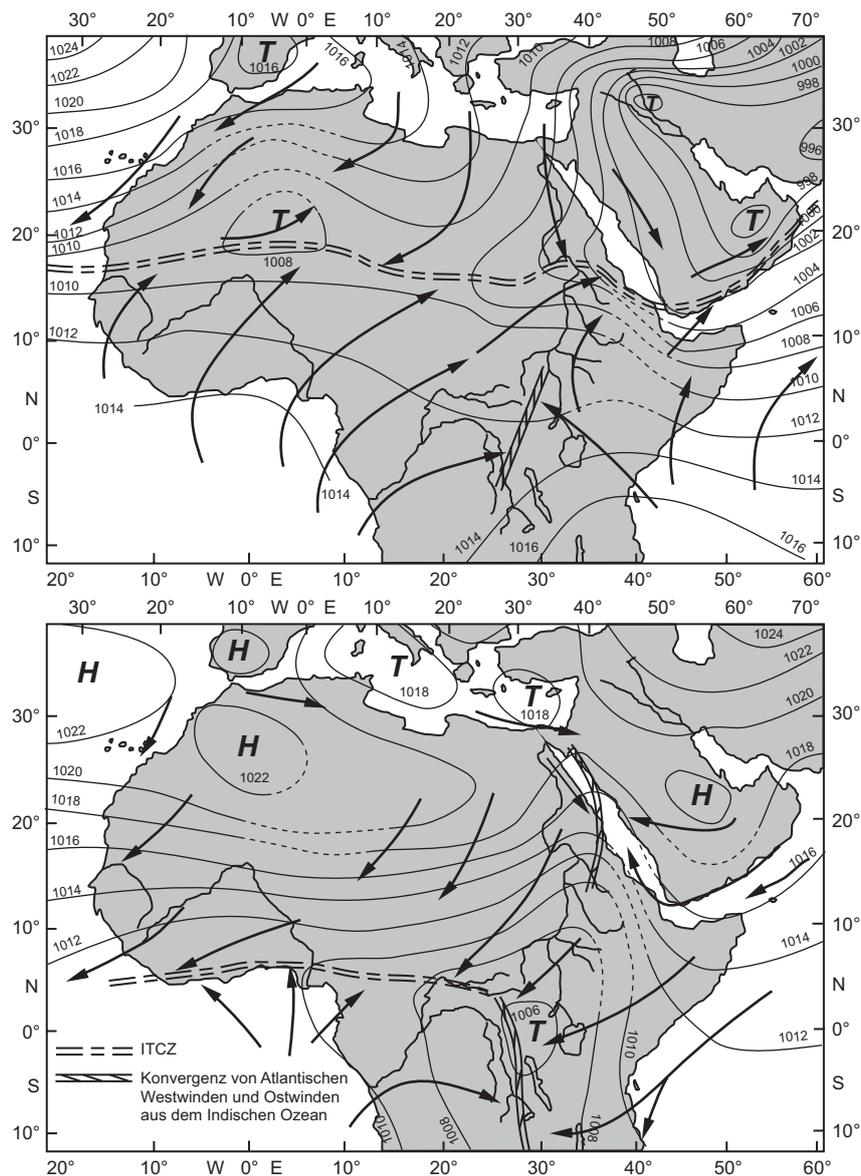


Abb.1-11: Luftdruck- und Strömungsverhältnisse in Nordafrika im Sommer (oben) und im Winter (unten) GRIFFITHS & SOLIMAN 1972: 77, verändert).

rend des Winters befindet sich die Ost-Sahara an der Ostflanke dieser durch hohe Persistenz gekennzeichneten Antizyklone. Im Norden erreichen gelegentlich Frontalzyklonen der ektrischen Westwinddrift die Sahara und können teilweise bis in die zentral-saharischen Gebirge vorstoßen.

Im Sommer verlagert sich der nördliche Ast der ITCZ auf 15–20°N (WARNER 2004: 86), doch erreichen in der östlichen Sahara die sommerlich nach Norden ausgreifenden Trögen der ITCZ mit ihren Konvektionsniederschläge die Wendekreise nicht und können selten weiter als 16–17° N vordringen (BESLER 1981).

Die große Trockenheit der Sahara wird durch einen weiteren Effekt, die Lage im Delta des Tropical Easterly Jet (TEJ), verstärkt. Seine Ursache hat der TEJ im weit von der Sahara entfernten Tibetische Hochplateau (BESLER 1981). Die im Durchschnitt 5000 m hoch gelegene Heizfläche dieses Gebirgsmassives begünstigt im

Sommerhalbjahr die Entwicklung eines starken Tiefdruckgebietes (Konvergenz), über welchem sich in der Höhe eine Antizyklone (Divergenz) ausbildet. In der oberen Troposphäre entsteht ein Druckgradient, der eine N-S-Komponente aufweist und in der freien Atmosphäre ohne Reibungseinfluss durch die Coriolis-Beschleunigung jedoch eine Rechtsablenkung erfährt. Dieser Vorgang führt somit zur Ausbildung des hochtroposphärischen Strahlstroms. In Nordafrika liegt die Achse des TEJ bei ca. 20° N und formt ein Delta, welches bis auf den Atlantik hinaus reicht (FLOHN 1960a). In Folge des Ryd-Scherhag-Effektes bildet sich im Diffluenzbereich (Delta) eine Querzirkulation aus. In deren nördlichem Ast kommt es zu einer Absinkbewegung und damit verbunden sind Wolkenarmut, adiabatische Erwärmung und daraus resultierend eine erhöhte Aridität; des weiteren verhindert die verstärkte Subsidenz der Luftmassen ein Vordringen der tropisch-feuchten monsonalen Luftmassen aus Süden in die Sahara hinein. Dieser Bereich Nordostafrikas liegt also im wechselnden Einflussbereich der winterlichen Passatströmung und den sommerlich nach Norden ausgreifenden Trögen der ITCZ. Nach wie vor stellt die Analyse dieser atmosphärischen Vorgänge durch FLOHN (1960a,b) und BESLER (1981) die schlüssigste Begründung für diese Trockenheitsanomalie innerhalb der Sahara dar.

### 1.6.2 Klimadatenlage

Die Verteilung der Klimastation im Nord-Sudan auf eine Fläche, die der von Mitteleuropa entspricht, ist mit sechs Stationen sehr gering. Zudem liegen alle Stationen, bis auf die Station Mahatta Sitta (Station No.6), im Nil-Tal. Nach Westen sind die nächsten Stationen Faya Largeau über 1200 km und im Nordwesten Kufra 1000 km entfernt. Kurzzeitige Datenreihen wurden in der 500 km entfernten Station East Oweinat in Süd-Ägypten in den 1980er Jahren aufgezeichnet (RITTER 2005). Somit verbleiben die Stationen Wadi Halfa, Mahatta Sitta (Station No. 6), Abu Hamed, Dongola sowie Karima und Merowe, die nur 10 km voneinander entfernt liegen. Weiter südlich folgen die Stationen Atbara, und Khartoum (Abb. 0-1).

### 1.6.3 Klassifizierung der klimatischen Verhältnisse

Welche der zahlreichen Klassifikationen man auch anwendet, ergibt sich die Situation, dass die Untersuchungsregion von extremen klimatischen Bedingungen geprägt ist. Aus der folgenden Zusammenstellung wird zudem deutlich, dass es nicht um Rand- oder Übergangsbereiche, sondern um Kernzonen der jeweiligen Klassifikation handelt.

Nach der Köppen'schen Klassifikation liegt die gesamte Region im trockenheißen tropischen Wüstenklima BWh mit einer Jahresdurchschnittstemperatur von über 18°C. Troll & Paffen definieren das tropische Halbwüsten- und Wüstenklima Typ V5, mit weniger als zwei humiden Monaten innerhalb der Tropen (in: BLÜTHGEN & WEISCHET 1980: 671). Die Einordnung nach Wißmann stellt diese Region ins warm tropisches Wüstenklima ohne Frost I-W (Grenze  $N < T + 14$ ) (in: BLÜTHGEN & WEISCHET 1980: 671). Der Klassifikation von Creutzburg & Habbe folgend, liegt das Untersuchungsgebiet im ständig trockenen subtropischen Klima (0–3 Monate mit Regen). Der Übergang zur ständig trockenen tropischen Zone vollzieht sich nach Süden etwa in Höhe der Atbara-Mündung. Die kurz sommerfeuchte tropische Zone verläuft danach 200–300 km südlich des Nil-Zusammenflusses (3–5 humide

Monate), tropische Halbwüsten- und Wüstenklimare mit weniger als 2 humiden und mehr als 10 ariden Monaten (in: BLÜTHGEN & WEISCHET 1980: 685, 678). Dem Strahlungs-Trockenheitsindex nach Budyko folgend liegen die Werte zwischen 50 und 200 (WARNER 2004) und sind somit größer als 3, demzufolge die Region zu tropischen Wüstenklimaten zuzuordnen (BUDYKO & MILLER 1974: 346ff).

#### 1.6.4 Temperaturen

Die Region ist durch hohe Jahresdurchschnittstemperaturen geprägt: Karima 29,0°C und Abu Hamed 29,3°C und erlauben eine Einordnung in die heißen Wüstenklimare (BWh) nach Köppen. Der Temperaturverlauf weist einen ausgeprägten Jahresgang auf und nimmt nach Norden in seiner Amplitude zu (Abb. 1-12). Im Sommer überschreiten die Temperaturen häufig die 45°C-Marke, mit einem mittleren Maximum von 41,0°C und einem mittleren Minimum von 27,0°C in Abu Hamed und Karima (GRIFFITHS & SOLIMAN 1972: 93, WMO 1996). Die absoluten Maxima liegen im Mai und Juni, kurz vor Einsetzen der Sommerregen, bei 48,0°C. Die gesamte Zone befindet sich südlich der 0°C-Isotherme und ist permanent frostfrei. Im Winter sinken die Temperaturen auf niedrige Werte und können lediglich in den gebirgigen Hochlagen unter den Gefrierpunkt fallen. Die absoluten bisher erfassten Tiefstwerte traten im Januar auf und erreichten in Mahatta Sitta (Station No. 6), 1,8°C, Karima 3,6 °C und in Abu Hamed 5,0°C (WMO 1996). Sehr typisch

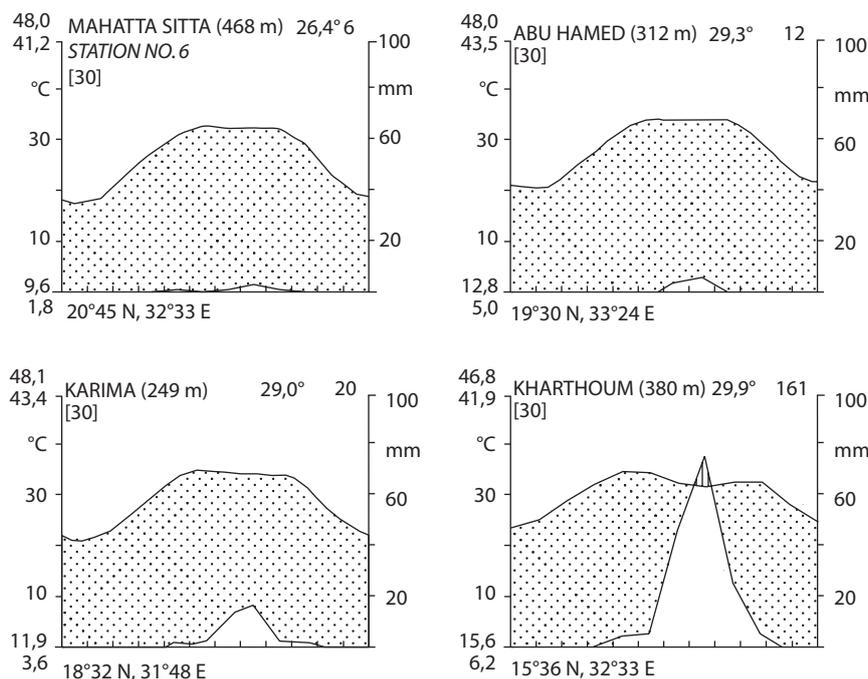


Abb. 1-12: Klimadiagramme nach Walther & Lieth für vier Stationen entlang eines 570 km langen N-S-Transektes beginnend mit der Bahnstation No.6 (Mahatta Sitta) zwischen Wadi Halfa und Abu Hamed (vergl. Abb. 0-1). Fast mittig zwischen den Klimastationen Abu Hamed und Karima liegt Boni Island. Als Vergleich und südlicher Abschluss liegt die Klimastation Khartoum 340 km südlich von Karima (eigene Darstellung nach Daten der WMO 1996).

und kennzeichnend für den hohen Kontinentalitätsgrad ist die tägliche Schwankung der Temperatur, deren Werte bei bis zu 16 K liegen. Berücksichtigt man die fast ausschließliche strahlungsbedingte Steuerung des Temperaturverlaufs und somit einen fehlenden dämpfenden Einfluss von Luftfeuchte oder Wolkendeckung, sind solche Werte nicht ungewöhnlich.

### 1.6.5 Niederschlag

Der nördliche Sudan erfährt in den Monaten Juli bis September eine kurze Zeit sommerlichen Regens, der nach Norden einen stark abnehmenden Gradienten der Niederschlagsmenge und Auftrittswahrscheinlichkeit aufweist (Abb. 1-12). Die Feuchteadvektion in diesem Teil der Sahara speist sich weitgehend aus Quellen südlich der Sahara. Ektropischen Frontalzyklonen sind als Feuchtequellen von untergeordneter Bedeutung, da der Feuchtegehalt der Luftmassen auf Grund der Temperatur niedriger ist als bei Luftmassen, die ihre Feuchtequellen in Äquatornähe haben (GEB 2000: 86). Die Monate Juli bis September sind somit auch keine Regenzeit im eigentlichen Sinn, sondern vielmehr die Periode mit der höchsten Auftrittswahrscheinlichkeit von Niederschlägen. Im Sommer treten vereinzelt Starkregen auf, die morphologisch hoch wirksam sind und deren Spuren auch noch nach Jahren erhalten bleiben. Am 25. Juli 1978 ereignete sich solch ein starkes Niederschlagsereignis über weiten Teilen der Bayuda. Die Station Karima meldete an diesem Tag einen Niederschlag von 30,2 mm; der Jahresdurchschnitt liegt bei 20,0 mm. An der Mündung des Wadi Abu Dom bei der Stadt Merowe forderte das katastrophenartige Abkommen des Wadis mehrere Tote und zahlreiche Gebäude wurden vollkommen zerstört (PFLAUMBAUM 1987: 34ff).

Laut Auskunft der lokalen Bevölkerung im Bereich des Vierten Kataraktes ereignen sich im Jahr ein bis zwei Regenfälle, die durchaus heftig sein können. Morphologisch verstärkt führt der konzentrierte Abfluss zu teils erheblichen Zerstörungen in den Wadis und Khors und ihrer Mündungsbereiche in den Nil. Die hohe zeitliche und räumliche Variabilität der Niederschläge ist von grundlegender Bedeutung für die in dieser Region ablaufenden geomorphologischen Prozesse. Hinzu kommt noch die Intensität der Einzelereignisse, die in engen räumlichen Grenzen sehr stark formend in Erscheinung treten.

### 1.6.6 Luftfeuchte

Kennzeichnend für die gesamte Region ist eine sehr große Trockenheit mit geringen Luftfeuchtigkeitswerten. Daraus ergibt sich bei den hohen Temperaturen ein enormes Sättigungsdefizit. Bei den Geländeaufenthalten wurden immer wieder Werte von unter 12% relativer Feuchte gemessen. Die Luft weist generell eine sehr hohe Trockenheit auf. Die niedrigsten Werte (Abu Hamed im Juni: 15%) werden im Frühsommer auf Grund der hohen Temperaturen erreicht, bevor die trockenen passatisch geprägten Luftmassen durch das Vorrücken der subsaharischen Feuchte verdrängt werden (WMO 1996). Die räumliche Fluktuation der ITCZ damit und der wechselnde Einfluss zwischen den winterlich passatisch und sommerlich monsunal geprägten Luftmassen spiegelt sich im jahreszeitlichen Verlauf der Luftfeuchte wider.

### 1.6.7 Wind

In Trockengebieten stellen der Wind und die mit ihm verbundenen äolischen Prozesse einen bedeutenden Faktor des Reliefs und der Landschaftsentwicklung dar. Der äolische Sedimenttransport ist für die Anlage und Überprägung einiger Arten von Geo-Archiven von grundlegender Bedeutung und erlaubt durch die Analyse der rezenten Prozesse eine Interpretation der Archive in Bezug auf deren vorzeitige Entstehungsverhältnisse, wenn man ein aktualistisches Prinzip anwendet. Die ventilatorischen Verhältnisse werden im Winter durch die Bildung einer ausgeprägten Antizyklone bestimmt. Sie stellt die Wurzelzone der Passate dar, die im Winterhalbjahr für sehr beständige und teils recht starke Wind aus nördlichen Richtungen sorgt. Der Kern dieses strahlungsbedingten Kältehochs liegt im langjährigen Mittel westlich des Nil-Bogens, wie die Ablenkung der Hauptwindrichtung an den Stationen Abu Hamed und Karima zeigen (Abb. 1-13). Bei voller Ausprägung der Antizyklone erreichen die durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten die höchsten Werte jeweils im Februar, im Mittel mit 18,6 km/h in Abu Hamed und 18,1 km/h in Karima. Zu diesem Zeitraum ist der äquatorwärts gerichtete Druckgradient am größten. Somit sind im Winter die äolischen Prozesse am stärksten wirksam, entsprechende Materialverfügbarkeit vorausgesetzt. Zwischen

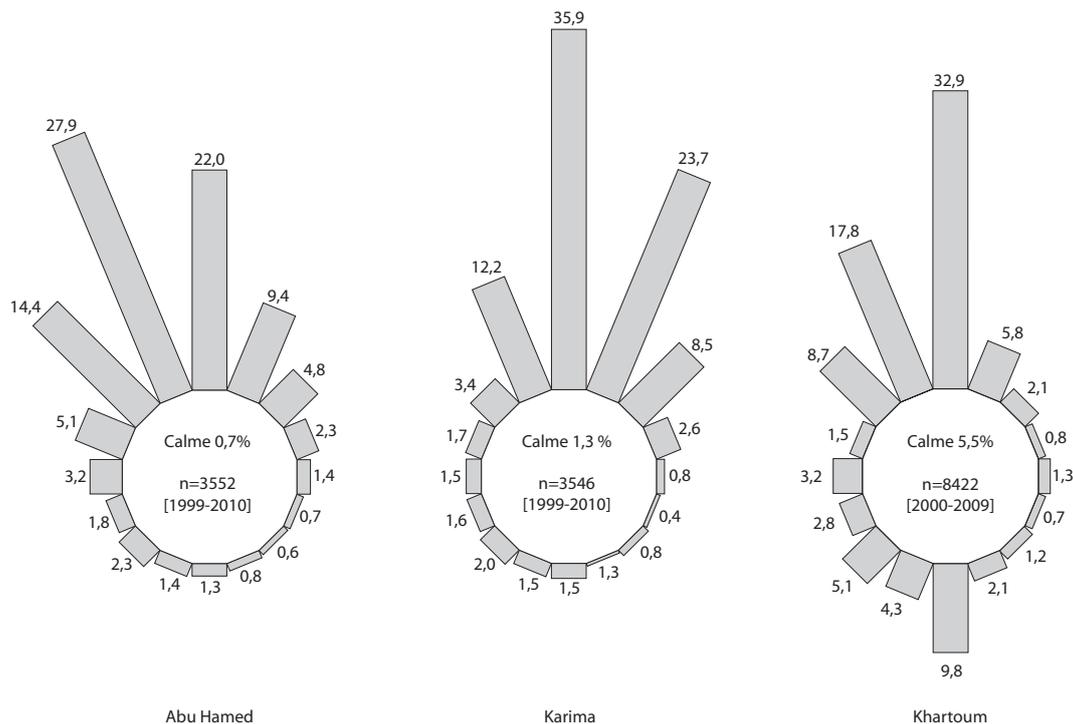


Abb.1-13: Die Windrosen für die Stationen Abu Hamed, Karima und Khartoum zeigen für die beiden nördlichen Stationen einen ausgeprägten Passateinfluss und die Lage des Kerns der Antizyklone westlich des Nils, was durch die Verlagerung der Hauptwindrichtung illustriert wird. In Khartoum ist der Einfluss der südlichen Windrichtungen, die auf die Sommermonate fallen, sehr deutlich (eigene Auswertung und Darstellung, Daten: Abu Hamed und Karima: OGIMET (2011), Khartoum: Russia's Weather Server (2009)).

Februar und Mai treten starke Nordwinde auf und führen große Mengen Staub mit sich, der teils bis weit nach Süden in die Region der Gezira gelangt. Es handelt sich um sehr stark ausgeprägte Passate mit Windgeschwindigkeiten von 40 km/h und mehr (RITTER 2008).

Mit bei fortschreitender Nordwärtsverlagerung der ITZC greifen tropische Tröge

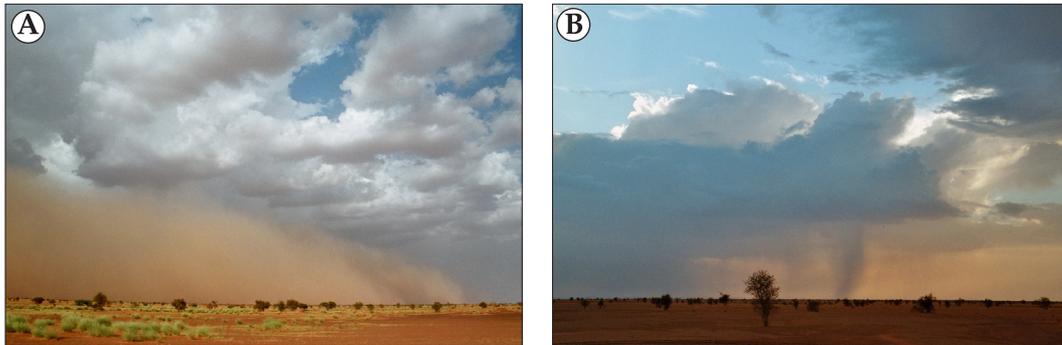


Abb.1-14: Auf der Fahrt von Khartoum nach Karima ereignete sich am 10.10.2006 und in der darauffolgenden Nacht ein kräftiger Staubsturm (Haboob) inmitten der Bayuda. **A:** Aufgewirbelter Staub zeichnet das Ausströmen niederschlagsbedingter kühlerer Luft als Böenwalze nach (l., Blickrichtung NE). **B:** Nach dem Durchzug von Gewitterzellen im Westen war in der Ferne weiterer Niederschlag in Form von Fallstreifen zu beobachten (Fotos: Ritter 2006).

weiter nach Norden aus, der Druckgradient nimmt ab und die mittleren Windgeschwindigkeiten gehen ebenfalls im Juli auf die niedrigsten Werte zurück (Abu Hamed 11,7 km/h, Karima 9,4 km/h). Gerade zu dieser Zeit entstehen durch den nordwärtigen Vorstoß der ITCZ einzelne Gewitterzellen, in deren Umfeld es zur Entwicklung heftiger Staubstürme kommt, dem *Haboob*. Solche Einzelereignisse werden durch die klimatologische Mittelwerte jedoch nicht abgebildet. Diese Starkwindereignisse transportieren große Mengen feiner Partikel und sorgen für eine Sichtverschlechterung bis weit unter 50 m.

Ein solcher Staubsturm konnte vom Verfasser selbst am 10.10.2006 in der Bayuda beobachtet werden. Dieses sehr lokale Ereignis stand im Zusammenhang mit Gewitterzellen, die die letzten Ausläufer der herbstlich zurückweichenden ITCZ darstellten. Das Ereignis wurde durch eine Böenwalze eingeleitet, die von aufgewirbeltem Staub erfüllt war (Abb. 1-14A). Die Sicht ging in diesem etwa einstündigen Ereignis auf unter 100 m zurück. Fünf Minuten lang fielen einige große Regentropfen. Im Laufe der Nacht waren zwei weitere Gewitterzellen nördlich des Lagerplatzes zu beobachten. Zahlreiche Blitze und Fallstreifen (Regenschleppen an der Unterseite von Wolken, Abb. 1-14B) zeugten von einem intensiven Witterungsgeschehen. Bei einem weiteren nächtlichen Gewitterdurchzug kam es zu sehr starken Böen und permanentem Sandtransport. Es wurde also eine Windgeschwindigkeit von 20 km/h überschritten. Der Vorüberzug einer Gewitterzelle führte gegen Mitternacht zu einem ausgeprägten Windsprung um nahezu 180° von Süd auf Nord. Die Niederschlagsmengen waren so erheblich, dass noch am nächsten Tag zahlreiche große Pfützen stehen geblieben sind.

### 1.6.8 Evapotranspiration

Die östliche Sahara gehört zu den Regionen, die weltweit die höchsten Verdunstungswerte aufweisen. HAUDE (1959) gibt für die Station Wadi Halfa eine potenti-

elle Verdunstung von 4100 mm/a an. Bei DUBIEF (1950: 30) werden für den Bereich der Libyschen Wüste Werte zwischen 3500 und 6000 mm aufgeführt. SCHIFFERS (1971: 281) nennt für die südliche Ost-Sahara sogar Werte von 7000 mm/a, die mit Hilfe von Piche-Evaporimetern ermittelt wurden. Ebenfalls durch Piche-Evaporimeter bestimmte Werte finden sich bei GRIFFITHS & SOLIMAN (1972: 90) für Assuan mit 5813 mm/a. Insgesamt sind die Angaben zur potentiellen Verdunstung kritisch zu betrachten, da in Abhängigkeit der verwendeten Methoden sehr unterschiedliche Werte produziert werden. Trotz der teils abweichenden Angaben befindet sich der gesamte Bereich im hyperariden Teil der Ost-Sahara. Legt man den Ariditätsindex  $A_i$  der UNEP (1992) ( $A_i = NS/E_{pot}$ ) mit einem Grenzwert von 0,05 zwischen hyperarid und arid zu Grunde, bleiben die Indizes der Stationen Mahatta Sitta, Abu Hamed und Karima zwischen 0,0017 und 0,0057 selbst bei den niedrigsten potentiellen Verdunstungswerten noch weit unterhalb dieses Grenzwertes. Die Hyperaridität wird damit zum übergeordneten prägenden Element und bestimmt Verwitterung und morphodynamische Prozesse, Bodenbildung, Vegetation und Lebensweise der Bevölkerung (PFLAUMBAUM 1987: 18)

### 1.6.9 Klimaentwicklung im Holozän

Die Entwicklung der klimatischen Verhältnisse im ausgehenden Pleistozän und im Holozän war zentrales Element des SFB 389 (BUBENZER et al. 2007a) sowie zahlreicher Forschungsprojekte, unter anderem B.O.S *Besiedlungsgeschichte der Ostsahara* (KUPER 2003), SFB 69 *Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten* (KLITZSCH & THORWEIHE 1999) und CPE *Combined Prehistoric Expedition* (WENDORF & SCHILD 1980).

Auf Grundlage von nahezu 500  $^{14}\text{C}$ -Daten, die aus 150 früh- bis mittelholozänen Fundplätzen zusammengetragen wurden, definieren KUPER & KRÖPELIN (2006) sechs verschiedene Besiedlungsphasen der Ost-Sahara (Abb. 1-15). Maßgeblich wurden diese Phasen durch klimatische Impulse gesteuert.

- A Vom Letzten Glazialen Maximum (LGM) bis zum ausklingenden Pleistozän (20000-8500 BC) war die Ost-Sahara außerhalb des Nil-Tals ohne jede Besiedlung und ihre Südgrenze gegenüber der heutigen Position um über 400 km weiter nach Süden verschoben.
- B Um 8500 BC verlagerten sich die monsunalen Niederschläge abrupt um 800 km nach Norden und verwandelten die Vollwüste während des holozänen Klimaoptimums in eine savannen-ähnliche Landschaft. Dies belegen zahlreiche Fundstellen in der Ost-Sahara, wohingegen die Bedingungen im Nil-Tal offensichtlich zu feucht und damit für eine Besiedlung ungeeignet waren.
- C Ab etwa 7000 BC etabliert sich die menschliche Besiedlung in der gesamten Ost-Sahara.
- D Um 5300 BC setzt mit dem Rückzug der monsunalen Niederschläge die Austrocknung der Ost-Sahara ein und zwang die Menschen in ökologische Gunsträume wie Oasen und das Nil-Tal.
- E Nach 3500 BC war eine dauerhafte Besiedlung außerhalb des Nil-Tals nur noch an Gunststandorten wie dem Wadi Howar im Nordwest-Sudan möglich, an denen temporäres Grundwasser vorhanden war. Seit etwa 1500 BC entsprechen die klimatischen Bedingungen den heutigen in der Region.

F Die rezenten klimatischen Verhältnisse beschränken die heutige Besiedlung auf das Nil-Tal und die Oasen.

Diese Aufstellung verdeutlicht, dass die Wasserverfügbarkeit durch Niederschläge einerseits und durch lokale Gunstsituationen andererseits für die Besiedlungsgeschichte von grundlegender Bedeutung sind. Für den ägyptischen Teil der Ost-Sahara wird die Holozäne Feuchtphase von KUPER & KRÖPELIN (2006) und BUBENZER & RIEMER (2007) auf etwa 8500-5300 BC datiert. Für den nördlichen und zentralen Teil des Sudan, und somit auch der Region des Vierten Kataraktes, ergibt sich anhand von <sup>14</sup>C-Daten ein anderes Bild, da hier die Besiedlung später einsetzte als im Norden (Abb. 1-15).

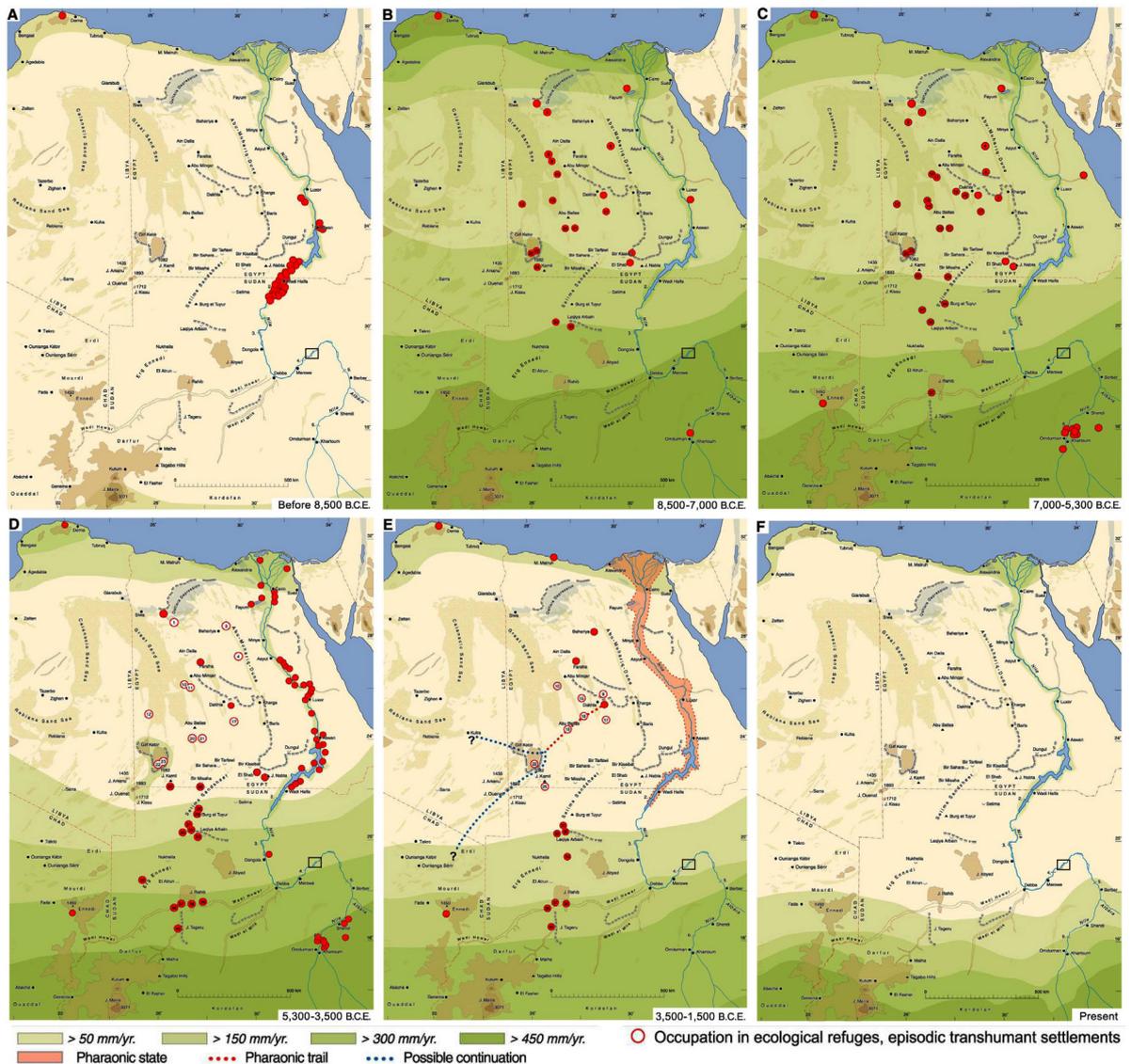


Abb.1-15: Die Klima-gesteuerte Besiedlung der Ost-Sahara während der wichtigsten Phasen des Holozäns. Die roten Punkte stellen Hauptsiedlungsbereiche dar (nach KUPER & KRÖPELIN 2006, ergänzt). Der Rahmen innerhalb des großen Nil-Bogens markiert das Untersuchungsgebiet am Vierten Katarakt. Der Verlauf der Isohyeten wurde aus geologischen, archäobotanischen und archäozoo-logischen Daten abgeleitet. Weitere Informationen im Text.

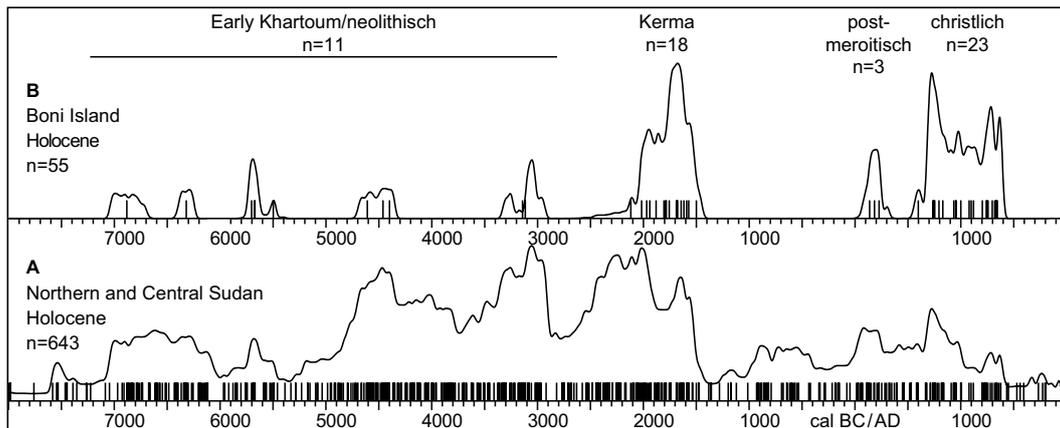


Abb. 1-16: Kurven der kumulativen Wahrscheinlichkeitsverteilungen aller kalibrierten  $^{14}\text{C}$ -Daten ab 8000 BC von Boni Island (B) im Vergleich mit dem Nord- und Zentral-Sudan (A) (nach WOTZKA et al. 2012, verändert).

Die Zeitintervalle während des Holozän, die durch die Radiokarbonaten von Boni Island abgebildet werden, stimmen mit einer Ausnahme mit den Maxima der Vergleichskurve für den Nord- und Zentral-Sudan überein (Abb. 1-16). Diese einzige Ausnahme stellt das napatanisch-frühmeroitische Maximum der Kurve (ca. 900-400 BC) dar, einem Zeitabschnitt, in dem es bisher keine archäologischen Nachweise auf Boni Island gibt. Für die Vergleichskurve räumen WOTZKA et al. (2012) jedoch ein, dass der weitere geographische Kontext der eingeflossenen Daten berücksichtigt werden sollte, so dass eine differenzierte Betrachtung nach Nil-Tal, Oasen, Wüste oder Gebirge ein genaueres Abbild erzeugt.

## 1.7 Vegetation

Die Vegetation im Untersuchungsgebiet muss auf Grund der unterschiedlichen Wasserversorgungssituation in zwei sich grundlegend unterscheidende Bereiche eingeteilt werden: die Wüsten und Halbwüsten sowie die Nil-Oase.

### 1.7.1 Wüste und Halbwüste

Die Ost-Sahara gehört zu den niederschlagsärmsten Regionen der Sahara. Die hohe räumliche und zeitliche Variabilität (vgl. Abschnitt 1.6.5) einzelner Ereignisse ist ursächlich für eine schütterere Vegetation, die damit von Jahr zu Jahr starken Unterschieden in der Verteilung und Ausprägung unterworfen ist. Unter aktuellen klimatischen Bedingungen herrschen im Nord-Sudan außerhalb des Nil-Tals extreme ökologische Bedingungen, denn vor allem die hygrischen, aber auch thermischen und ventilatorischen Verhältnisse limitieren das Auftreten von Vegetation bis hin zum völligen Fehlen und damit auch fast jede Form der Nutzung: "The northwestern desert quadrant of the country [...] is rainless, plantless and useless." (LEBON 1965: 151). Im Gegensatz zur weitgehend pflanzenleeren inneren Ost-Sahara (PACHUR & ALTMANN 2006: 431) vollzieht sich in Richtung der südlichen Ost-Sahara der Übergang zu einer fleckenhaften an einzelne Niederschlagsereignisse gebundene Vegetation (Abb. 1-17). Diese ephemere Regenflora wird lokal als *Acheb* be-

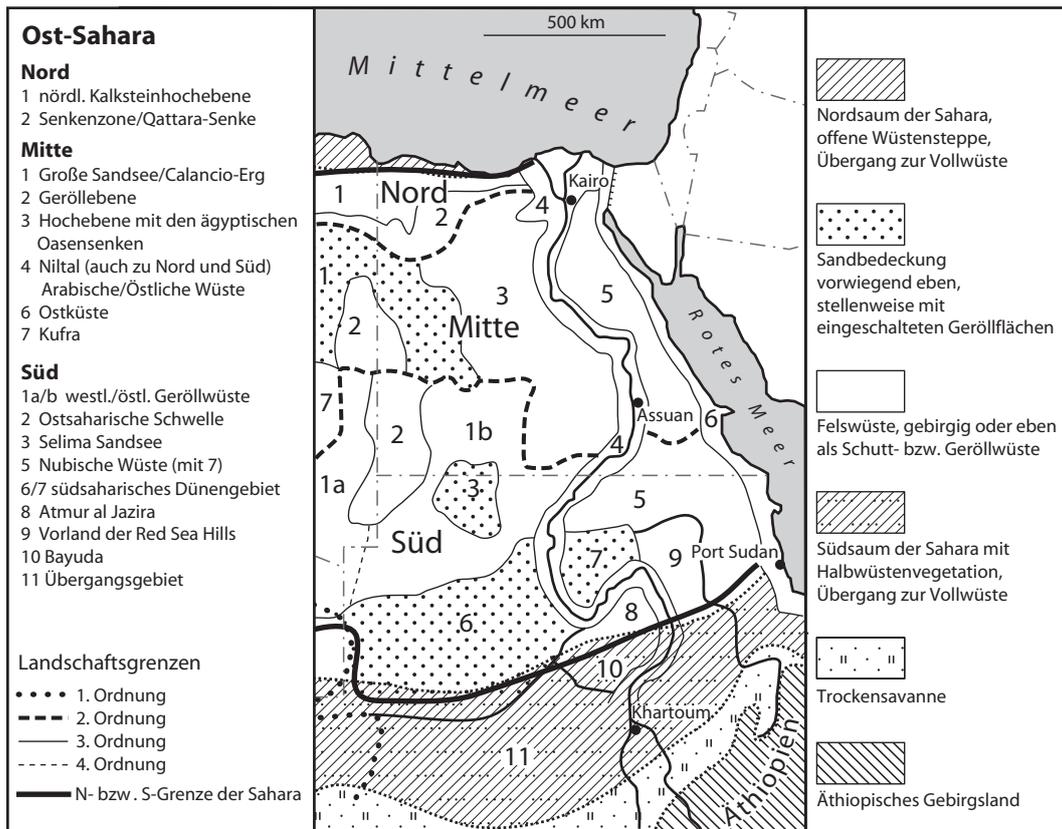


Abb.1-17: Die Landschaften der Ost-Sahara nach KASSAS in SCHIFFERS (1971, ergänzt und verändert).

zeichnet; PACHUR & ALTMANN (2006) verwenden dafür die Bezeichnung akzidentell, um der zeitlichen Zufälligkeit, dem episodischen Auftreten und der dispersen räumlichen Verteilung Rechnung zu tragen. Die Grenze der hyperariden Wüste mit akzidenteller Vegetation zur kontrahierten Vegetation verläuft im Bereich von 5 bis 20 mm. Bei mittleren Jahresniederschlägen von 30 mm tritt in der Region eine kontrahierte Vegetation auf, die auf Hohlformen, Spülrinnen, Khors und Wadis beschränkt ist. Hier ist der Oberflächenabfluss konzentriert oder die edaphische Verhältnisse begünstigen die Wasserversorgung. Weitere, durch Zuschusswasser begünstigte, Standorte sind im Fußbereich der zahlreichen Härtlingsrücken und Wollsackformationen zu finden. Nach den seltenen Niederschlagsereignissen treten sporadisch auch in der Fläche ephemere Kräuter und Gräser, das so genannten *Gizzu*, auf (CRAIG 1991: 58). Weiterhin überdauern perenne Horstgräser auch längere mehrere Trockenjahre. Akzidentelle und kontrahierte Vegetation schließen sich nicht aus, da in Folge von Niederschlagsereignissen im flächigen Auftreten von *Gizzu* der gesamte Lebenszyklus von Keimung, Blüte und Aussamung innerhalb weniger Wochen stattfindet, sind entlang der edaphischen Gunststandorte in Rinnen oder Senken in den Tiefenlinien die Überlebensbedingungen länger gegeben (PACHUR & ALTMANN 2006: 431). Neben der Wasserversorgung stellen die Salztoleranz und der Salzgehalt weitere limitierende Faktoren der Vegetationsverteilung dar (SCHULTZ 2000: 380). Mangelndes Substrat und großflächig anstehendes Basement-Gestein limitieren weiterhin die Vegetationsverbreitung. Auf den vorwiegend flachgründigen alluvialen grobkörnigen Sedimenten kommen diese

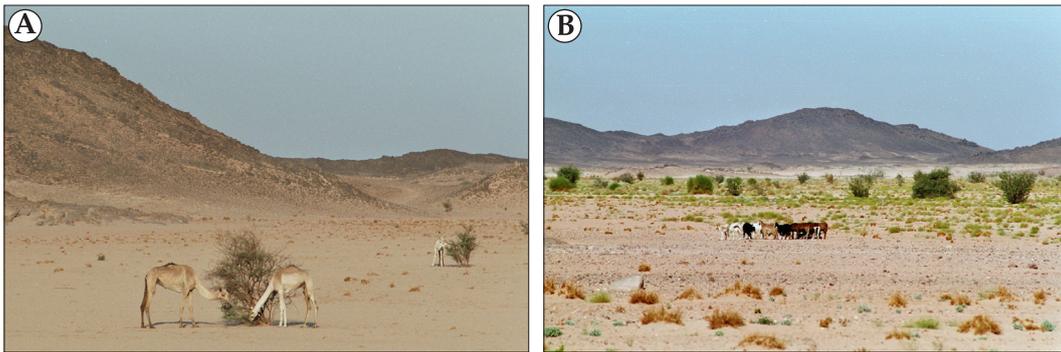


Abb. 1-18: Vegetation am Fuß des Jebel Beida westlich von Boni Island. **A:** Im Oktober 2005 nach einem sehr trockenen Sommer und **B:** im November 2006 nach einer außergewöhnlich niederschlagsreichen Regenzeit. Die hygrische Fluktuation in dieser Region spiegelt sich somit auch in der Vegetationsdichte wieder. Die genügsamen Kamele ernähren sich von den Resten der Dornsträucher, wohingegen die Zeigenherden selten die Nil-Oase verlassen (Fotos: Ritter 2005, 2006).

zum großen Teil aus Leguminosen bestehenden Kleinstrauchgesellschaften vor (KNAPP 1973: 405). Lediglich entlang der größeren Wadis mit tiefgründigem Substrat treten größere Gehölzpflanzen wie *Acacia* und *Tamarix* auf, deren Wurzeln noch in größerer Tiefe das Grundwasser erreichen können. Diese Arten sind, wie archäologische Funde zeigen, seit Jahrtausenden als Brennholz genutzt worden und deshalb heute nur noch in wenigen Bereichen zu finden (KNAPP 1973: 416f). Der Vierte Nil-Katarakt und die umgebenden Wüsten der Bayuda und den südlichen Ausläufern der Nubischen Wüste gehören zum Florenreich der Paläotropis und werden in dieser der saharo-sindischen Florenregion zugerechnet (KNAPP 1973: 401). Der gesamte weitere Untersuchungsraum liegt im Fluktuationbereich zwischen Halbwüste und Wüste (Abb. 1-17). In der sich südlich zum Vierten Katarakt anschließenden Bayuda vollzieht sich allmählich und immer deutlicher werdend der Übergang zur Halbwüste. Die hygrisch bedingte Oszillation des Wüstenrandes spiegelt sich in der klimatisch gesteuerten Verschiebung dieser Übergangszone wider.

Eine sehr eindrucksvolle Veränderung in der Vegetationsdichte und Vitalität konnte von Herbst 2005 auf Herbst 2006 festgestellt werden (Abb. 1-18). Im Bereich zwischen Boni Island und dem Jebel Beida auf dem rechten Nil-Ufer waren auf Grund des relativ niederschlagsreichen Sommers (mündl. Mitteilung: Ali, Dorflehrer aus Salmiya) die weiten Wadiflächen von annuellen und wiederergrünten perennen Gräsern und Kräutern bedeckt. Im Vorjahr war im selben Bereich keine vitale Vegetation zu finden. Im Jahr 2006 meldete die Stationen Karima am 18.08. 6 mm. Im Vorjahr hingegen waren es in Karima am 10.07. nur Spuren von Niederschlag, Abu Hamed meldete am 02. und 22.08. Spuren von Niederschlag (OGIMET 2011).

### 1.7.2 Nil-Oase

Entlang des Nil bilden die Alluvien, die durch die jährlichen Nil-Fluten abgelagert werden, das Substrat für die Vegetation. Im unmittelbaren Überflutungsbereich sind die perennen Pflanzen der enormen Fluktuation des Nil-Pegels ausgesetzt, die in Teilen bis 10 m im Jahresverlauf erreichen kann. Einhergehend mit dem Anstieg des Pegels erhöht sich ebenfalls die Fließgeschwindigkeit, da sich mit der von flussaufwärts kommenden Hochwasserwelle das Längsprofil an der Flussober-

fläche versteilt. In ufernahen Gehölzen sind vielerorts als Hochflutmarken Reste von Gräsern und vertrockneten Ästen zu finden und zeugen von der enormen Transportkraft des Flusses. In Bereichen, in denen der Flusslauf durch Felsen verengt ist, treten sehr hohe Strömungsgeschwindigkeiten auf, die für einen Katarakt kennzeichnend sind. Hier wachsen Binsenarten, die an die Strömungsverhältnisse angepasst sind. Der unmittelbare Uferbereich bildet somit einen sehr speziellen Lebensraum, der nur angepassten Arten ein Überleben ermöglicht. Die saisonale Schwankung der Pegelstände führt zu stark ver-nässten Bodenbedingungen kurz nach dem Rückgang der Hochflut und hat bei weiter fallenden Wasserständen zu-

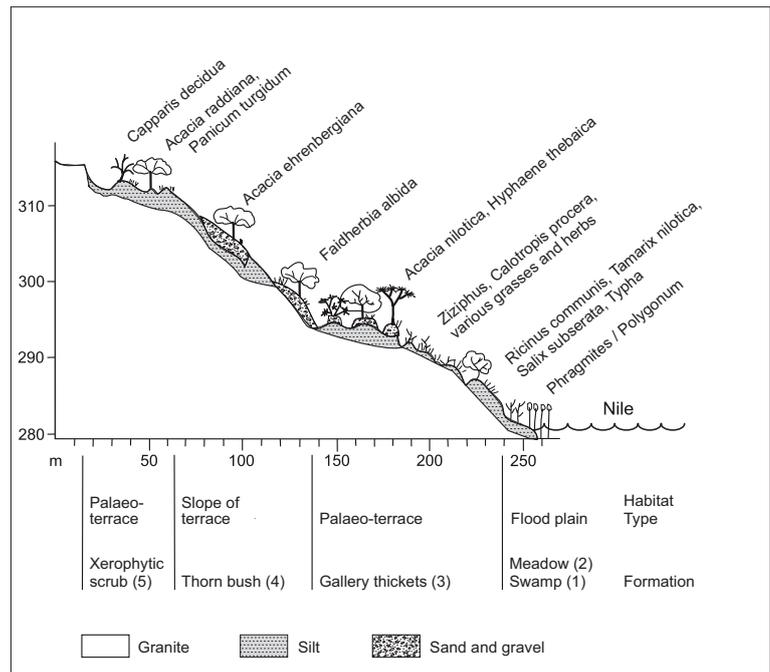


Abb. 1-19: Vegetationszonierung im Nil-Tal auf Boni Island: (1) Sumpf in der unteren Aue, (2) "Wiese" der oberen Aue, (3) Galerie-Dickicht, (4) Dornensträucher, (5) Trockensträucher (NUSSBAUM & DARIUS 2012).

nächst eine oberflächliche Austrocknung des Bodens zur Folge. Bedingt durch die Restfeuchte werden diese Zonen durch Pioniervegetation besiedelt, dazu zählt vor allem *Tamarix nilotica*, die in dichten, teils undurchdringlichen Beständen als Uferbegleitvegetation auftritt. Ihre Halophilie lässt sie auch in trockengefallenen Rinnen gut gedeihen. Stark verbreitet ist zudem *Mimosa pigra*, ein aus Amerika eingewandeter Dornstrauch (MALTERER 2006: 49). Entlang des Flusses ist somit die Wasserverfügbarkeit, wenn auch mit saisonalen Schwankungen, gesichert. Das gilt allerdings nur für einem sehr schmalen Streifen, der auch noch starke edaphische Unterschiede aufweist.

Die morphologische Staffelung des Auereliefs spiegelt sich in der Zusammensetzung der Vegetation wider (Abb. 1-19). Entlang der Hochflutlinie treten flussbegleitend Gehölze auf, die sich weitgehend aus Akazien und Tamarisken zusammensetzen. Tiefreichende Wurzelsysteme gewährleisten eine flutunabhängige ganzjährige Wasserversorgung und bilden Akazien-Auenwälder (MALTERER 2006: 47). Den wichtigsten Vertreter stellt die *Acacia nilotica* dar, die Überschwemmungen gut toleriert. Sie tritt oft gemeinsam mit *Acacia seyal* auf, die ihrerseits zudem auch etwas höher gelegene Standorte besiedelt. Die Doum-Palme (*Hyphaene thebaica*) ist ebenfalls in diesen Beständen zu finden. Da sie einen hohen Grundwasserspiegel benötigt, ist sie typischer Vertreter der Flussoasenvegetation (NUSSBAUM & DARIUS 2012). In der seit Jahrtausenden intensiv landwirtschaftlich genutzten Nil-Oase ist die (pot.) natürliche Vegetation mittlerweile weitgehend überprägt und durch agrarische Nutzpflanzen verdrängt worden. Durch die guten Nutzungseigenschaften der fluvialen Ablagerungen, werden die kleinsten und auch noch weit entferntesten Uferstreifen kultiviert. Standorte, die sich auf Grund der Hang-

neigung oder schwierigen Zugänglichkeit nicht für den Anbau eignen, bilden somit kleine weitgehend isolierte Rückzugsgebiete.

## 1.8 Landnutzung

Relief und Wasserverfügbarkeit sind die wichtigsten Steuerungsfaktoren der Landnutzung im Bereich des Vierten Kataraktes. Zudem ist in Abhängigkeit von den aktuellen hyperariden Verhältnissen, der Breite des Nil-Tals und der saisonalen Abflusssdynamik des Nil auf ein schmales, diskontinuierliches Band entlang der Flussufer limitiert. Im Gegensatz zu den weiten Alluvialflächen zwischen den Kataraktzonen, mit mehreren Kilometer breiten Nutzflächen, konzentriert sich der Anbau innerhalb des Kataraktes auf Bereiche von 70–230 m Breite. Stellenweise kann der kultivierte Streifen sogar nur eine Breite von 1–2 m aufweisen, wie Untersuchungen vor Ort ergaben (s. Kap. 3.1). Weder die Daten von PANER (2003), der die Anbaubreite mit 500–800 m angibt, noch die Angaben von BECK (1997) mit einer mittleren Breite von 30 Metern, konnten im Bereich Boni Island bestätigt werden (RITTER & DIEHL 2007). Der Vierte Katarakt stellt neben der Mahas-Region den am dünnsten besiedelten und unproduktivsten Abschnitt des gesamten Nil-Tals dar (BECK 1997).

Abhängig ist die Landnutzung von der geomorphologischen Position im Verhältnis zum Nil und den sich daraus ergebenden hydrologischen Verhältnissen in den jeweiligen Bereichen. Die saisonal überflutete Aue bildet die am tiefsten gelegene Position, die unter Nutzung genommen wird. Mit dem Rückgang der Hochflut ab September fallen die teils steilen Uferbereiche sukzessive trocken und geben das so genannte *Seluka-* oder *Jarf-Land* frei (SALIH 1999). Mit fortschreitendem Rückgang der Pegel vergrößert sich so nach und nach die nutzbare Fläche. Die im Boden verbliebene Restfeuchte ermöglicht den Anbau ohne zusätzliche Bewässerung. Der Übergang von der Aue zur nicht mehr überfluteten Terrasse wird durch einen schmalen Streifen gebildet, dem *Ashow-Land*, in dem vor allem Dattelpalmen kultiviert werden, da sie eine hohe Bodenfeuchte brauchen. Das auf der höher gelegene Terrassenfläche gelegene *Saqia-Land* muss künstlich bewässert werden. Die Felder und Gärten werden auf Grund der geringen Reliefunterschiede durch ein verzweigtes Kanal- und Beckensystem versorgt. Zahlreiche Hochflutrinnen begleiten den Hauptstrom und fallen je nach Höhe über dem Nil zu unterschiedlichen Zeiten ganz trocken. In einzelnen Abschnitten bleiben Tümpel noch längere Zeit erhalten. In diesen Rinnen liegt das *Khawi-Land*, welches zum einen durch Restfeuchte zum anderen auch durch künstliche Bewässerung gekennzeichnet ist. Weitgehend außerhalb der Alluvialböden befinden sich Siedlungen im Bereich des anstehenden Gesteines, um so zum einen die nutzbare Ackerfläche nicht weiter zu limitieren und zum anderen die Siedlung vor extremen Hochfluten zu schützen (RITTER 2008). Der Nil ermöglicht als perennierender Fremdlingsfluss der lokalen Bevölkerung durch die angepasste Nutzung mindestens zwei Ernten pro Jahr. Der Rhythmus wird dabei vom Steigen und Fallen der Pegel vorgegeben. Dieses morphologisch-hydrologische Zusammenspiel führt zu einer typischen Abfolge verschiedener Landnutzungstypen in Abhängigkeit ihrer Höhe über dem Nil. Die Darstellung eigener detaillierter Vermessungen der Morphologie der vorgenannten Reliefeinheiten mit der entsprechenden Aufnahme der Nutzung in diesen Bereichen wird in Kapitel 3.1 näher erläutert. Über die Hälfte der Anbaufläche ist von

Bewässerung abhängig. Die Einführung von Dieselpumpen in den 1950er Jahren verdrängte die traditionellen, tiergetriebenen Wasserschöpfanlagen *Saqla*, ermöglichte zudem die Bewässerung größerer und weiter vom Fluss entfernter Flächen. Die Anbauprodukte sind weitgehend auf eine Subsistenzwirtschaft ausgelegt, von denen die Dattelpalmen das Rückgrat bilden (SALIH 1999).

Das wüstenartige Innere von Boni Island und auch zahlreicher weiterer größerer Inseln ist kaum agrarisch und nahezu ausschließlich als Durchgangsraum genutzt worden. In wenigen Bereichen wurden Neulanderschließungsflächen angelegt und einige rezent genutzte Friedhöfe befinden sich ebenfalls im Inselinnern. Die weiten der Wüsten außerhalb des Nil-Tals werden gelegentlich von den Herden der Beduinen durchzogen (LEBON 1965: 169).

## 1.9 Besiedlungsgeschichte

Über die Besiedlung Nubiens, im speziellen Obernubiens (Abb. 1-20), im späten Pleistozän ist wenig bekannt, obgleich in Unternubien und Ober-Ägypten spätpaläolithische Artefakte der Qadan-Kultur (13000–9000 BC) gefunden wurden. Aufgrund fehlender Vergleichsfunde sind Bezüge zu Obernubien und dem hier vorgestellten Arbeitsgebiet unsicher. Die relativ geringe archäologische Funddichte spiegelt nicht die historische Situation wieder, sondern ist dem Forschungsstand geschuldet (Abb. 1-15).

Die endpleistozäne/frühholozäne Besiedlung durch mesolithische Gruppen ging vermutlich von Süden aus, worauf einige spätpaläolithische Fundplätze am Atbara hinweisen. Eine Bewegung also, die der Verlagerung der monsunalen Niederschläge nach Norden folgt (EDWARDS 2004). ARKELL (1949) fand 1944 am Fundplatz Khartoum Hospital den ältesten Siedlungsplatz am mittleren Nil, der Keramik enthält. Es handelt sich um die nach ihrer markanten Verzierung benannte *Wavy-line*-Keramik des Khartoum-Mesolithikum, welches um 8000–7000 BC datiert (EDWARDS 2004, WELSBY & ANDERSON 2004). Im Wadi Muqqadam in der Bayuda wurden solche Siedlungsplätze auch außerhalb des Nil-Tals, dort allerdings entlang semi-permanenten Wasserläufen oder Seen dieser Zeit, gefunden. Gleiches gilt für das mittlere und untere Wadi Howar in diesem Zeitraum (JESSE & KEDING 2007).

Mit dem Beginn des Neolithikums traten nach 5000 v.u.Z. die ersten Spuren von Viehhaltung am mittleren Nil und in der südlichen Libyschen Wüste auf (JESSE et al. 2007). Die chronologische Grenzziehung zwischen dem Neolithikum und der darauffolgenden Prä-Kerma-Kultur (4. Jtd.–2600 v.u.Z.) ist schwierig. Mit der zweiten Hälfte des dritten Jahrtausends entwickelte sich südlich des Dritten Kataraktes eine ausgesprochen reiche bronzzeitliche Kultur, die etwa tausend Jahre bestand, nahe der namensgebenden modernen Stadt Kerma. Diese größte städtische Siedlung war das Zentrum des Königreichs von Kerma, das sich auf den weiten Alluvialebenen zwischen dem Dritten Katarakt der modernen Stadt Dongola konzentrierte. Wie zahlreiche Siedlungsplätze belegen, strahlte der Kerma-Einfluss auch bis zum Zweiten und Vierten Katarakt aus (EDWARDS 2004: 76). Die Kerma-Periode wird in sich nach keramiktypologischen Chronologien in *Kerma ancien* (2500–2050 v.u.Z.), *Kerma moyen* (2050–1750 v.u.Z.) und *Kerma classique* (1750–1500 v.u.Z.) unterteilt. Da das Kerma-Reich zunehmend zu einer konkurrierenden Macht Ägyptens geworden ist, unternahmen die Pharaonen zu Beginn des Neuen Reiches (18. Dynastie) mehrere Feldzüge. Der Vormarsch bis nach Obernubien markiert

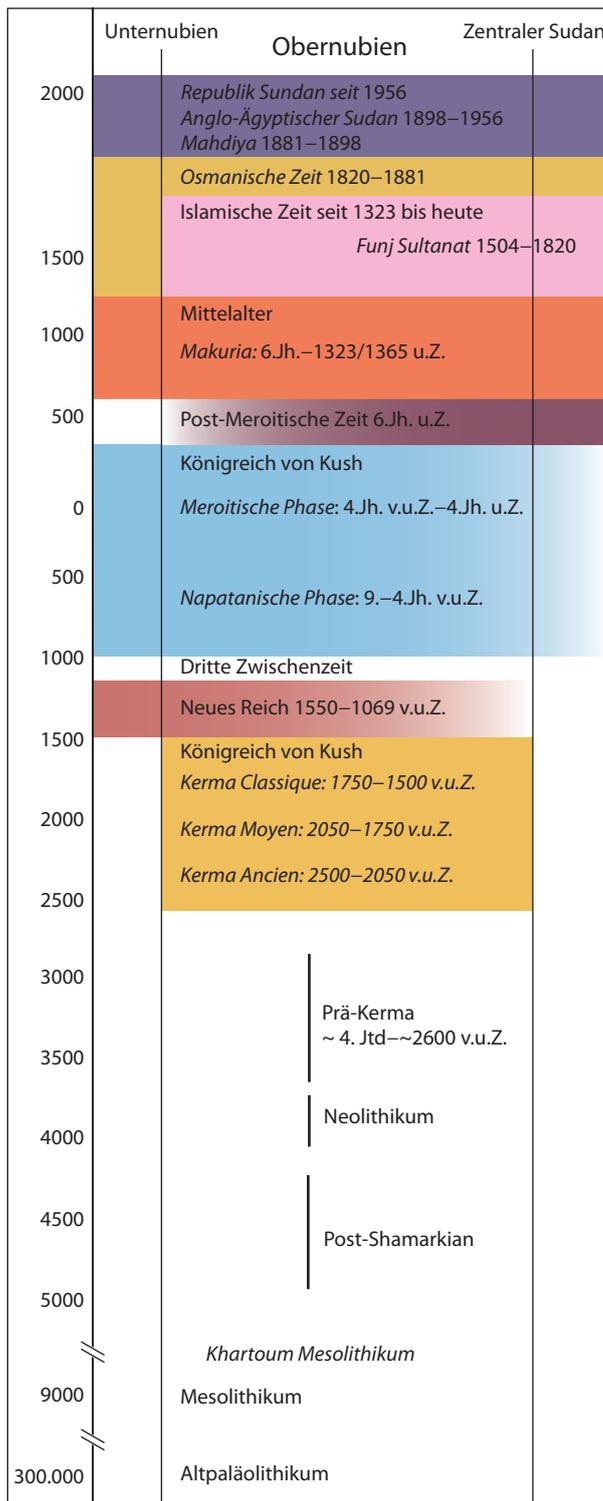


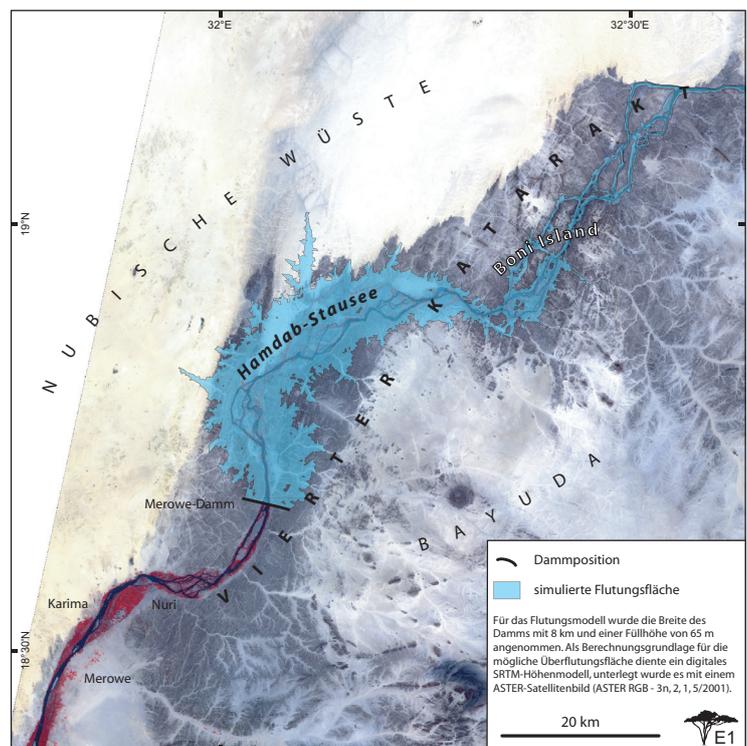
Abb. 1-20: Vereinfachte Zeittafel der Kulturentwicklung in Obernubien (nach EDWARDS 2004, WELSBY & ANDERSON 2004, verändert). In welchem Umfang die jeweiligen kulturellen Einflüsse den Vierten Katarakt betreffen, ist auf Grund der geringen archäologischen Funddichte und des Forschungsstandes nicht genau zu bestimmen.

das Ende des *Kerma classique* und leitet ab 1500 v.u.Z. das ausklingende späte Kerma ein. Das weiteste Vordringen zu dieser Zeit dokumentieren Inschriften von Thutmosis I. und III. sowie 150 Jahre später von Rames II. in Hajar al Merwa, südlich von Abu Hamed (EDWARDS 2004). Mit dieser Ausdehnung der ägyptischen Einflussphäre entstand ein bedeutendes Kultzentrum des Amun am Jebel Barkal in der Stadt Napata – die spätere Residenz der napatanschen Könige. Inwieweit der politische Einfluss von Kerma stromaufwärts reichte, ist noch nicht geklärt. Es sind aber im Vierten Katarakt bis hin nach Abu Hamed bedeutende Kerma-Bevölkerungen vorhanden (PANER 1998). Ackerbau und Viehhaltung entlang des Vierten Kataraktes war trotz der limitierten Fläche innerhalb des Nil-Tals und auf den Inseln möglich (WELSBY 2003).

Im 8. Jh. v.u.Z. entstand ein neues, das kuschitische Reich, mit dem Zentrum in Napata unterhalb des Vierten Kataraktes nahe des Jebel Barkal, dessen Einfluss sowohl nach Süden in den zentralen Sudan hinein als auch weit nach Norden reichte, als Ägypten für ein Jahrhundert lang während der 25. Dynastie (8.-7. Jh. v.u.Z.) von Napata aus regiert wurde. Spätestens mit der Verlegung des Königsfriedhofes von Napata nach Meroë nahe Shendi um 300 v.u.Z. begann die zweite, die meroitische Phase des kuschitischen Reichs. Grund und Bedeutung dieses Wechsels wurden in der Forschung schon häufig diskutiert und sind nur schwer zu fassen (WELSBY 1996). Das meroitische Reich bestand

vom 4. Jh. v.u.Z. bis 4. Jh. u.Z. und kontrollierte weite Teile des mittleren Nil und des angrenzenden Hinterlandes. Bei seiner größten Ausdehnung reichte es von der ägyptischen Grenze am Ersten Katarakt bis südlich des Nil-Zusammenflusses (EDWARDS 2004: 142). Ein Verbindungsrouten zwischen Meroë und Napata bzw. der Region um Dongola bestand zu oder sogar schon vor dieser Zeit. Sie verlief quer durch die Bayuda, da der Nil im dazwischen liegenden Bereich nicht schiffbar ist. Mit dem Niedergang des meroitischen Reichs begann nach 350 u.Z. eine Übergangsphase zur christlichen Zeit mit drei Königreichen. Zwischen Erstem und dem Bereich südlich des Dritten Kataraktes lag das Reich Nobadia. Von dort schloss sich bis zum Sechsten Katarakt das Reich Makuria an, welches im Süden an das Reich Alodia grenzte, das sich seinerseits den Blauen Nil hinauf in Richtung des Königreiches von Axum in Äthiopien erstreckte. Das Christentum drang von Süden nach Nubien ein, aus einer Region, die bereits seit dem 4. Jahrhundert christlich ist. Für etwa tausend Jahre vom 6. bis in 16. Jahrhundert war Nubien christlich bestimmt. Die dünn besiedelten Bereiche entlang des Vierten Kataraktes bis hinauf nach Mograta bei Abu Hamed beherbergten lediglich kleine christliche Gemeinschaften und fungierten als Zufluchtsregion. In diesem Bereich befinden sich einige Festungen, aber auch kleine Kirchen und Klöster aus dieser Zeit. Nach dem Ende der christlichen Phase breitete sich ab 1323 der Islam von Norden durch die Invasion der ägyptischen Mameluken aus. Zunehmender islamischer Einfluss ging zudem vom Sultanat von Sennar, das auch als Funj-Sultanat (1504–1820) bezeichnet wird, auch von Süden aus. Doch auch während dieser Epoche und der nachfolgenden osmanischen und britischen Kolonialzeit ist die Region des Vierten Kataraktes immer ein peripherer Raum geblieben. Die lokale Bevölkerung wird hauptsächlich durch den Stamm der Manasir im Nil-Tal gebildet, stromauf schließen sich die Rubatab und stromab die Shaiqiya an (SALIH 1999). Die benachbarten Wüsten werden von den Beduinen der Beja und Bisharin bis hin zu den Red Sea Hills durchzogen (INNES 1931). Die größten Veränderungen in jüngster Zeit stellt für die Manasir ihre Zwangsumsiedlung aus dem gesamten Flutungsbereiches der Hamdab-Sees dar (Abb. 1-21). Der Raum des Vierten Kataraktes wurde damit weitestgehend entvölkert. Damit endet die Besiedlung in diesem Abschnitt des Nil-Tal.

Abb.1-21: Das Flutungsmodell für den Vierten Katarakt war eine gute Orientierung für die Arbeiten in der Region und für die Abschätzung der von der späteren Flutung betroffenen Bereiche im Nil-Tal (RITTER et al. 2007).



## 2 Untersuchungsmethoden

Geowissenschaftliche Daten liegen für den Bereich von Boni Island und die angrenzenden Regionen bisher kaum vor. Selbst Arbeiten innerhalb der gesamten Region fanden nur in sehr begrenztem Maß statt und sind viele Jahrzehnte alt (vergl. Abschnitt 1.3.4). Aus dieser Situation heraus erwuchs die Notwendigkeit einer grundlegenden Kartierung des Untersuchungsgebietes. Grundlage für die kartographische Erfassung waren die eigens im Teilprojekt angeschafften QuickBird-Satellitenbilder, die durch weitere moderne Fernerkundungsdaten ergänzt wurden. Essenzielle Bedeutung kommt der Validierung der Fernerkundungsdaten durch eine zusätzliche Vorortaufnahme von Daten (Groundcheck) zu. Ein solcher Groundcheck ist unerlässlich, um zum einen interpretatorische Fehlschlüsse zu vermeiden und zum anderen anhand von Typuslokalitäten eine Übertragung auf andere ähnliche Bereiche zu ermöglichen. Weiterhin wurden ausgewählte Geo-Archive im Umfeld von archäologischen Fundplätzen untersucht, vermessen und beprobt. Bei den Laborarbeiten wurden die klassischen Arbeitsweisen der Sedimentologie verwendet, um eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse zu ermöglichen.

### 2.1 Feldarbeit

Die Datengrundlage der vorliegenden Arbeit wurde während zweier Geländekampagnen vom 21.09.–18.12.2005 sowie vom 03.10.–01.12.2006 erhoben. Im Jahr 2005 wurde der äußerste Norden und Nordwesten der Insel Boni von den Ortschaften Kodjera und El Harraz aus untersucht. Im Jahr 2006 wurde das Camp in die weiter südlich gelegene Ortschaft Sheriq Kanadjera verlegt, um die Mitte und den Süden der Insel zu erreichen (Abb. 3-3). Eine weitere für das Frühjahr 2007 geplante Kampagne musste beim Eintreffen im Untersuchungsgebiet abgebrochen werden, bevor die Arbeiten begonnen werden konnten. Grund hierfür waren Auseinandersetzungen der lokalen Bevölkerung mit der Regierung im Streit um das Zwangsumsiedlungsprogramm und das Verfahren der Entschädigung im Rahmen der Dammbaumaßnahmen.

Die Geländearbeiten waren zudem mit erheblichen logistischen Herausforderungen verbunden. Das eigentliche Untersuchungsgebiet, die Insel Boni, war nur vom rechten Nil-Ufer zugänglich, so dass alles Ausrüstungsmaterial und Arbeitsgerät per Ruderboot aufwändig übergesetzt werden musste. Auf der 5x12 km großen Insel standen für den weiteren Transport lediglich Packesel zu Verfügung. Im Jahr 2006 konnte zur Fortbewegung auf dem rechten Nil-Arm ein Motorboot genutzt

werden - zumindest auf den Abschnitten zwischen den Stromschnellen. Für die Fortbewegung und den Transport auf der Insel nutzte der Verfasser ein Mountainbike und konnte so während des Aufenthaltes über 200 km auf Boni zurücklegen.

## 2.2 Auswahl der Feldmethoden

Die Arbeit in schwer erreichbaren Regionen stellt hinsichtlich ihrer Logistik eine große Herausforderung dar, die in der Umsetzung auch von finanzieller Seite begrenzt ist. Für die sedimentologischen Arbeiten wurden vor allem klassische Grabungs- und Handbohrausrüstungen gewählt, da diese Arbeitsweisen der Sedimentologie eine bestmögliche Vergleichbarkeit der Ergebnisse mit anderen Regionen ermöglichten. Alles Gerät musste auf und über die Insel getragen werden, was die Verwendung von schwerem Gerät weitgehend ausschloss. Für die Vermessungsarbeiten wurde eigens eine differenzielle GPS (DGPS) angeschafft.

Um eine möglichst umfassende Datenerhebung im Untersuchungsgebiet zu gewährleisten, wurde eine Vielzahl von Gelände- und Labormethoden genutzt. Durch einen Multi-Proxy-Ansatz sollte eine möglichst große Abdeckung verschiedener Archive für eine breite Datenbasis erreicht werden. In der Abbildung 2-1 ist

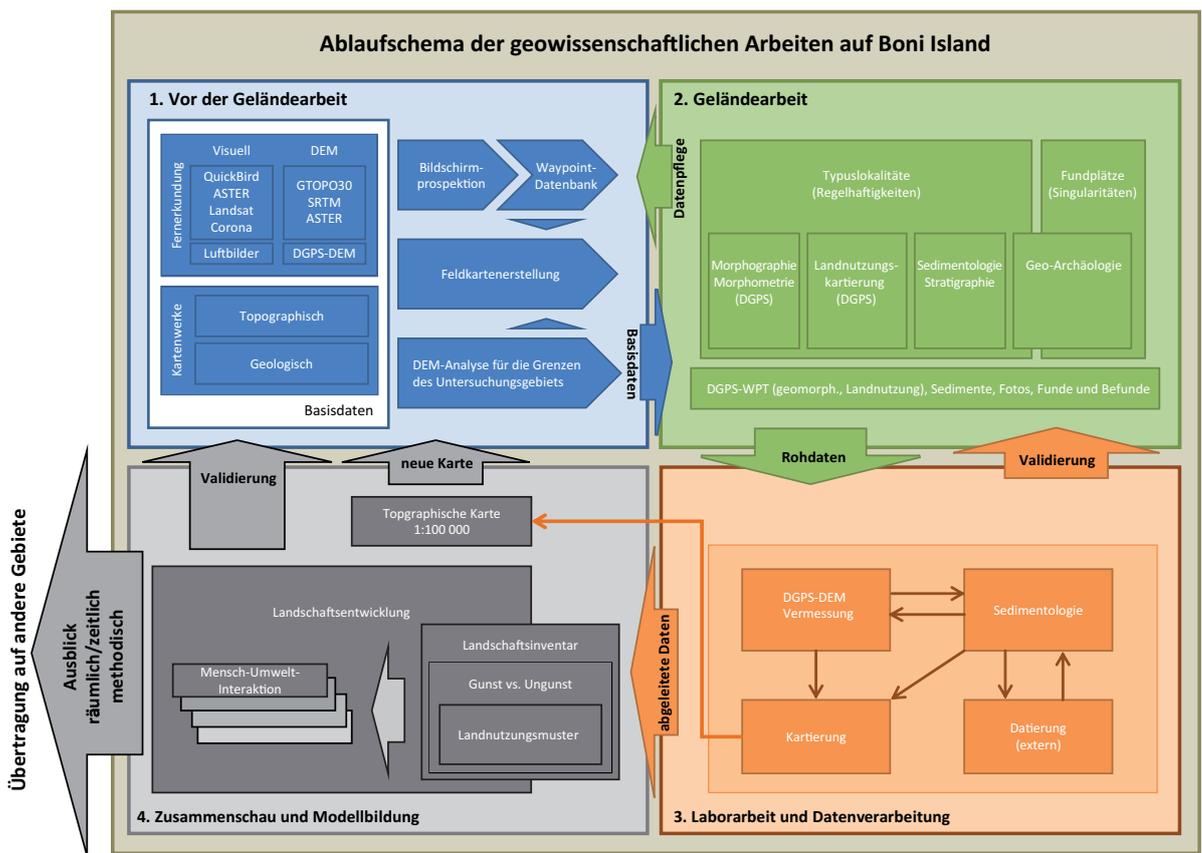


Abb.2-1: Ablaufschema der geowissenschaftlichen Arbeiten auf Boni Island (eigene Darstellung).

der Arbeitsablauf schematisch dargestellt. Er gliedert sich in vier Phasen, während derer folgende Arbeiten durchgeführt wurde:

- Auswertung von topographischen und geologischen Karten
- Analyse von Fernerkundungsdaten wie Satellitenbildern und digitalen Höhenmodellen unterschiedlicher Auflösungen
- Vermessungen mittels DGPS
- morphometrische Analysen
- Landnutzungskartierungen
- geomorphologische Kartierungen
- sedimentologische Untersuchungen an Nil- und Wadisedimenten
- sedimentologische Untersuchungen im Umfeld von archäologischen Fundplätzen
- Probennahmen für absolute Datierungen
- Kartierung und Kartenerzeugung

Zwischen den jeweiligen Arbeitsphasen wurden die Rohdaten, soweit möglich, überprüft und gegebenenfalls korrigiert. Nach der Rückkehr erfolgten Laborarbeiten, Datenverarbeitung der Vermessungen sowie die Erstellung neuer Karten. In der Zusammenschau aller Ergebnisse stand die Modellbildung und Rekonstruktion im Mittelpunkt. Diese Arbeiten stellen das Ausgangsmaterial für weitere Arbeiten außerhalb des Untersuchungsgebietes dar.

## 2.3 Kartenwerke und Fernerkundungsdaten

### 2.3.1 Kartenwerke

Die Verfügbarkeit von Kartenmaterial für den Bereich des Vierten Kataraktes ist sehr begrenzt. Kartographische Darstellungen des Nil-Bogens finden sich zwar schon auf Karten der frühen Neuzeit, ohne jedoch diesen Bereich auch nur ansatzweise adäquat abzubilden. Die ersten detaillierteren Karten erstellte CHÉLU (1891), die die Stromschnellen entlang des Nil darstellen (Abb. 2-2A). Jedoch entspringen die sieben Kartenblätter Chélus zwischen der Insel Mogrät und Merowe eher der Phantasie, da er selbst diesen Abschnitt nie bereiste und die Abbildungen nicht den tatsächlichen Gegebenheiten entsprechen.

Die erste umfassende und korrekte Vermessung fand in den 1930er Jahren durch die Briten statt. Es entstanden die so genannten *Quarter Million Sheets* im Maßstab 1:250000 (Abb. 2-2C). Der Vierte Katarakt verteilt sich auf die Blätter *Merowe* (NC 35-45-F) von 1933, zwischen der Mündung des Wadi Muqqadam nahe Korti und Boni Island und setzt sich nördlich auf dem Blatt *El Kab* (NC 35-45-B) aus dem Jahr 1938 von Boni bis einige Kilometer nördlich der Bahnstation Keheili fort. Diese Blätter wurden in den Jahren 1938 und 1951 überarbeitet und 1971 nochmals ergänzt (Sudan Survey Office 1933, 1938). Bis auf wenige markante Punkte in der südlichen Nubischen Wüste und der Bayuda beschränken die Angaben auf das Nil-Tal. Die erste Idee für einen Dammbau im Bereich des Vierten Kataraktes stammt von LYONS (1906). Für diesen Zweck wurde in den Jahren 1942–1952 der Bereich zwischen der Insel Mogrät und der Insel Hamdab im Maßstab 1:25000 kartiert (Abb. 2-2B) (AL HAKEM 1993). Die Blätter 1 bis 3 sind in Englisch, die Blätter 4

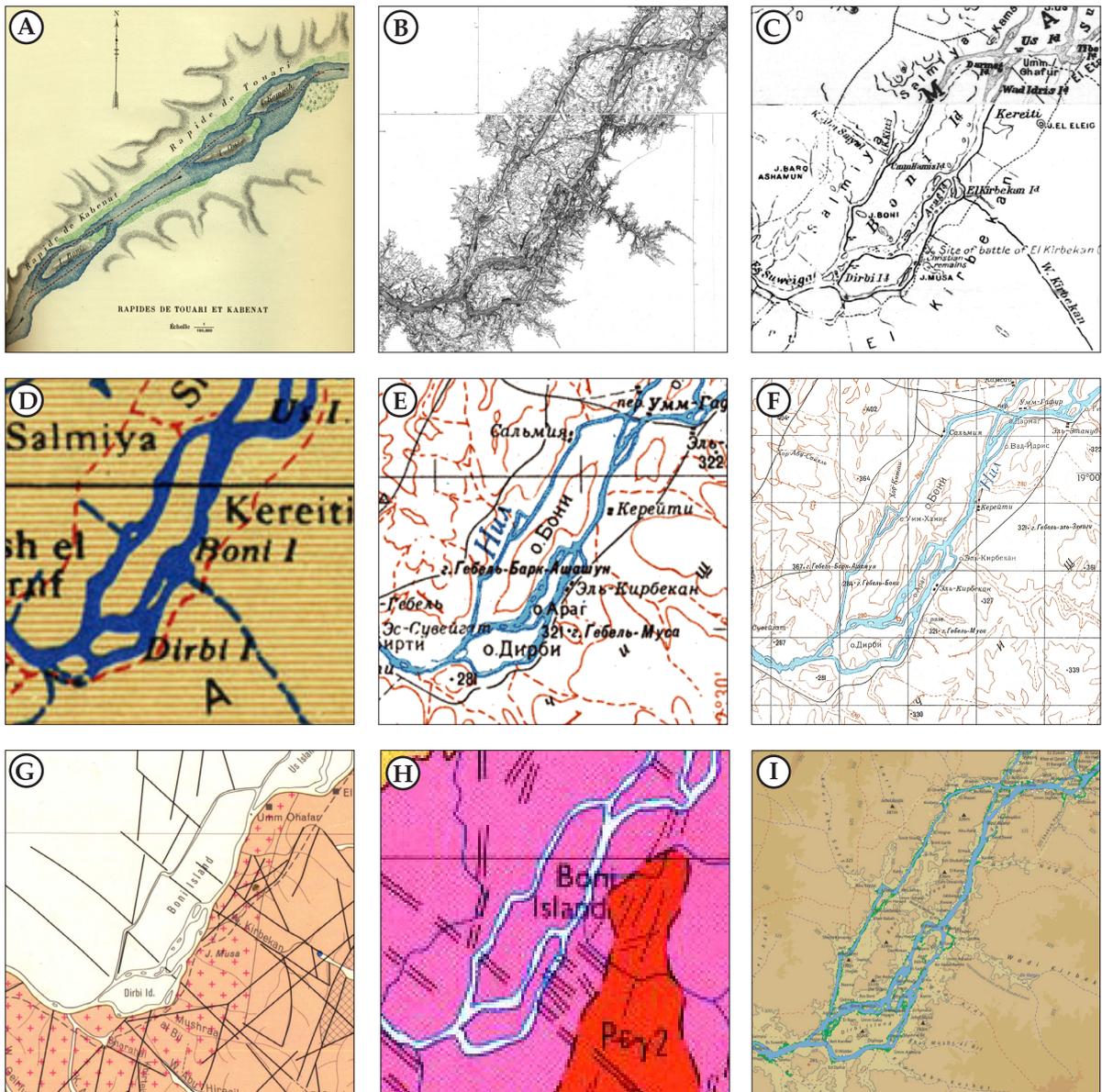


Abb.2-2: A: Erste Karte, die die Insel Boni zeigt (CHÉLU 1891): die Stromschnellen von Kabenat konnten nicht identifiziert werden, die größten Stromschnellen im Nil-Arm westlich von Boni sind beim Dorf Abu Sayyal, die Stromschnellen von Touari beziehen sich möglicherweise auf die nahe des Dorfes Kamsab westlich des Jebel Us. B: Kombination der Kartenblätter Boni und Shiri im Maßstab 1:25000 aus dem Jahr 1947. C: Der Blattschnitt der "Quarter Million Sheets" im Maßstab 1:250000 Merowe (1933) und El Kab (1938) verläuft quer durch Boni Island, es finden sich jedoch wenige Einträge außerhalb des Nil-Tals. D: Im Jahr 1945 wurde vom British Britannic Majesty's Stationary Office eine Karte im Maßstab 1:1 000 000 veröffentlicht und 1958 überarbeitet. E: Die sowjetische Generalstabkarte im Maßstab 1:500 000 aus dem Jahr 1979 und F: im Maßstab 1:200 000 sind aus dem weltweiten Kartierungsprojekt der Sowjetunion hervorgegangen und erst seit Anfang der 1990er Jahre frei verfügbar. G: Im Rahmen Forschungszusammenarbeit des Mineral Resources Department Khartoum und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in den Jahren 1976–78 wurde 1981 eine Geologische Karte der Bayuda im Maßstab 1:250 000 veröffentlicht (BGR 1981), die als westliche Grenze jedoch den Nil hat. H: Im Jahr 1988 wurden durch die Geological Research Authority of the Sudan (GRAS) geologische Übersichtskarten im Maßstab 1:1 000 000 veröffentlicht, das Blatt Nr. 5 "Dongola & Berber" deckt den Bereich des Vierten Nil-Kataraktes ab. I: Ausschnitt der neuen topographischen Karte des Vierten Nil-Kataraktes im Maßstab 1:100 000, die im Rahmen dieser Arbeit vom Verfasser erstellt worden ist.

bis 8 in Arabisch mit ostarabischen Ziffern. Die Höhenlinien sind im 5-Meter-Intervall eingezeichnet und die 292-Meter-Höhenlinie ist hervorgehoben, dabei handelt es sich vermutlich um die geplante Stauhöhe. Die Kartierung beschränkt sich auf das Nil-Tal bis zur 320-Meter-Höhenlinie. Die vermerkten Ortsnamen sind in vielen Fällen jedoch Personennamen anstatt korrekter Toponyme (mündl. Mitteilung KHIDIR MOHAMED AHMED, Nilein-University Khartoum).

Seit Ende der 1970er Jahre wurden sowjetische militär-topographische Generalstabskarten erstellt, die gerade in den dünn besiedelten Regionen der Welt zu den besten topographischen Karten gehören (Abb. 2-2E). Der Bereich des Vierten Kataraktes wird im Maßstab 1:500000 durch das Blatt Karima (2030-E36A) und im Maßstab 1:200000 durch die Blätter E36-VIII, E36-IX, E36-XIV und E36-XV abgedeckt (Abb. 2-2F) (LEE 2005). Spätere Kartenwerke beziehen sich zumindest auszugsweise auf die sowjetischen Vorlagen. Da sie überwiegend auf der Auswertung von Luftbildern beruht, ergeben sich je nach Bearbeiter große Qualitätsunterschiede.

### 2.3.2 Satellitenbilder

Fernerkundungsdaten wurden im SFB 389 schon von Anfang an für die Prospektion, Orientierung, Kartierung und weiterführende Analyse eingesetzt. In Kooperation mit dem Teilprojekt E1 des SFB 389 "GIS-gestützter Atlas holozäner Nutzungspotentiale ausgewählter Arbeitsgebiete" (Leitung Olaf Bubenzer) wurden im Jahr 2003 für das Gebiet von Boni Island für eine Fläche von 84 km<sup>2</sup> QuickBird-Satellitenaufnahmen angeschafft (Abb. 2-3E), die Grundlage für verschiedene Publikationen

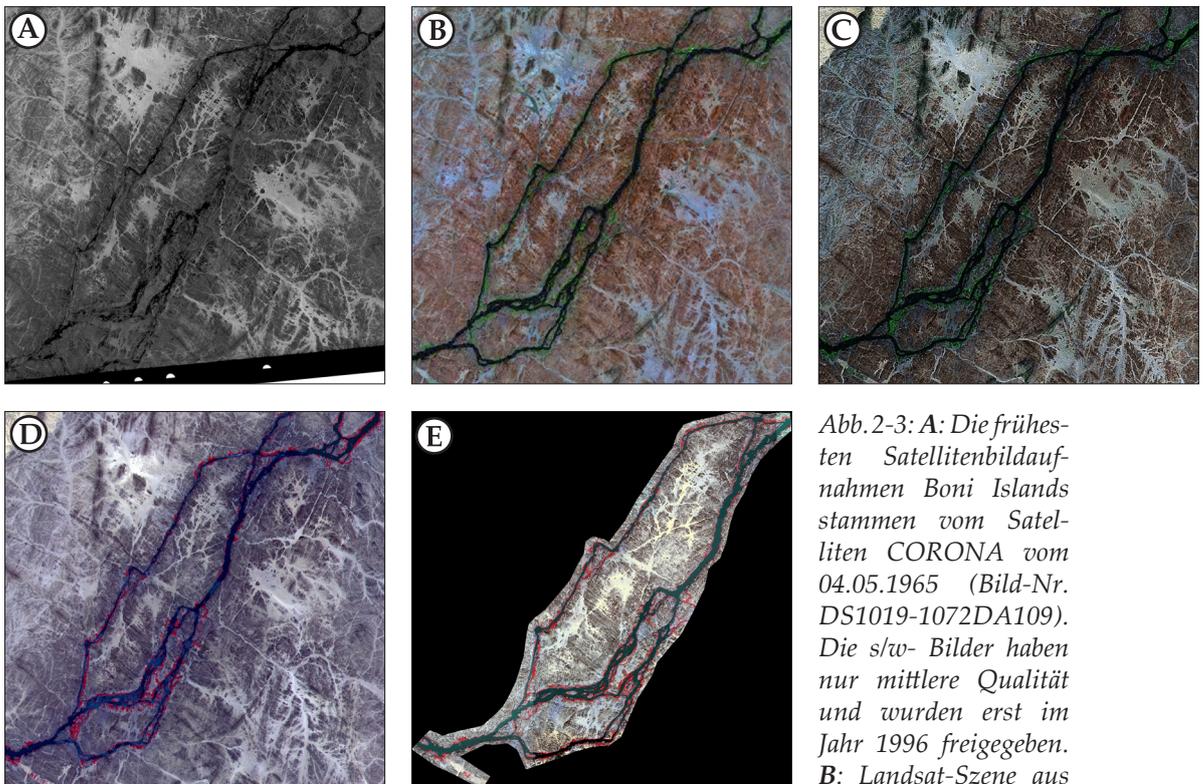


Abb.2-3: A: Die frühesten Satellitenbildaufnahmen Boni Islands stammen vom Satelliten CORONA vom 04.05.1965 (Bild-Nr. DS1019-1072DA109). Die sw-Bilder haben nur mittlere Qualität und wurden erst im Jahr 1996 freigegeben. B: Landsat-Szene aus dem Jahr 1990. C: Landsat-Szene aus dem Jahr 2000 mit jeweils einer Auflösung von 30 m. D: ASTER-Szene aus dem Jahr 2001 mit einer Auflösung vom 15 m. E: QuickBird-Szene aus dem Jahr 2003 mit einer Auflösung von 0,51 m im panchromatischen Bereich.

D: ASTER-Szene aus dem Jahr 2001 mit einer Auflösung vom 15 m. E: QuickBird-Szene aus dem Jahr 2003 mit einer Auflösung von 0,51 m im panchromatischen Bereich.

waren (DIEHL 2005, RITTER & DIEHL 2007, BUBENZER et al. 2007c, RITTER et al. 2007, RITTER 2012). Die QuickBird-Aufnahmen haben eine Auflösung von 0,51 m im panchromatischen Spektralbereich. Auf dieser Datengrundlage wurden Satellitenkarten im Maßstab 1:5000 erstellt, die im Gelände unerlässliche Orientierungshilfe und Kartierungsgrundlage waren. Im Vorfeld wurde ein Bildschirmsurvey für die gesamte Insel durchgeführt, um zielgerichtet potenzielle Oberflächenfundplätze und geowissenschaftliche Standorte anzusteuern. Die Ziele wurden auf die GPS-Geräte übertragen und weitgehend systematisch angelaufen (Abb. 2-1).

Neben den QuickBird-Daten wurden für die Arbeiten in großem Maßstab Landsat7-Aufnahmen aus den Jahren 1990 und 2000 sowohl für den visuellen als auch für den nahen Infrarotbereich verwendet. Detailreichere Kartier- und Analysemöglichkeiten boten die ebenfalls durch SFB 389-Teilprojekt E1 angeschafften ASTER-Daten (TERRA-Satellit), mit denen neben dem visuellen und infraroten Kanälen auch die Erzeugung von digitalen Höhenmodellen mit einer Auflösung von 30-Metern möglich ist (vergl. Abschnitt 2.3.4). Auf dieser Basis konnte ein Flutungsmodell errechnet werden, das das ungefähre Ausmaß der von dem neuen Stausee betroffenen Fläche sichtbar machte (Abb. 1-21) (RITTER et al. 2007).

### 2.3.3 Vermessung

#### 2.3.3.1 Gerätebeschreibung

Die Vermessungsarbeiten wurden zum überwiegenden Teil mittels differenziellem GPS (DGPS) durchgeführt. Es wurden zwei technisch identischen Handgeräte verwendet, die als mobiler Rover und stationäre Basis fungieren (Typ: Trimble® Geo XT™). Die Basisstation verblieb den gesamten Messzeitraum, der in der Regel 12–14 Stunden umfasste, unbewegt an einer Position. In dieser Lage sollte der Horizont möglichst ungestört sein, und es durfte zu keiner Abschattung des Halbraumes oberhalb des Gerätes kommen, so dass kontinuierlich eine möglichst große Verfügbarkeit an Satelliten gewährleistet war. Der Rover diente zur Aufzeichnung von an unterschiedlichen Orten ermittelten Messwerten. Bei den Messungen war darauf zu achten, dass Basis und Rover nicht mehr als 500 km voneinander entfernt waren, da sonst die spätere differenzielle Korrektur der Daten nicht mehr möglich gewesen wäre. Da sich die Entfernungen zwischen beiden Stationen im Untersuchungsgebiet lediglich im Zehnerkilometerbereich befanden, stellte diese Vorgabe keine Einschränkung dar.

#### 2.3.3.2 Datenaufnahme und Datenverarbeitung

Um eine normierte Messroutine einzurichten, wurde jeden Tag ein identischer Messablauf durchgeführt. Nach dem Start beider Geräte wurde die Lage der Basisstation durch den Rover ebenfalls erfasst. Diese Basismessung stellt den Beginn der täglichen Messreihe dar und wird am Ende des Tages wiederum durch eine Messung der Position der Basisstation durchgeführt. Auf diese Weise konnte anschließend die Korrektur der jeweiligen Tagesmessungen untereinander vorgenommen werden. Die Antennenhöhe von Basis und Rover wurde auf den gleichen Wert gesetzt. Die Messungen im Gelände erfolgten über 30 Einzelmessungen, die im Sekundentakt erfasst wurden und die die Grundlage für den daraus gemittelten Punktwert ergaben. Die Messdaten schweben jedoch immer noch frei im

Raum und geben zwar die Höhe über den zugrunde liegenden Ellipsoiden an. Eine Verknüpfung der Messdaten zum einzigen in der Region verfügbaren Messpunkt wurde hergestellt. Der 409 m Meter hohe Jebel Barq es Samum (s. Kartenbeilage) liegt etwa 8 km westlich von Boni und verfügt auf seiner Spitze über einen trigonometrischen Messpunkt, dessen Höhenangabe in sowjetischen Generalstabskarten 1:500000 (Blatt, 2030-E36A) entnommen wurde. Die aufgezeichneten Daten wurden mittels der Software Trimble® GPS Pathfinder® Office weiterverarbeitet. Auf diese Weise wurden die Roverdaten durch differenzielle Korrektur mit den Basisstationsdaten verrechnet und als lage- und höhenkorrigierter Datensatz ausgegeben. Die Auswertung der Datenqualität der jeder einzelnen Datenreihe ergab innerhalb eines Tages eine geringe Lage- und Höhenabweichung zwischen dem Anfang und Ende der jeweiligen Messung. Einige Wertepaare sind nicht vollständig, da im Laufe des Tages die Basisstation auf Grund zu hoher Außentemperaturen gelegentlich ausgefiel.

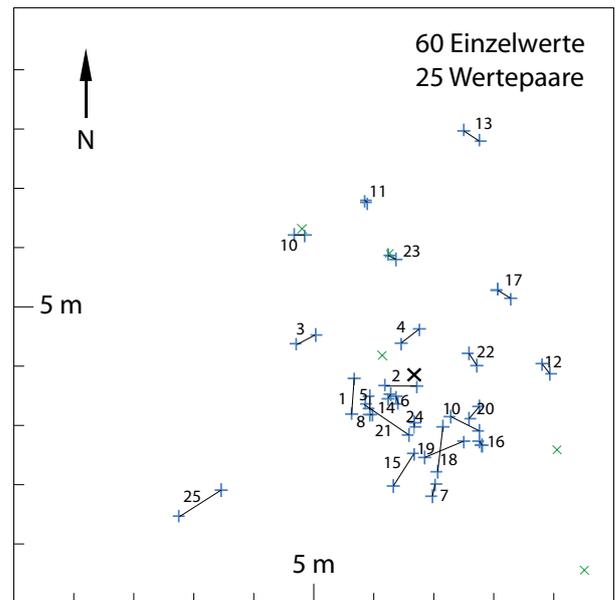


Abb.2-4: Lage der morgendlichen und abendlichen Messungen, des Referenzpunktes. Es ergeben sich aus 60 Einzelmessungen 25 Wertepaare (blau), die jeweils eine Tagesreihe beginnen und beenden. Bei den restlichen Messungen fehlt jeweils die Morgen- oder Abendmessung (grün). Der Lageversatz innerhalb eines Wertepaares ist durch eine Linie verbunden. Das schwarze Kreuz kennzeichnet die Lage der mittleren Referenzposition (eigene Darstellung).

### 2.3.3.3 Datenqualität

Um den Referenzwert einer Tagesmessreihe zu ermitteln, wurden die Lage und Höhenmessungen der ersten und letzten Messung des Tages immer unter identischen Bedingungen durchgeführt. Die Lage- und Höhenwerte können mit einer Genauigkeit von  $\pm 0,2$  m in der Horizontalen und  $\pm 0,6$  m für alle Tagesreihen verrechnet/korrigiert werden (Abb. 2-4 und 2-5). Die Tagesreihen der Höhenwerte werden somit um den Differenzbetrag zum Mittelwert linear verschoben. Auf eine horizontale Lagekorrektur wurde auf Grund der niedrigen Abweichung verzichtet. Durch diese Verschiebung konnte die Erstellung eines DEM erfolgen, dessen

	x	y	z
Anzahl der Wertepaare	25	25	25
Spannweite (morgens/abends)	1,43m ( $\pm 0,71$ m)	1,30m ( $\pm 0,65$ m)	2,85m ( $\pm 1,42$ m)
mittlere Abweichung	$\pm 0,20$ m	$\pm 0,21$ m	$\pm 0,64$ m

Abb.2-5: Die Lageunterschiede zwischen der morgendlichen und abendlichen Messung wurde in eine x- und eine y-Komponente in der Horizontalen, sowie der z-Komponente in der Vertikalen ermittelt. Die mittlere Abweichung gibt den Lageversatz an.

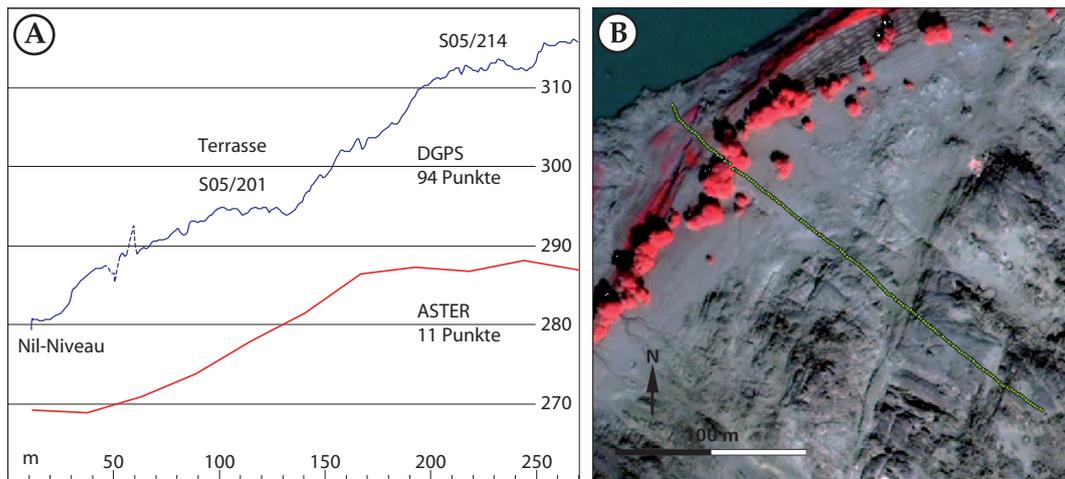


Abb.2-6: A: Vergleich von ASTER (11 Höhenpunkte) und DGPS-Profilen (94 Höhenpunkte) eines Nil-Uferabschnittes auf Boni Island. Die Position zweier archäologischer Fundplätze (S05/214 und S05/201) lassen sich nun als alte Terrassen erkennen (BUBENZER et al. 2007c). Die gestrichelten Abschnitte sind durch Abschattung unter den Bäumen abweichende Werte. B: QuickBird-Satellitenbild mit der Lage des 250 m langen DGPS-Profiles.

Höhenwerte in sich schlüssig sind. Es lässt sich kein signifikanter Zusammenhang zwischen der Lageabweichung und der Höhenabweichung erkennen.

Vergleicht man die Höhendaten des digitalen ASTER-Höhenmodells, welches eine Auflösung von 30 m hat, mit einer Profilmessung mittels DGPS, zeigt sich die weit aus höhere Genauigkeit der DGPS-Vermessung, wie es beispielhaft in Abb. 2-6 dargestellt ist. Das ASTER-Modell beruht für dieses Profil lediglich aus 11 einzelnen Höhenangaben, wohingegen das DGPS-Profil auf 94 Höhenpunkte innerhalb gleicher Distanz von 250 m ergibt. Morphologische Details treten somit bei der DGPS-Vermessung hervor und zeigen in diesem Fall die Lage der archäologischen Fundplätze S05/214 und S05/201 auf früheren Terrassenniveaus.

#### 2.3.3.4 Lagekorrektur der Satellitenbilder

Die Lage der QuickBird-Satellitenbilder wird bei der Aufnahme der Bahnparameter des Satelliten ermittelt und anhand derer von der Betreibergesellschaft georeferenziert (DigitalGlobe 2007). Systembedingt ergeben sich dadurch leichte Lageungenauigkeiten. Durch die Kombination von hochpräziser DGPS-Vermessung und hoch aufgelösten Satellitenaufnahmen konnten über Passpunkte im Gelände (ground control points GCP) die Bilder in ihrer Lage korrigiert werden. Markante und eindeutig zu identifizierende Objekte im Gelände (Bäume, Gebäudeecken, Weggabelungen) wurden zu diesem Zweck gezielt aufgesucht und mittels DGPS eingemessen. Diese Punkte wurden über den gesamten Abdeckungsbereich der Satellitenbilder verteilt, um eine gute Lagekorrektur zu erreichen. Es ergab sich auf diese Weise ein weitgehend linearer Versatz zwischen der Satellitenbildposition und der tatsächlichen DGPS-Vermessenen Lage der GCP von 12 m (Abb. 2-7). Diese Lagekorrektur konnte ohne weitere Verzerrung für die komplette QuickBird-Szene übernommen werden und erleichterte die korrekte und lagegenaue Kartierung auf den Satellitenbildern.

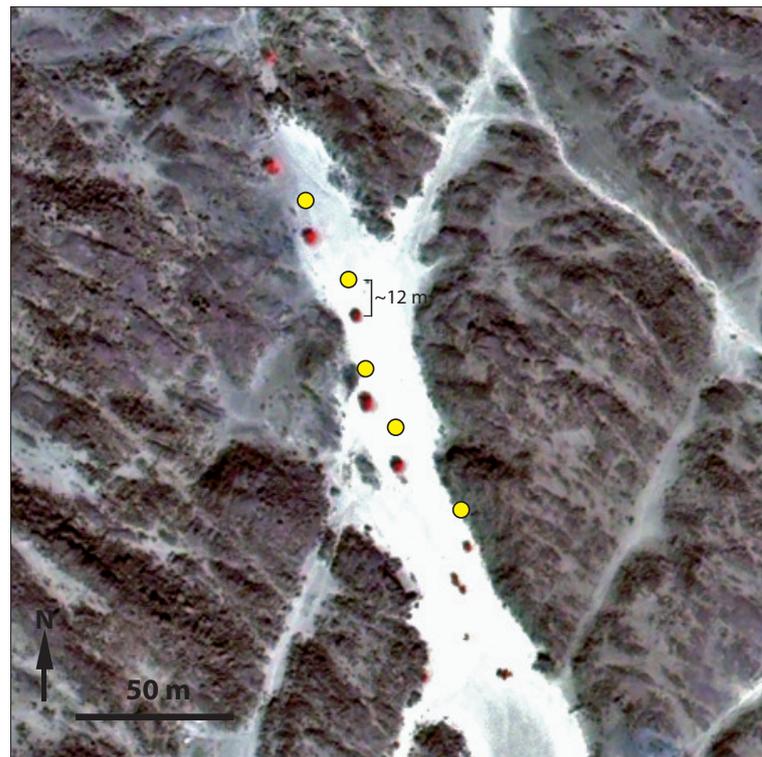


Abb.2-7: Durch die Einmessung (gelb) markanter Einzelobjekte (rot) als Passpunkte im Gelände (hier Akazien) im gesamten Untersuchungsgebiet von Boni Island konnte die Lage der QuickBird-Satellitenbilder erheblich korrigiert werden. Die Kombination von hochauflösenden DGPS-Vermessungen und ebenfalls hochauflösenden Satellitenbildern ermöglichte eine Validierung der Daten und ergab eine lineare Lagekorrektur von 12 Metern.

### 2.3.4 Digitale Höhenmodelle

Digitale Geländemodelle, oder besser *Höhenmodelle*, sind gerade in den Trockenregionen, in denen adäquate Vermessungsdaten fehlen, eine gute Möglichkeit um weiträumige Reliefdaten zu erhalten. Die in der Literatur oft übliche Bezeichnung Geländemodell ist nur zu verwenden, wenn der Datensatz neben den x-, y- und

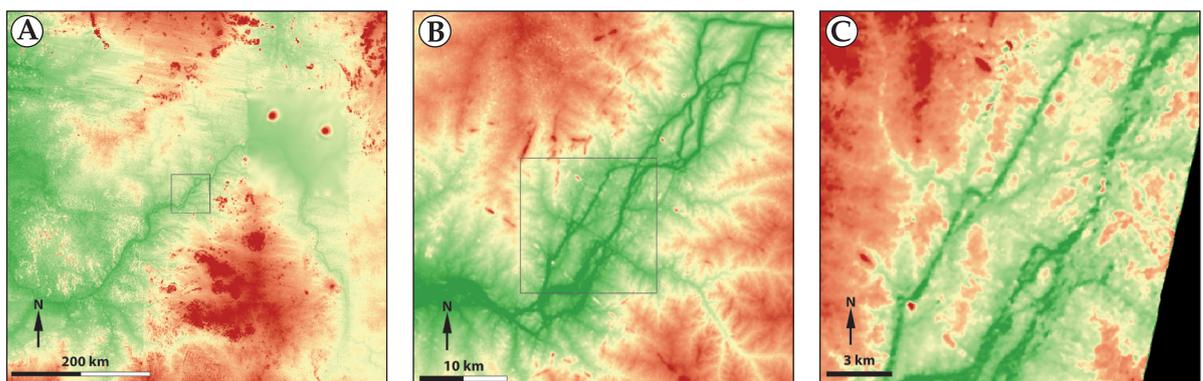


Abb.2-8: Die drei derzeit frei verfügbaren digitalen Höhenmodelle mit Ausschnitten in Bereich des Nil-Bogens: A: GTOPO30 von 1996 mit einer Auflösung von 1x1 km. B: Das SRTM-Modell von 2004 mit einer Auflösung von 90x90 m, C: Das ASTER-Höhenmodell von 1999 hat eine Auflösung von 30x30 m (RITTER et al. 2007).

z-Koordinaten weitere Zusatzinformationen über das Gelände enthält (BOLTEN 2007: 7). In Abhängigkeit vom Maßstab können die drei derzeit großräumig frei verfügbaren Höhenmodelle verwendet werden (Abb. 2-8: GTOPO30, SRTM, ASTER). Die unterschiedliche Auflösung dieser Höhenmodelle ermöglicht Analysen auf verschiedenen Maßstabsebenen (RITTER et al. 2007). Da selbst das ASTER-Höhenmodell mit seiner 30x30 m Auflösung für ein kleinräumige Geländeerfassung

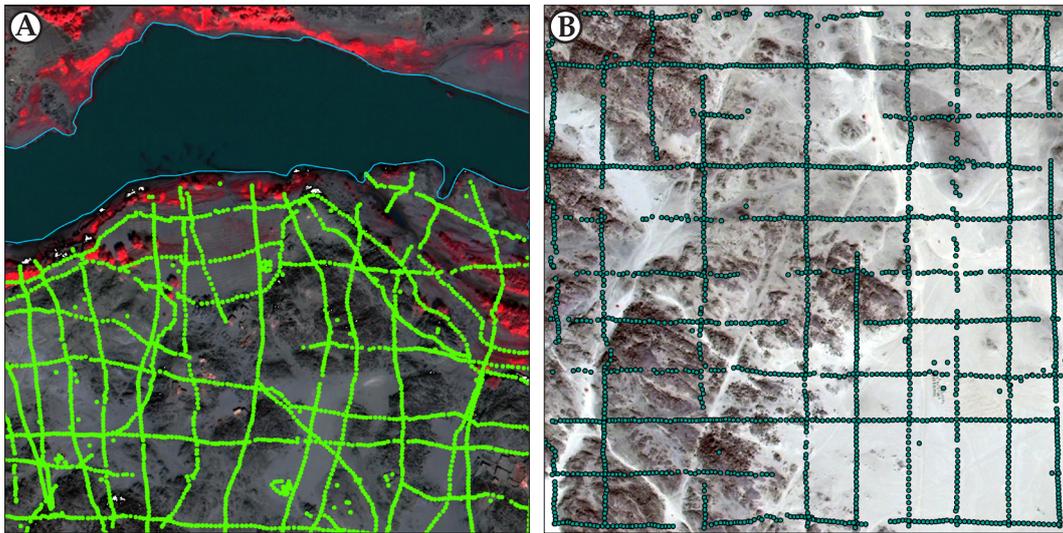


Abb.2-10: Verteilung der DGPS-Messpunkte im Umfeld der archäologischen Fundplätze A: S04/57 und B: S04/192. Beide Flächen haben eine Ausdehnung von 500x500 Metern und weisen ein komplexes kleingekammertes Relief auf, das durch die weitaus größeren Fernerkundungsmodelle im erforderlichen Maßstabniveau nicht adäquat abgebildet werden kann. Die Lücken in den Datenreihen ergeben sich aus dem Ausfall der Basestation, somit konnte für diese Punkte keine differenzielle Korrektur durchgeführt werden.

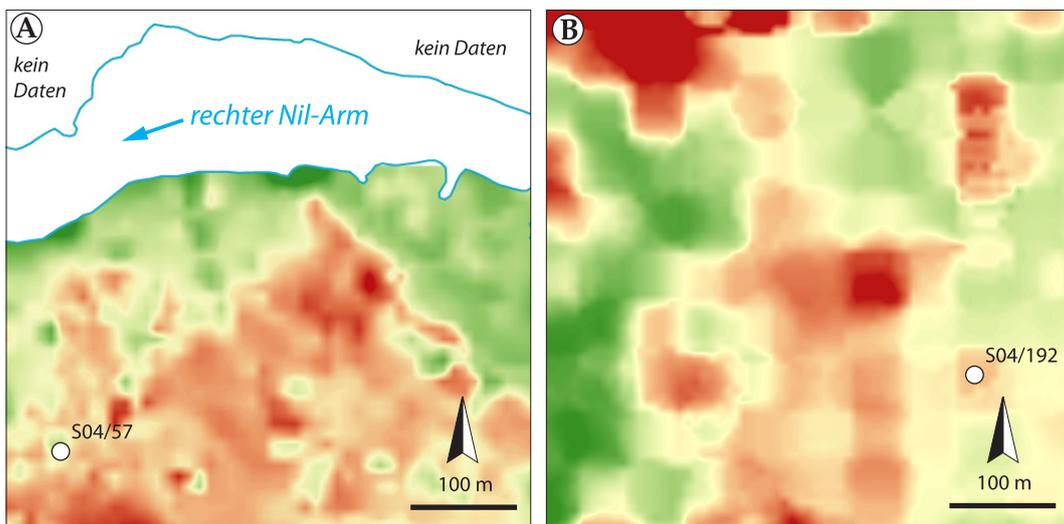


Abb.2-9: DGPS-basierte Höhenmodelle im Umfeld der archäologischen Fundplätze S04/57 (Standort 26) und S04/192 (Standort 20) (s. Abb. 3-3). A: Das enge Nebeneinander von Hochflutrinnen, Flussterrassen, Wollsackformationen und Wadis kennzeichnet weite Bereiche Boni Islands. B: Das Umfeld des Boxgarve-Felds S04/192 im Innern der Insel ist durch eine Verzahnung von weitgespannten Wadiflächen, Wollsackformationen und Härtlingsrücken gekennzeichnet.

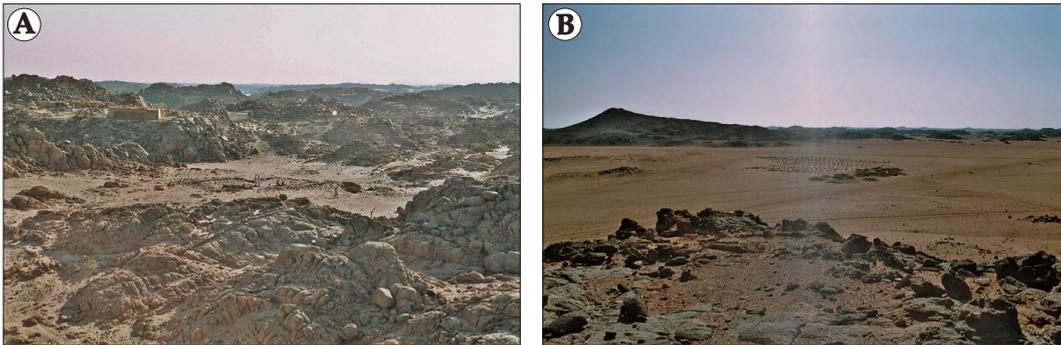


Abb.2-12: Die Ausschnitte der Umgebung der archäologischen Fundplätze A: S04/57 eine mittelalterliche Gebäudestruktur auf einem alten Terrassenniveau (Blickrichtung: W) und B: S04/192 einen mittelalterlichen Boxgrave-Feld neben rezentem islamischen Friedhof auf einer niedrigen Wasserscheidenposition inmitten einer Wadifläche im Inselinnern (Blickrichtung WSW) zeigen die morphologische Vielgestaltigkeit und Kleinteiligkeit des Reliefs auf Boni Island (Fotos: Ritter 2005, 2006).

zu grob ist, wurde an zwei Lokalitäten (Abb. 2-12) ein hierfür erforderliches großmaßstäbiges DGPS-basiertes Höhenmodell erzeugt (Abb. 2-9). Zu diesem Zweck sind im Umfeld zweier archäologischer Fundplätze im Norden Boni Islands zwei jeweils 500x500 m große Areale mit einem Punktnetz überzogen worden (Abb. 2-10). Aus diesen Punktdaten wurden dann mittels ArcGIS Kriging-Verfahren ein Höhenmodell errechnet. Durch die Kombination und Überlagerung dieses Höhenmodells mit einer QuickBird-Satellitenbildszene konnte ein relativ realitätsnahes Abbild der untersuchten und vermessenen Teilflächen erzeugt werden. Für eine 3D-Darstellung, die dem tatsächlichen Landschaftseindruck bereits sehr nahe kommt, wurde mit dem Programm ArcScene (ESRI ArcGIS) die Überhöhung der z-Koordinate verdreifacht und ermöglicht damit die Visualisierung der im Gelände erhobenen Daten (Abb. 2-11) und dient als Interpretationshilfe für weiterführende geomorphologische Kartierungen. Der kombinierte Einsatz DGPS und hochauflösten Satellitenbildern stellt in dieser von Kleinkammerung geprägten Landschaft die Methode der Wahl dar.

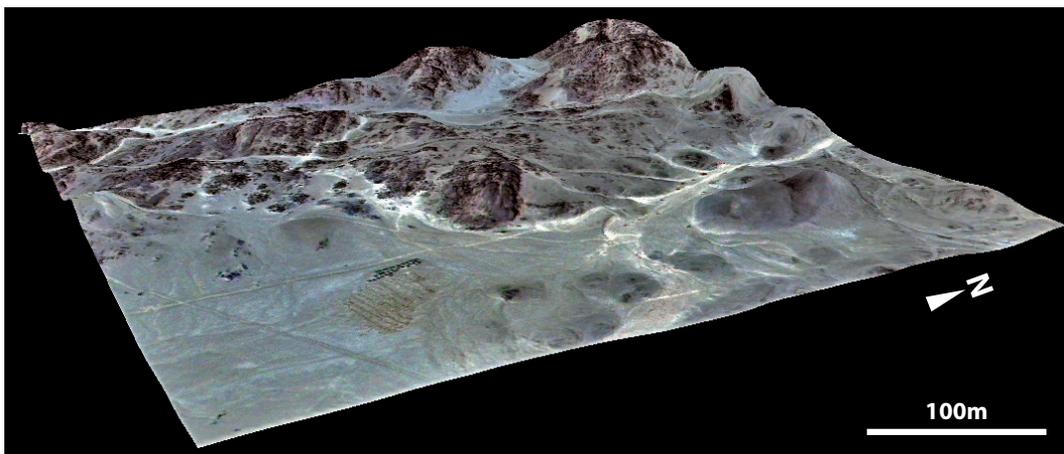


Abb.2-11: Kombination von DGPS-DEM und QuickBird-Satellitenbild im Umfeld des archäologischen Fundplatzes S04/192. Dieser Fundplatz umfasst ein mittelalterliches Box-Grave-Feld mit benachbartem rezentem islamischen Friedhof (eigene Darstellung).

## 2.4 Datenerhebung im Gelände

### 2.4.1 Profilsprache

Im Bereich der archäologischen Ausgrabungen konnte für eine Sedimentsprache und Probenentnahme die Grabungsschnitte an den Fundplätzen verwendet werden, so dass auch der unmittelbare Zusammenhang mit den archäologisch relevanten Straten gegeben ist. Die relativ hohe Standfestigkeit der Sedimente ließ eine Grabung bis in etwa zwei Meter Tiefe zu, ohne dass Verschüttungsgefahr durch kollabierende Profilwände bestand. Weiterhin konnten an zahlreichen Standorten natürliche Aufschlüsse beprobt werden, wie die Wadianschnitte der Standorte 51, 53 im Wadi El Malfalik und 22, 24 im Wadi El Harraz (s. Kap. 3.2.3) darstellen.

### 2.4.2 Bohrungen

Für die Erschließung von Straten, die nicht natürlich aufgeschlossen oder grabbar sind, wurde ein Edelmann-Bohrgestänge der Firma Eijkelkamp abgeteuft. Die Verwendung des Standardbohrgerätes wurde durch die Nutzung eines Riverside-Bohrkopfes ( $\varnothing$  7 cm) für losen Sand und schwach verfestigte Lockersedimente angepasst (BUBENZER 2001). Auf diese Weise konnte durch einschneidende Drehung des Handbohrgerätes eine etwa 30 cm mächtige Mischprobe geborgen werden.

Für die Bergung von Proben für eine spätere OSL-Datierung musste nach Erreichen der gewünschten Bohrtiefe das Entnahmesystem gewechselt und auf ein manuelles Schlagbohrverfahren umgerüstet werden. Ein ca. 40 cm langer Bohrzylinder mit innenliegendem Kernfänger wurde mit einem Van-der-Horst-Schlagkopf versehen und in das Sediment getrieben (BUBENZER 2001).

### 2.4.3 Probennahme

"Eine Probe ist der Teil eines Ganzen, der die Eigenschaften des Ganzen besitzt." (MÜLLER 1964: 25). Bei der Entnahme der Proben wurde darauf geachtet, dass die entnommene Teilmenge möglichst repräsentativ für das jeweils beprobte Sediment ist. Zudem musste darauf geachtet werden, dass es bei der Beprobung nicht zu einer Vorsortierung des Probenmaterials kommt, die zu einer Verfälschung späterer Laboranalysen führen würde.

Die Standorte für die Probenentnahme wurden so gewählt, dass sie sowohl für die geomorphologische als auch sedimentologische Charakterisierung des Untersuchungsgebietes typisch sind. Diese Auswahl soll allgemeingültige Aussagen für die jeweiligen Bereiche ermöglichen. An zahlreichen Standorten wurden mehrere Proben aus übereinanderliegenden Horizonten entnommen. Mit zunehmender Entnahmetiefe ist es möglich, Rückschlüsse auf vorzeitig abgelaufene Prozesse zu ziehen. Es ist nach erfolgter Laboranalyse unerlässlich, die Ergebnisse sowohl in räumlichen als auch zeitlichen Zusammenhang mit der Entnahmestelle zu stellen. Die Proben für OSL-Datierungen müssen im unbelichteten Zustand entnommen werden, da bereits eine kurze Lichtexposition ausreichend sein kann, das Probenalter zu verfälschen (PREUSSER et al. 2008). Die Probennahme für die Datierungen wurde entweder mittels Stechzylinder aus der frisch geputzten Profilwand vorgenommen oder bei der Bohrung mit dem Edelmann-Bohrgestänge mittels Probe-

nahmezylinder mit eingebautem Kernfänger durchgeführt. Es wurde dabei darauf geachtet, dass der Stechzylinder ganz mit Probenmaterial gefüllt wurde, damit es während des Transports zu keiner Durchmischung der möglicherweise belichteten Endbereiche der Probe mit dem unbelichteten Probenmaterial im Innern kommt. Für eine ausreichend große Dimensionierung der Probenzylinder und somit der Probenmenge musste im Vorfeld gesorgt werden, da im Labor die eventuell belichteten Probenenden entfernt werden müssen. Zusätzlich wurden die Probenzylinder für den Transport in lichtdichte, schwarze Tüten verpackt. Um eine temperaturbedingte Alterverfälschung zu verhindern, dürfen die Proben nicht über 50°C gelagert werden und müssen vor Sonneneinstrahlung geschützt werden (PREUSSER et al. 2008).

#### 2.4.4 Kartierungen

Im Untersuchungsgebiet wurde zudem an ausgewählten Standorten Flächennutzungskartierungen vorgenommen, mittels derer die rezent genutzten Flächen sowohl in ihrer horizontalen Lage als auch in ihrer vertikalen Position bestimmt werden konnten. Durch die Kombination mit den QuickBird-Satellitenbildern konnte die Bestimmung der Testflächen auf weitere Flächen übertragen werden. Es konnte auf diese Weise ein idealisiertes Landnutzungsschema erstellt und quantifiziert werden (Abb. 3-2) (RITTER & DIEHL 2007).

Neben der Landnutzung wurden die Vermessungen genutzt, um die geomorphologischen Gegebenheiten aufzunehmen, die ihrerseits Eingang in die geomorphologischen Kartierungen (Abb. 3-16, 3-23, 3-37) und die Karte der Einzugsgebiete (Abb. 3-4) gefunden haben. Diese Karten wurden durch die Satellitenbilddauswertungen, sowie eine umfangreiche Fotodokumentation der kartierten Bereiche ergänzt. Auf diese Weise konnten die QuickBird-Szenen neben der reinen Orientierung im Gelände als Kartierungs- und Analysegrundlage dienen.

## 2.5 Labormethoden

### 2.5.1 Granulometrie

Die wichtigste Eigenschaft klastischer Sedimente ist die Korngrößenverteilung, da sie eng an die physikalischen Kräfte geknüpft ist, die wie während des Transports und der Ablagerung wirksam waren (MÜLLER 1964: 56). Um den gesamten Umfang der Kornfraktionen zu erfassen, werden in Abhängigkeit von der Sedimentart verschiedene Methoden zur Bestimmung der Korngrößenverteilung angewandt.

#### 2.5.1.1 Korngrößenbestimmung Siebkorn

Für Sandproben, die auf Grund niedriger Schluff- und Tongehalte keine Aggregatbildung aufweisen, konnte das Verfahren der Trockensiebung genutzt werden. Die Korngrößenklassen für Sand liegen zwischen 0,063 mm und 2 mm Äquivalentdurchmesser und lassen sich zudem in Feinsand (0,063–0,2 mm), Mittelsand (0,2–0,63 mm) und Grobsand (0,63–2 mm) unterteilen (SCHEFFER & SCHACHTSCHA-BEL 1998). Die Siebanalyse ist die am häufigsten genutzte Methode, um die Korn-

größenverteilung zu ermitteln. Sie kann jedoch nicht uneingeschränkt angewandt werden (GOUDI 1998). Die Güte der Siebung ist von verschiedenen Faktoren abhängig; dazu gehören vor allem Siebdauer und Intensität, aber auch Füllmenge, Siebfläche, Anzahl der Siebe und natürlich auch die Eigenschaften des Siebgutes (MÜLLER 1964). Die Proben wurden nach einem standardisierten Verfahren vorbereitet, wobei sie zunächst bei 50°C im Trockenschrank getrocknet wurden.

Für die durchgeführten Trockensiebungen wurden standardmäßig ca. 100 g einer jeden Sedimentprobe mittels Probentrenner (*RETSCH Type PT 21720*) in Teilproben separiert. Die Probenteilung ist notwendig, um eine Vorsortierung in einzelne Kornfraktionen bereits im Probenbeutel auszuschließen (MÜLLER 1964). Im Anschluss daran wurde das Probenmaterial in einer Siebmaschine (*HAYER EML 200 digital N*) für 20 Minuten trocken gesiebt.

Nach Beendigung des Siebvorgangs wurden die Siebrückstände der jeweiligen Kornfraktionen in einem Schälchen mit einer Genauigkeit von 0,01 g eingewogen. Eventuell in den Maschen verbliebene Körner wurden vorsichtig mit einem Pinsel herausgestrichen, um den Verlust einzelner Körner zu minimieren. Für die Siebung von (Dünen-)sandten hat sich vor allem unter Hinblick auf weitere abgeleitete Größen die Verwendung von  $\varphi$ -Siebsätzen bewährt (BESLER 2008, BESLER & RITTER 2010).

Die Zusammenstellung des Siebsatzes (2000, 1000, 500, 250, 125, 63  $\mu\text{m}$ ) ergibt sich demnach aus dem negativen Logarithmus des Korndurchmessers  $d$  zur Basis 2 ( $\varphi = -\log_2 \cdot d$ ) und folgender Zuordnung:  $\varphi_{-1} = 2000 \mu\text{m}$ ,  $\varphi_0 = 1000 \mu\text{m}$ ,  $\varphi_1 = 500 \mu\text{m}$ ,  $\varphi_2 = 250 \mu\text{m}$ ,  $\varphi_3 = 125 \mu\text{m}$  und  $\varphi_4 = 63 \mu\text{m}$ .

Die Korngrößenparameter (Abb. 2-13) wurden nach FOLK & WARD (1957) berechnet. Es wurden aus den Siebrückständen der jeweiligen  $\varphi$ -Siebe folgende Parameter bestimmt: Rückstand in %, Rückstand in kumulierten Summen-% und die relative Häufigkeit, die in %/mm Fraktionsintervall entspricht. Im Anschluss wurden die Daten in das speziell für dieses Verfahren entwickelte Programm *Sand.exe* (Prof. Dikau, Universität Bonn) eingegeben. Die Darstellung der Kornsummenkurve erfolgte auf einer gegen beide Enden logarithmischen Ordinate, von der die Pezentilwerte ( $\varphi_5$ ,  $\varphi_{16}$ ,  $\varphi_{25}$ ,  $\varphi_{50}$ ,  $\varphi_{75}$ ,  $\varphi_{84}$ ,  $\varphi_{95}$ ) abgegriffen wurden. Daraus wurden folgende Korngrößenparameter nach FOLK & WARD (1957) berechnet: mittlerer Korndurchmesser ( $Mz$ ), Sortierung ( $So$ ), Schiefe ( $Sk$ ) und Kurtosis ( $K$ ).

$$Mz = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84}}{3}$$

$$So = \frac{\varphi_{84} - \varphi_{16}}{4} + \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{6,6}$$

$$Sk = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{84}}{2(\varphi_{84} - \varphi_{16})} + \frac{\varphi_5 + \varphi_{95} - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{95} - \varphi_5)}$$

$$K = \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{2,44 (\varphi_{75} - \varphi_{25})}$$

Abb.2-13: Berechnung der spezifischen Korngrößenparameter nach FOLK & WARD (1957), wobei mittlerer Korndurchmesser ( $Mz$ ), Sortierung ( $So$ ), Schiefe ( $Sk$ ) und Kurtosis ( $K$ ) ermittelt werden.

Der mittlere Korndurchmesser ( $Mz$ ) gibt den Mittelwert des Durchmesseres aller in der Probe enthaltenen Körner besser wider als der Median, der als Variablenwert der Häufigkeitsverteilung diese in zwei gleich große Hälften teilt. Der mittlere Korndurchmesser wird entweder in mm oder in  $\varphi$  angegeben. Letztere Größe ist für die Weiterverarbeitung im Reaktionsdiagramm nötig (Abb. 2-14).

Die Sortierung ( $So$ ) gibt die Breite der Korngrößenhäufigkeitsverteilung an und lässt erkennen, ob es durch Transport oder bei der Ablagerung zu einer relativen Anreicherung einer Korngrößenfraktion gekommen ist. Je kleiner der Wert der Sortierung, desto höher die Güte der Sortierung ( $So < 0,35$ : sehr gut,  $So < 0,5$ : gut,  $So < 1,0$ : mittel,  $So > 1,0$ : schlecht sortiert) (BESLER 2008).

Die Kurtosis gibt die Gipfelhöhe in der Kornverteilungskurve an. Sie gibt das Verhältnis der Sortierung im zentralen Bereich

und in den Randbereichen wieder. Im Besonderen stellt die Kurtosis eine sehr aussagekräftige Größe in der Bestimmung des äolischen Transportes dar. Die Lepokurtosis (sehr steiler Gipfel der Kurve) weist darauf hin, dass die Sande bereits in einem früheren äolischen System vorsortiert wurden, die Platykurtosis (flacher Gipfel der Kurve) weist auf gemischte Ablagerungsbedingungen hin, die nur schwer einem äolischen Alter zuzuordnen sind. Als letzter wichtiger Parameter wird der Schiefekoeffizient ( $Sk$ ) betrachtet, der angibt, wie weit der Mittelwert in Richtung der gröberen oder feineren Fraktionen verschoben ist. Ist die Verteilung symmetrisch, liegt der Schiefekoeffizient bei 1. Herrschen gröbere Komponenten vor, liegt der Wert  $>1$ , bei feineren  $<1$ . Zudem lässt sich über die Schiefe eine Aussage über das Stadium der äolischen Entwicklung machen – so nimmt beispielsweise unter Berücksichtigung der granulometrischen Sandtypen die positive Schiefe mit dem äolischen Alter, also der Verweildauer eines Sandes im äolischen System, zu (BESLER 2005, 2008).

Für die Bestimmung des granulometrischen Sandtyps wurde Kornsummenhäufigkeitsverteilung nach WALGER (1964) in Form der ersten Ableitung Summenverteilung  $dx/dy = \text{Gewichts-\% pro mm Fraktionsintervall}$  dargestellt.

Diese Darstellungsform wurde gewählt, um die Charakteristika der Sandtypen und ihren Zusammenhang mit den Ablagerungsbedingungen darzustellen. Es lassen sich zwölf verschiedene Sandtypen weltweit aus rezenten und Paläowüsten unterteilen und stellen einen Schlüssel für die äolische Geschichte von Sanden dar (BESLER 2005, 2008).

Zusätzlich zu den Korngrößenhäufigkeitsverteilungen kann das Reaktionsdiagramm zur weiteren Analyse herangezogen werden (Abb. 2-14), um anhand der Veränderung der mittleren Korngröße und der Sortierung genetische Prozesse beim Transport oder der Ablagerung von Sanden zu identifizieren (BESLER 1996, 2008).

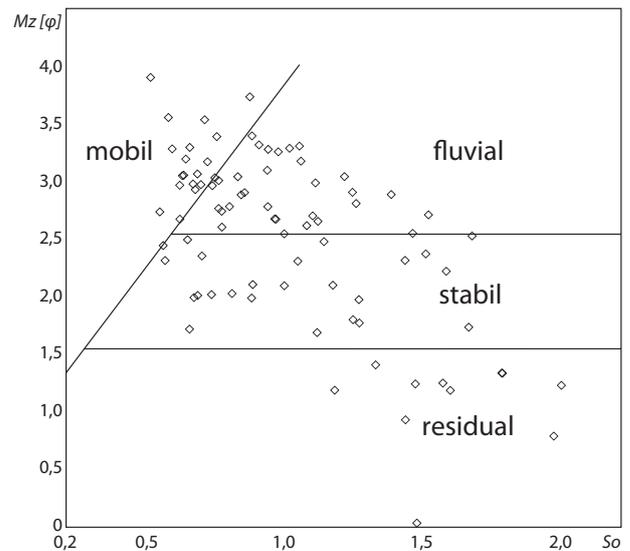


Abb.2-14: Das Reaktionsdiagramm aller Proben des Untersuchungsgebietes dient zur Unterscheidung zwischen fluvialen Ablagerungen, mobilen und stabilen äolischen Sanden sowie Residuen (eigene Darstellung, nach BESLER 2008).

Im Reaktionsdiagramm werden die Korngrößenparameter mittlere Korngröße (in  $\varphi$ ) und Sortierung gegeneinander in einem Koordinatensystem aufgetragen. Durch empirische Befunde konnten innerhalb dieses Diagramms Sektoren ausgliedert werden, in denen sich einzelne Sandtypen häufen und die Lage innerhalb dieses Diagramm das Verhalten der Sande im äolischen System angeben. Die Verwendung dieses Diagrammtyps ist im Untersuchungsgebiet sinnvoll, da am Beginn der äolischen Entwicklungsreihe die so genannten Terrassensande stehen, die in ihrer Ablagerung fluvialen Ursprungs sind. Die äolische Überarbeitung der Sande führt zu einer zunehmenden Sortierung durch die Ausblasung der Ton- und Schlufffraktion. Nach BESLER (1996) scheint eine jedoch nicht bestimmte Distanz und Zeit erforderlich zu sein, um vom fluvialen in den mobilen Sektor des Diagramms zu gelangen. Die Lage zu den Grenzen der Sektoren gibt aber zumindest einen Eindruck vom Grad der äolischen Überprägung der fluvialen Sande.

### 2.5.1.2 Korngrößenbestimmung Schlämmkorn

Für Proben, die einen Ton- und Schluffanteil von mehr als 10% aufweisen, wurde eine kombinierte Schlamm- und Siebanalyse nach Köhn & Köttgen angewandt. Die Methode der Sedimentationsanalyse beruht auf dem Sachverhalt, dass die Sinkgeschwindigkeit eines kugelförmigen Körpers in einem Medium von verschiedenen Größen abhängig ist und durch das STOKES'sche Gesetz in folgenden Zusammenhang gesetzt wird:

mit:

$v$  = Sinkgeschwindigkeit [cm/s]

$$v = \frac{2(D_1 - D_2) r^2 g}{9 \eta}$$

$D_1$  = Dichte des Körpers [g/m<sup>3</sup>]

$D_2$  = Dichte des umgebenden Mediums [g/m<sup>3</sup>]

$r$  = Radius der Körner [cm]

$g$  = Fallbeschleunigung [cm/s<sup>2</sup>]

$\eta$  = Viskosität [g/cm s]

Die Konstante 2/9 stellt eine empirische Größe dar, mit der die Reibung kleinster Teilchen Berücksichtigung findet (KNOTHE 2000).

Im Allgemeinen wird für  $D_1$  bei Sedimenten die Dichte von Quarz (2,65) verwendet, denn die Sedimente im Untersuchungsgebiet haben einen hohen Quarzanteil. Die maßgeblichen Eigenschaften der Flüssigkeit wie Dichte  $D_2$  und Viskosität  $\eta$  sind temperaturabhängig. Es ist somit von grundlegender Bedeutung die Messung bei Temperaturkonstanz durchzuführen, um konstante Dichte- und Viskositätswerte benutzen zu können und Konvektionsströme und Koagulation zu verhindern (LESER 1977).

Eine Grundannahme der Methode ist, dass es sich bei den Körnern um Kugeln handelt, die es in der Regel im natürlichen Sediment so nicht gibt. Vielmehr handelt es sich um unregelmäßig geformte Körner wie hexagonale Kaolinite, plättchenförmige oder tafelige Glimmer, bei denen man daher von einem Äquivalenzdurchmesser sprechen muss. Dieser entspricht dem "Durchmesser eines Körpers, der bei gleichem Stoff in der gleichen Flüssigkeit in gleicher Zeit die gleiche Stre-

cke fällt, wie eine Quarzkugel, deren Durchmesser für die Bestimmung der Fallgeschwindigkeit die Grundlage bildet (MÜLLER 1964: 83). Die Form der einzelnen Körner sorgt bei der Siebung für eine Überrepräsentation, so dass beispielsweise der plättchenförmige Glimmer in den gröberen Fraktionen überwiegt. Bei den Sedimentationsverfahren hingegen ist der Glimmer in den feineren Fraktionen häufiger vertreten, als es dem durchschnittlichen Durchmesser entsprechen würde.

Für die Probenbearbeitung wurden 20 g der abgeseibten Fraktionen <2 mm der getrockneten Probe zunächst mehrfach mit destilliertem Wasser gewaschen, um eventuell vorhandenen Gips zu entfernen, da es sonst bei der Anwendung des Peptisators Natriumpyrophosphat ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ ) zur Aggregatbildung und Ausfällung kommen würde (MÜLLER 1964). Da Gips eine geringe Löslichkeit hat, muss die Waschung hier mehrfach wiederholt werden.

In einem weiteren Schritt wurden die Karbonate mittels HCl entfernt, wobei nach dem Abklingen der Reaktion die Probe erneut mehrfach mit destilliertem Wasser gewaschen werden musste, um die Salzurückstände zu entfernen. In einem weiteren Schritt wurde die organische Substanz mittels  $\text{H}_2\text{O}_2$  zerstört und dessen Reste nach weiterem Waschen mit destilliertem Wasser entfernt.

Die so aufbereitete Probe wurde zunächst mit dem Peptisator Natriumpyrophosphat ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ ) zur Zerstörung der Aggregate für 12 Stunden in den Überkopfschüttler gegeben. Anschließend wurden die Proben in 1000  $\text{cm}^3$ -Schlammzylinder gefüllt und diese bis zur 1000 ml-Marke mit destilliertem Wasser aufgefüllt und der Zylinder mit einem Gummistopfen verschlossen. Die Messung beginnt nachdem die Suspension bis zur gleichmäßigen Verteilung im Zylinder geschüttelt wurde. Der Messvorgang beginnt mit dem Abstellen des Zylinders, da nun der Sedimentationsvorgang einsetzt. Bei der Abtrennung von Grobschluff (20–63  $\mu\text{m}$ ), Mittelschluff (6,3–20  $\mu\text{m}$ ), Feinschluff (2–6,3  $\mu\text{m}$ ) und der Tonfraktion (<2 mm) wurden nach einem temperaturabhängigen Zeitplan nun mittels Pipette gleiche Teilmengen von 10 ml aus dem Zylinder in bestimmter Eintauchtiefe entnommen und in bereits eingewogene Petrischalen gegeben (LESER 1977). Der Rückstand aus den Schlammzylindern wurde nach Abschluss der Pipettierung durch einen Siebstapel der Maschenweiten 20, 63 und 100  $\mu\text{m}$  geschlämmt. Der Siebrückstand wurde in Bechergläser gegeben und gemeinsam mit den Petrischälchen bei 105°C im Trockenschrank getrocknet.

Die Teilproben wurden nach der Trocknung auf 0,0001 g genau eingewogen. Die Berechnung erfolgte anschließend in einer Excel-Tabelle, um die gewogenen Gewichtsanteile auf die Gesamteinwaage hochzurechnen und auch Anteile des verwendeten  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$  zu berücksichtigen (KRETSCHMER 1986).

### 2.5.2 Farbbestimmung

Bereits im Gelände wurde die erste Farbbestimmung der Sedimente vorgenommen, um das Profil gliedern zu können. Die Verwendung der standardisierten Revised Soil Color Charts (OYAMA 1970) ermöglicht Aussagen zur Farbe des Ausgangsgesteins, Bodenbildungs- oder Akkumulationsprozesse. Im Labor wurden alle getrockneten Proben bei Raumtemperatur und einheitlichen Beleuchtungsverhältnissen nochmals bestimmt. Vor der Farbansprache wurde die Kornfraktion >2 mm abgeseibt.

Die Farbnuancen der Revised Soil Color Charts werden nach dem System von A. H. Munsell aus dem Jahr 1905 durch die Attribute Farbton (*hue*), die relative Hel-

ligkeit der Farbe (*value*) und die Farbintensität (*chroma*) gekennzeichnet und durch eine eindeutige Zahlen-Buchstabenkombination festgelegt (Oyama 1970, BILLWITZ 2000).

### 2.5.3 Geochemie

#### 2.5.3.1 Kalkgehalt

Die Bestimmung des Karbonatgehaltes wurde über das volumetrische Verfahren nach Scheibler durchgeführt. Für die Karbonatbestimmung wird folgender chemischer Zusammenhang zur Anwendung (LESER 1977):



Bei der Analyse wurde der Probe Salzsäure (HCl) zugegeben, wobei es zur Zerstörung des Karbonates kam und Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>) freigesetzt wurde. Über die Menge des freiwerdenden CO<sub>2</sub> konnte die Karbonatkonzentration in der Probe relativ genau bestimmt werden. Um eine grobe Vorbestimmung des Karbonatgehaltes zu erreichen, wurde das Aufbrausen einer Teilprobe beobachtet, um somit die benötigte Probenmenge zu bestimmen. Da die Scheibler-Apparatur nur über ein Volumen von 100 ml verfügt, könnten zu hohe Einwaagen zu einer Überschreitung des Messbereichs führen (ELLERBROCK 2000). Bei der Nutzung der Scheibler-Apparatur wird das im Entwicklungsgefäß freiwerdende CO<sub>2</sub> aufgefangen. Das Gasvolumen verdrängt eine Flüssigkeitssäule (1%ige KCl-Lösung), die vor Beginn der Messung auf Null gestellt wurde. Nach Ablauf der Reaktion mussten Messsäule und Ausgleichssäule auf gleiches Niveau nachgeregelt werden, um eine drucklose Messung zu erhalten. Damit die Ergebnisse nicht verfälscht werden, ist es zudem notwendig, die Raumtemperatur und den Luftdruck zu erfassen, denn nach der allgemeinen Gasgleichung ist das Volumen vom Druck und der Temperatur abhängig (LESER 1977).

#### 2.5.3.2 Bestimmung organischer Substanz

Die Bestimmung des Gehaltes an organischer Substanz wurde mittels Glühverlust vorgenommen. Genaue Resultate sind jedoch nur bei kalk- und tonfreien Proben zu erhalten, da freiwerdende Kohlensäure und freigesetztes Kristallwasser die tatsächlichen Gehalte an organischer Substanz verfälschen (LESER 1977).

Die Proben wurden jeweils in einen bis zur Gewichtskonstanz geblühten und auf 0,0001 g genau eingewogenen Porzellantiegel gegeben. Im Anschluss wurden die Proben 8 Stunden bei 105°C im Trockenschrank bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und danach im Exsikkator abkühlen lassen um nun zunächst den Wassergehalt der Probe zu bestimmen. Die Probe wird nun im Muffelofen für 2,5 Stunden bei 550°C bis zur Rotglut erhitzt. Nach erneutem Abkühlen im Exsikkator wird der Tiegel gewogen und der Glühverlust in Prozent errechnet.

#### 2.5.3.3 Elektrische Leitfähigkeit

Die spezifische elektrische Leitfähigkeit einer Lösung ist abhängig von der Ionenleitfähigkeit, der Ionenkonzentration und der Temperatur und ist ein Maß für die

Konzentration ionisierbarer gelöster Stoffe (ELLERBROCK 2000). Da die Leitfähigkeit mit zunehmendem Salzgehalt steigt, wird diese Methode auch als Salinitätsmessung bezeichnet (BESLER 2008).

Für die Bodenlösung wurden 10 g Sediment mit 50 ml destilliertem Wasser angesetzt und für 20 Minuten in einen Rührer gegeben. Nach kurzem Absetzen der Probe wurde mit dem Konduktometer des Mehrparameter-Messgerätes *inoLab pH/ION/Cond 750* die Leitfähigkeit in  $\mu\text{S}/\text{cm}$  gemessen. Nach einer Stunde wurde der Wert ein zweites Mal gemessen und filtriert. Das Filtrat wurde nach 24 Stunden erneut gemessen.

#### 2.5.3.4 pH-Wert

Die Bestimmung des pH-Wertes der Proben wurde über ein potenziometrisches Messverfahren mittels Glaselektrode durchgeführt. Bei diesem Verfahren wird die Potenzialdifferenz zwischen der Glasmembran und einer Referenzelektrode in mV erfasst. Bei dieser Arbeitsweise muss die Messelektrode zuvor mit einer geeigneten Pufferlösung geeicht werden (GOUDI 1998). Die Temperatur der Lösung ist für die pH-Wertbestimmung ebenfalls von Bedeutung, gleichzeitig miterfasst und für die automatische Temperaturkorrektur verwendet.

Für die Bodenlösung wurden 10 g Sediment mit 50 ml destilliertem Wasser angesetzt und für 20 Minuten in einen Rührer gegeben. Nach kurzem Absetzen der Probe wurde mit einer Glaselektrode des Mehrparameter-Messgerätes *inoLab pH/ION/Cond 750* gemessen, bis sich der Messwert eingependelt hat. Nach einer Stunde wurde der Wert ein zweites Mal gemessen und ebenfalls notiert.

### 2.5.4 Datierungen

Neben relativstratigraphischen Aussagen zur Lage von Sedimenten und archäologischen Funden sind absolute Altersangaben zur Erstellung einer chronologischen Abfolge von großer Bedeutung.

#### 2.5.4.1 $^{14}\text{C}$ -Datierung

Die Altersdatierung mittels Radiokohlenstoff gehört zu den am weitest verbreiteten und am häufigsten genutzten Chronometern und wird bereits seit mehreren Jahrzehnten erfolgreich eingesetzt und ständig weiterentwickelt (GEYH 2005, HAJDAS 2008).

Die  $^{14}\text{C}$ -Methode deckt den Altersbereich von ca. 300 bis ca. 50000 Jahren ab. Die Datierungsgenauigkeit verändert sich dabei von  $\pm 15$  bis  $\pm 40$ –50 Jahren bei holozänen Proben und steigt auf  $\pm 4000$  Jahre bei Maximalaltern an ( $2\sigma$ -Intervall). Zudem ist die Datierungsgenauigkeit von Probengröße und Messzeit abhängig (GEYH 2005).

Kohlenstoff kommt auf der Erde in drei Isotopen vor, nämlich als  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  und als radioaktives  $^{14}\text{C}$ . Das letztere wird in geringem Maß durch kosmische Strahlung in der Erdatmosphäre gebildet und tritt in einem Verhältnis von  $1:10^{-12}$  zum natürlichen Kohlenstoffgehalt ( $^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$ ) auf (HAJDAS 2008). Der Radiokohlenstoff wird bei allen Ernährungs- und Wachstumsprozessen im organischen Gewebe assimiliert und ist oft Bestandteil anorganischer Materialien wie Muschelschalen, Korallen, Quelltuffen oder Höhlensintern. So lange ein Organismus Stoffwechsel betreibt,

wird stets neues  $^{14}\text{C}$  eingebaut. Stirbt der Organismus ab, endet dieser Prozess und der radioaktive Zerfall des instabilen Isotops beginnt. Der Radiokohlenstoff besitzt eine physikalische Halbwertszeit von  $5730 \pm 40$  Jahren. Nach einer internationalen Konvention benutzt man allerdings weiterhin die von Libby ermittelte Halbwertszeit von 5568 Jahre. Alle  $^{14}\text{C}$ -Alter werden auf das Jahr 1950 bezogen, um den Effekt der oberirdischen Atombombentests auszuschließen (GEYH 2005).

Einschränkungen des Modells ergeben sich aus den Annahmen, dass die Produktion von  $^{14}\text{C}$  stets im gleichen Maß stattgefunden hat, der  $\text{CO}_2$ - und N-Gehalt in der Atmosphäre stets konstant war und sich die Kohlenstoffgehalte der Reservoirs in Atmosphäre, Biosphäre und Hydrosphäre sowie die Austauschraten zwischen ihnen in den vergangenen 100000 Jahren nicht verändert haben (GEYH 2005).

Korrigierbare Veränderungen des Kohlenstoffisotopengehaltes resultieren einerseits aus der atmosphärischen Zufuhr  $^{14}\text{C}$ -freier Rückstände von fossilen Brennstoffen seit der Industrialisierung (Suess-Effekt). Andererseits muss die Zufuhr künstlich erzeugten Radiokohlenstoffs berücksichtigt werden, der während oberirdischer Kernwaffentests ab den 1950er Jahren gebildet wurde. Beim Prozess der Isotopenfraktionierung handelt es sich um eine unterschiedlich starke Assimilation der verschiedenen Kohlenstoffisotope in Pflanzen, die das atmosphärische Isotopenverhältnis nicht exakt widerspiegelt. Dieser Unterschied in der Isotopenzusammensetzung wird als  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert angegeben (HEJDAS 2008). Zu den schwer korrigierbaren Fehlern gehören die Kontamination durch Bioturbation, Isotopentausch feuchter Sedimente mit atmosphärischem  $^{14}\text{C}$ , Reservoir- und Hartwasser-effekte (GEYH 2005).

Im Rahmen des SFB-Teilprojektes A9 wurden insgesamt 60 Proben aus archäologischen Kontexten für eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung ausgewählt. Dabei handelte es sich um Straußeneischalen, menschliche und tierische Knochen (Kollagen, Karbonat), Holz, Holzkohle sowie Austernschalen. Eine Probe wurde auf Grund modernen Kohlenstoffs als zu jung eingestuft, neun konnten wegen zu geringer Kohlenstoffgehalte nicht datiert werden (WOTZKA et al. 2012). Die Datierungen wurden von den Arbeitsgruppen des Kölner Radiokohlenstoff-Labors, des Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel und am Poznańskie Laboratorium Radiowęglowe (Posen, Polen) durchgeführt. Die kalibrierten  $^{14}\text{C}$ -Altersangaben werden in BC und AD (bzw. v.u.Z. und u.Z.) angegeben; die unkalibrierten Alter hingegen in bp (WOTZKA et al. 2012). Zur Kalibration wurde die IntCal04 Kalibrationskurve für die holozänen und die CalPal 2007 Hulu-Daten für die pleistozänen Alter verwendet. Die dargestellten Graphen sind überarbeitete Darstellungen des CalPal Programmes (WOTZKA et al. 2012, WENINGER 1986).

Die Fundsituation der ausgewählten Proben (Abb. 2-15) liegt zum einen in einem sauren granitisch-gneisigen Milieu und andererseits weit oberhalb des Grundwasserspiegels und außerhalb des Einflussbereichs des Nil. Eine sekundäre Karbonatzuführung durch Nil-Hochwasser, Grundwasser und Wadiabkommen kann somit ausgeschlossen werden (WOTZKA et al. 2012).

#### 2.5.4.2 OSL-Datierung

Die dosimetrische Altersdatierung von Sedimenten mittels Lumineszenz wird bereits seit einigen Jahrzehnten eingesetzt und neuerdings unter anderem bei LANG (2000), GEYH (2005) und PREUSSER et al. (2008) zusammenfassend beschrieben.

Labor-Nr.	Standort (Fundplatz)	<sup>14</sup> C -Alter (bp) (±1σ)		Kalibriertes Alter (±1σ)	δ <sup>13</sup> C [‰]	Material
Poz-23227	22 (S04/192)	1075	30	940±40 AD	-11,2±0,2	menschl. Kochen (Kollagen), Rippenfragment
Poz-23228	22 (S04/192)	1080	30	940±40 AD	-11,3±0,2	menschl. Knochen (Kollagen), Fußknochen
Poz-23229	22 (S04/192)	925	30	1090±50 AD	-12,6±0,2	Textilien
Poz-23242	22 (S04/192)	1030	30	990±30 AD	-16,4±0,1	Textilien
Poz-23243	22 (S04/192)	965	30	1070±50 AD	-22,7±0,7	Textilien
Poz-23533	22 (S04/192)	1110	30	920±40 AD	-9,1±0,2	menschl. Kochen (Kollagen), Rippenfragment
Poz-23230	22 (S04/192)	3335	35	1620±60 BC	-28,1±0,5	Holz, Flechtwerk <i>Hyphaene thebaica</i> (Doum-Palme)
Poz-23231	22 (S04/192)	3310	35	1590±50 BC	-28,9±0,1	Holz, Flechtwerk <i>Hyphaene thebaica</i> (Doum-Palme)
Poz-23233	22 (S04/192)	3380	30	1680±50 BC	-20,4±0,5	Holz, Flechtwerk <i>Hyphaene thebaica</i> (Doum-Palme)
Poz-23249	22 (S04/192)	3455	35	1790±70 BC	-27,1±0,4	Holz, Flechtwerk <i>Hyphaene thebaica</i> (Doum-Palme)
Poz-23250	22 (S04/192)	1460	30	590±30 AD	-10,7±0,1	nicht verkohlte Samen <i>Panicum</i>
Poz-23536	32 (S05/141)	3290	35	1570±50 BC	-9,1±0,7	menschl. Knochen (Karbonat), Rippen und Wirbel-fragmente
Poz-23537	32 (S05/141)	3355	35	1640±60 BC	-5,3±0,3	menschl. Knochen (Karbonat), Rippen und Wirbel-fragmente
Poz-23538	32 (S05/141)	3470	35	1810±60 BC	-7,7±0,2	menschl. Knochen (Karbonat), Rippenfragmente
Poz-23539	32 (S05/141)	3450	35	1780±70 BC	-4,6±0,2	menschl. Knochen (Karbonat), Rippenfragmente
Poz-23540	32 (S05/141)	3390	35	1690±50 BC	-4,6±0,3	menschl. Knochen (Karbonat), Wirbel-fragmente
Poz-23541	32 (S05/141)	3380	35	1680±50 BC	-7,2 0,5	menschl. Knochen (Karbonat), Wirbel-fragmente und Oberschenkelknochenkopf
Poz-23546	32 (S05/141)	3700	150	2120±210 BC <sup>a</sup>	-53,4±0,5	menschl. Knochen (Karbonat), Wirbel-fragmente
Poz-24924	32 (S05/141)	3580	40	1940±60 BC	-16,2±1,0	menschl. Knochen (Karbonat). Langknochen-fragmente <sup>b</sup>

Erklärung: <sup>a</sup> Das meiste CO entwich bei einem unbeabsichtigten Laborzwischenfall. <sup>b</sup> dasselbe Individuum wie Poz-23546

Abb.2-15: Übersicht der in dieser Arbeit angesprochenen <sup>14</sup>C-Daten für den Standort 22 (S04/192) und den Standort 32 (S05/141). Diese Datierungen wurden im Poznańskie Laboratorium Radiowęglowe (Poznań, Polen) mittels AMS durchgeführt (aus WOTZKA et al. 2012).

Während bei den radiometrischen Datierungsmethoden der radioaktive Zerfall die zeitabhängige Größe darstellt, wird bei den dosimetrischen Methoden wie der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL) die Akkumulation von Strahlenschäden als zeitlicher Faktor erfasst (GEYH 2005, PREUSSER et al. 2008). Bei Quarzen und Feldspäten führen einerseits die ionisierende Strahlung, die beim natürlichen Zerfall von Uran, Thorium und Kalium (<sup>238</sup>U, <sup>235</sup>U, <sup>232</sup>Th, <sup>40</sup>K) entsteht, andererseits die kosmische Strahlung zu Strahlenschäden im Kristallgitter, die für die Altersbestimmung der Sedimente benutzt werden. Wird ein Elektron durch ionisierende Strahlung angeregt, hinterlässt es im Valenzband (= Grundzustand der Elektronen im Atom) eine Lücke. Zur Erfassung der Intensität der Strahlenschäden werden die Proben entweder thermisch oder optisch stimuliert. Dabei wird ein Teil der angeregten Elektronen von den Fehlstellen im Kristall (sog. Lumineszenzzentren) eingefangen und die zugeführte Stimulationsenergie als Lichtemission freigesetzt (Lumineszenz). Aus der Stärke dieses Lumineszenzsignals, das im Spektralbereich des sichtbaren Lichts liegt, kann die natürliche Strahlungsdosis ermittelt werden, welche sich in dem Kristallgitter seit der letzten Nullstellung aufgebaut hat. Bei der dosimetrischen Datierung wird die Intensität dieser Strahlenschäden bestimmt (Paläodosi) und ins Verhältnis zu der natürlichen Strahlungsdosis pro Zeit (Do-

sisleistung) gesetzt. Unter der Annahme ähnlicher Werte für Strahlung, Wassergehalt, Geographische Breite, Höhe und Überdeckung in der Vergangenheit ergibt sich die Expositionsdauer des Minerals gegenüber der Strahlung und damit auch dessen Ablagerungsalter. Zuverlässige Altersangaben können nach GEYH (2005) von wenigen Jahren bis 150 ka gemacht werden. Damit ist dieses Verfahren sehr gut für spätquartäre Sedimente geeignet. Es besteht hierbei jedoch immer die Abhängigkeit von der Dosisleistung. Durch die Datierung von Feldspäten lassen sich noch höhere Alter ermitteln als bei Quarzen. Mit speziellen Verfahren lässt sich diese Altersgrenze noch erheblich erweitern, was im Rahmen dieser Arbeit nicht nötig war. Die Präzision liegt bei dem herkömmlichen Verfahren bestenfalls bei  $\pm 5\%$  und im Durchschnitt bei  $\pm 10\%$  (GEYH 2005).

Es wird hauptsächlich zwischen Thermolumineszenz (TL) und optisch stimulierter Lumineszenz (OSL) unterschieden. Bei der TL ist eine Erhitzung der Probe auf mehr als  $500^{\circ}\text{C}$  nötig oder eine sehr lange Lichtexposition, um die "Uhr" auf null zu stellen (GEYH 2005). Bei der OSL-Methode ist lediglich eine Belichtungsdauer von wenigen Minuten erforderlich, um einen solchen Nullstellungseffekt zu erzielen. Sie ist damit für sedimentologische Arbeiten im äolischen und teils auch im fluvialen System besser geeignet, da – vereinfacht gesagt – jede Umlagerung zu einer Nullstellung führt. Zur Datierung eignen sich vorzugsweise Quarze und Kalium-Feldspäte, wobei deren Materialeigenschaften einen maßgeblichen Einfluss auf die Datierungsergebnisse haben (z. B. anomalous Fading der Feldspäte, Sättigung) (LANG 2000). Weiterhin hat die abschirmende Wirkung der Bodenfeuchte einen Einfluss auf das zu ermittelnde Datierungsalter, da durch sie die Dosisleistung verringert wird und das zu einer Überbestimmung des Alters führt (vergl. Abb. 3-35).

Im Rahmen der Geländekampagne 2006 wurden fünf Sedimentproben zur Datierung genommen (vergl. Abb. 2-16). Zudem wurden aus archäologischem Kontext 70 Keramikproben geborgen und versuchsweise für OSL-Datierungen genutzt (WOTZKA et al. 2012). Diese Sedimentproben waren zunächst als Voruntersuchungen angelegt, um einen ersten Eindruck der Altersstellung ausgewählter Sedimentkörper zu erhalten. Sie sollten später durch eine stratigraphische Detailaufnahme bestimmter Profile vervollständigt werden. Durch die politischen Unruhen im Zuge des Dammbaus und der Zwangsumsiedlung der lokalen Manasir-Bevölkerung musste der gesamte Feldaufenthalt im Jahr 2007 abgesagt werden. Dadurch blieben zahlreiche geplante Standorte und Profile unbeprobte. Der Testcharakter dieser fünf Proben ermöglicht lediglich eine grobe Vorstellung des Sedimentalters an den vier beprobten Standorten. Eine detaillierte Beprobung dieser Standorte wäre in der Folge nötig gewesen, um eine chrono-stratigraphische Abfolge der Sedimentation zu bestimmen. Diese fünf Proben sollen trotzdem mit in die Diskussion einbezogen werden, da sie zumindest einen ungefähren Hinweis auf die Altersstellung der jeweiligen Sedimente geben können.

Das Probenmaterial wurde sowohl durch gegrabene Aufschlüsse als auch durch Bohrungen mittels Edelman-Bohrer gewonnen. Dabei wurde darauf geachtet, dass das keine Kontamination des zu datierende Materials mit bereits belichtetem erfolgt.

Die Datierungen wurden durch die Arbeitsgruppe von Prof. Dr. U. Radtke (Dr. A. Hilgers, Matthias Michels) im OSL-Labor des Geographischen Institutes der Universität zu Köln und durch Dr. Chr. Goedicke am Geographischen Institut der Humboldt-Universität Berlin durchgeführt (WOTZKA et al. 2012).

Die in lichtdichten Stechzylindern genommenen Sedimentproben wurden nach einem standardisierten Verfahren (HILGERS 2007) bearbeitet und datiert. Diese Arbeiten fanden unter gedämpftem Rotlicht statt, bei dem die Wellenlänge des Emissionsmaximums ca. 670 nm beträgt.

Die Aufbereitungsprozedur war wie folgt: Bestimmung des Wassergehaltes mit Trocknung für 24 h bei 50°C, Absiebung der Fraktion 100–250 µm. Die Proben sind nachfolgend zur Karbonatentfernung mit Salzsäure (HCl 10%) und zur Zerstörung des organischen Materials mit Wasserstoffperoxid (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 10%) behandelt worden. Danach wurde die Tontrübe mit Natriumoxalat (Na<sub>2</sub>C<sub>2</sub>O<sub>4</sub> 0,01N) aggregiert und entfernt. Nach jedem dieser Arbeitsschritte wurden die Proben mit destilliertem Wasser gewaschen.

Die Quarze wurden in den nächsten Arbeitsschritten der Schwerentrennung mittels Natriumpolywolframat (3 Na<sub>2</sub>WO<sub>4</sub> · 9 WO<sub>3</sub> · H<sub>2</sub>O) mit unterschiedlichen Dichten von Feldspäten und Schwermineralen separiert. Bei den verbleibenden Quarzen wurden dann mit Flußsäure (HF 40%) die Oberfläche geätzt, um die von der Alpha-Strahlung beeinflusste äußere Rinde und die Plagioklase zu entfernen (PREUSSER et al. 2008). Die Quarze wurden anschließend nochmals mit Salzsäure (HCl 10%) behandelt, um die verbliebenen Fluoride der Flußsäureätzung zu entfernen.

Die OSL-Messungen erfolgten mit dem OSL-Reader Risø TL DA 15, ausgestattet mit einer <sup>90</sup>Sr/<sup>90</sup>Y-Beta-Quelle, im Lumineszenzlabor in Köln gemäß dem Single-Aliquot Regenerative-Dosis Protokoll (SAR) nach MURRAY & WINTLE (2000, 2003). Die Bestimmung der Radionuklidgehalte (<sup>238</sup>U, <sup>235</sup>U, <sup>232</sup>Th, <sup>40</sup>K) erfolgte im Geochronologielabor in Köln durch hochauflösende Gammaskpektrometrie, um die Umgebungsstrahlung zu messen. Dafür wurde ein Canberra High Resolution Germanium-Detektor eingesetzt. Der Altersberechnung liegt der aktuell gemessene Wassergehalt von ±3% zugrunde.

Sehr gut geeignet ist diese Datierungsmethode für äolische Sedimente, da durch die Umlagerung eine Belichtung der einzelnen Körner mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit stattfindet (GEYH 2005). Bei der Umlagerung von Sedimenten im fluvialen System erfolgt hingegen unter Umständen keine vollständige optische Bleichung, so dass es zu einer Altersüberbestimmung kommen kann (PREUSSER et al. 2008). Gemischte Ablagerungsverhältnisse können zudem auftreten, wenn gut gebleichtes äolisches Material in fluviale Sedimente eingetragen wird und auf diese Weise ein Mischsignal bei der Datierung zu einer Altersfehlbestimmung führt.

Zu unterscheiden ist bei den fluvialen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet zwischen Nil- und Wadis sedimenten. Nimmt man für die ersteren ähnliche Sedimentationsraten wie heute an, so kann man mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit davon ausgehen, dass die Sedimente im meist sehr langsam fließenden Wasser in Lagen im Submillimeterbereich zur Ablagerung kamen.

Die Größe des Einzugsgebietes ist zudem für eine vollständige Bleichung von erheblicher Wichtigkeit (PREUSSER et al. 2001). Eine ausreichende Bleichung des Nil-Sediments kann als gegeben angenommen werden. Dem gegenüber stehen die Wadis sedimente, mit nur sehr kurzen Transportwegen (teils <1 km). Bei ihnen besteht die Möglichkeit der unvollständigen Bleichung, da unter Umständen kurze – jedoch morphologisch hoch wirksamen – Niederschlagsereignisse bei einem nächtlichen Abkommen der Wadis das transportierte Material im Dunkeln verlagert haben könnten oder auf Grund der kurzen Distanzen keine vollständige Belichtung erfolgte.

Eventuelle Akkumulations-Erosions-Abfolgen mit Exhumierung älterer Straten und anschließender Wiederverschüttung würden eventuell den letzten Zeitpunkt der Nicht-Überdeckung widerspiegeln. Der Zeitpunkt der eigentlichen Ablagerung kann dann nicht erfasst werden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass sich die Datierung von Sedimenten mittels optisch stimulierten Lumineszenz nur teilweise für die im Untersuchungsgebiete auftretenden Sedimente eignet. Für äolische Sedimente ist eine ausreichende Belichtung des Materials in der Regel verwirklicht, bei fluvialen Sedimenten ist die Wahrscheinlichkeit der unvollständigen Bleichung recht hoch. Das Problem der Mischsedimente wäre mit der Single-Grain-Methode zu lösen, bei der die Lumineszenz der Einzelkörner bestimmt wird. Eine größere Anzahl von Proben ist für die Erstellung einer Chronostratigraphie zwingend notwendig. Wünschenswert wäre zudem die Überprüfung der OSL-Altersdaten durch ein anderes Verfahren wie bspw.  $^{14}\text{C}$ -Datierung, um die zeitliche Abfolge abzusichern, falls entsprechend datierbares Material aus dem gleichen sedimentären Kontext vorhanden ist.

Labor-Nr.	Probe	Fraktion [µm]	Material	Tiefe <sup>a</sup> [cm]	$D_e$ [Gy]	$D_0$ [Gy/ka]	RSD <sup>b</sup> [%]	H <sub>2</sub> O [%]	U [ppm]	Th [ppm]	K [%]	Sedimentations-millieu	OSL-Alter [ka]
C-L3254	1a	100–250	Quarz	160	164,23 ±14,15	1,778 ±0,068	30,43	3±3	1,33 ±0,04	4,3 ±0,15	1,05 ±0,02	fluvial	94±9
C-L3255	1b	100–250	Quarz	360	208,76 ±20,37	1,709 ±0,065	36,40	3±3	1,33 ±0,04	4,3 ±0,15	1,05 ±0,02	fluvial, äol. überprägt	122±13
C-L3256	2	100–250	Quarz	300	99,49 ±6,97	2,827 ±0,109	35,04	3±3	2,54 ±0,05	14,89 ±0,23	5,2 ±1,15	äolisch	35±2,8
C-L3257	3	100–250	Quarz	250	16,58 ±1,39	1,704 ±0,065	25,74	3±3	1,32 ±0,04	7,48 ±0,14	0,79 ±0,02	äolisch	9,7±0,9
C-L3258	4	100–250	Quarz	605	1,20 ±0,07	1,666 ±0,064	25,29	3±3	1,16 ±0,03	3,60 ±0,24	1,10 ±0,02	äolisch	0,72±0,050

Erklärung: <sup>a</sup>Entnahmetiefe unter Geländeoberkante, <sup>b</sup>RSD: relative Standardabweichung

Abb.2-16: Zusammenstellung der fünf OSL-Alter der Geländekampagne 2006. Die Proben weisen eine sehr weite Alterspanne auf, da sie als Prospektion für spätere Geländekampagnen dienen sollten und um zunächst einen ungefähren Eindruck der Alterstellung der Sedimente einzelner Standorte zu geben. **1a** und **1b**: Standort 53 Wadi El Malfalik West, **2**: Standort 50 Wadi El Malfalik/Abu Seha-Terrasse, **3**: Standort 51 Wadi El Malfalik Boxgraves, **4**: Standort 48 Hochflutrinne Modjera.

## 3 Untersuchungsergebnisse

### 3.1 Rezente Landnutzung

Um mögliche Nutzungspotenziale des Vierten Kataraktes im Verlauf des Holozän zu untersuchen, ist es zunächst notwendig, die rezenten Nutzungsmuster zu erfassen. Im Rahmen der Geländekampagne 2005 wurden im Norden Boni Islands zahlreiche Uferabschnitte mit ihrer Landnutzung und ihrer geomorphologischen Position erfasst und mittels DGPS genau vermessen. Ziel war es, der bereits detailliert vorliegenden quantitativen Landnutzungskartierung in ausgewählten Bereichen die dritte Dimension hinzuzufügen. Eine detailreiche Landnutzungskartierung wurde für Boni Island im Rahmen des SFB 389 in Form einer Examensarbeit durch DIEHL (2005) vorgelegt. Diese Arbeit basiert auf einer QuickBird-Satellitenbilddauswertung der Insel Boni und der angrenzenden Ufer. Die rein visuelle Interpretation der hochaufgelösten Fernerkundungsdaten (0,61 m im panchromatischen Bereich) bildet vor allem den rezent genutzten schmalen Ufersaum sehr gut zweidimensional ab. Erstmals führt diese quantitative Analyse zu Aussagen über die rezente Landnutzung, die als Grundlage für eine Rekonstruktion des holozänen Landnutzungspotenzials und des Landnutzungswandels herangezogen werden können.

Die übergeordneten hyperariden Verhältnisse limitieren im Zusammenspiel mit Nil-Talbreite und Abflussdynamik die Landnutzung auf ein schmales diskontinuierliches Band entlang der Flussufer. Eine weitgehende Zonierung der Nutzung ist morphologisch und hydrologisch vorgegeben, denn die Fluktuation der Wasserstände im Nil-Tal beeinflusst die Überflutungshöhe und damit gerinnemorphologisch bedingt die laterale Ausweitung der Überflutungsflächen. Wird der jahreszeitliche Verlauf der Nil-Flut hinzugezogen, ergibt sich ein vier-dimensionales Wirkungsgefüge. Das von RITTER & DIEHL (2007) auf dieser Basis entwickelte idealisierte Landnutzungsschema quantifiziert sowohl die horizontale als auch vertikale Verteilung einzelner Landnutzungstypen (Abb. 3-2). Dabei dient der Nil als lokale Bezugsbasis, durch den auf Grund der Wasserversorgung die Einteilung in zwei grundlegend verschiedene Nutzungstypen vorgenommen werden kann: Zum einen ermöglicht das Restfeuchteland (Seluka/Jarf und z.T. Khawi) ohne zusätzliche Bewässerung eine Ernte, da es nach dem Rückgang der Nil-Pegel nach dem spätsommerlichen Höchststand ausreichend Bodenfeuchte zurückhält. Zum andern liegen verschiedene Formen des Bewässerungslandes (Saqia, Ashow und teils Kharwi) in Bereichen weiter oberhalb der Hochwassernlinie. Es zeigt sich die Abhängigkeit der Nutzung von der geomorphologischen Position und daraus resultierend auch von der Wasserversorgung. In der Abbildung 3-1 sind zwei Beispiele

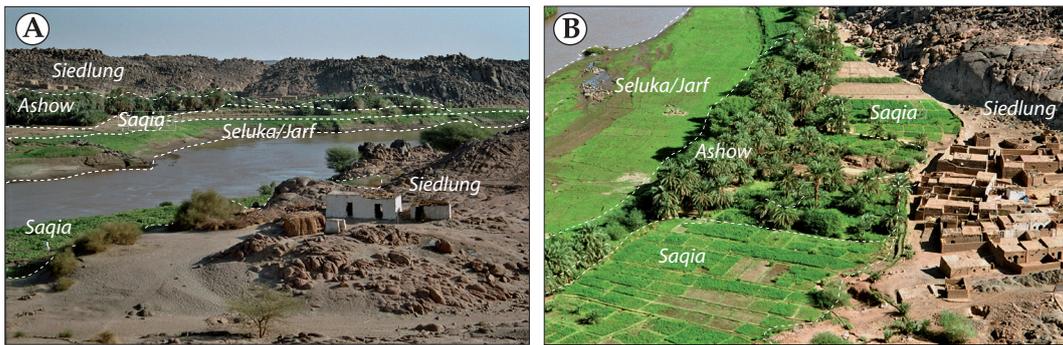


Abb.3-1: Zwei Beispiele der Abfolge der Landnutzungstypen nahe der Dörfer A: An Niberi (NW-Boni) und El Harraz (rechtes Nil-Ufer) und B: Sweigi am Fuß des Jebel Boni (Fotos: Ritter 2005, 2006).

für eine solche Abfolge zu sehen. Das Seluka/Jarf-Land als Restfeuchtezone liegt in direkter Flussnähe und bildet die Aue. Besonders im Bild 3-1A ist der wenige Tage zuvor trockengefallenen Saum unmittelbar oberhalb der Wasserlinie erkennbar, der zur Zeit der Aufnahme noch ohne Bepflanzung ist. Der kurz darüber befindliche Streifen wurde bereits in Nutzung genommen. Weiterhin bildet die Anlage der Siedlungen außerhalb der agrarischen Zone eine Nutzungsstrategie, die die zum Anbau nutzbare Fläche nicht zusätzlich verkleinert. Die räumliche Analyse von DIEHL (2005) ergab, dass lediglich 3,9% der Inselfläche landwirtschaftlich genutzt werden können. Noch klarer tritt die Abhängigkeit von der jährlichen Nil-Flut zu Tage, wenn man das Verhältnis zwischen Restfeuchte- und Bewässerungsland betrachtet, denn knapp 25% der gesamten Agrarfläche Bonis ist Restfeuchteland und steht wegen der saisonalen Überflutung nicht ganzjährig zu Verfügung. Mit 0,11 ha nutzbarer Fläche pro Kopf herrscht im Vierten Katarakt eine stark ausgeprägte Landknappheit, denn im gesamten Sudan sind es im Durchschnitt 3,36 ha (SALIH 1999, RITTER & DIEHL 2007). Durch die Einführung der Dieselpumpe in den

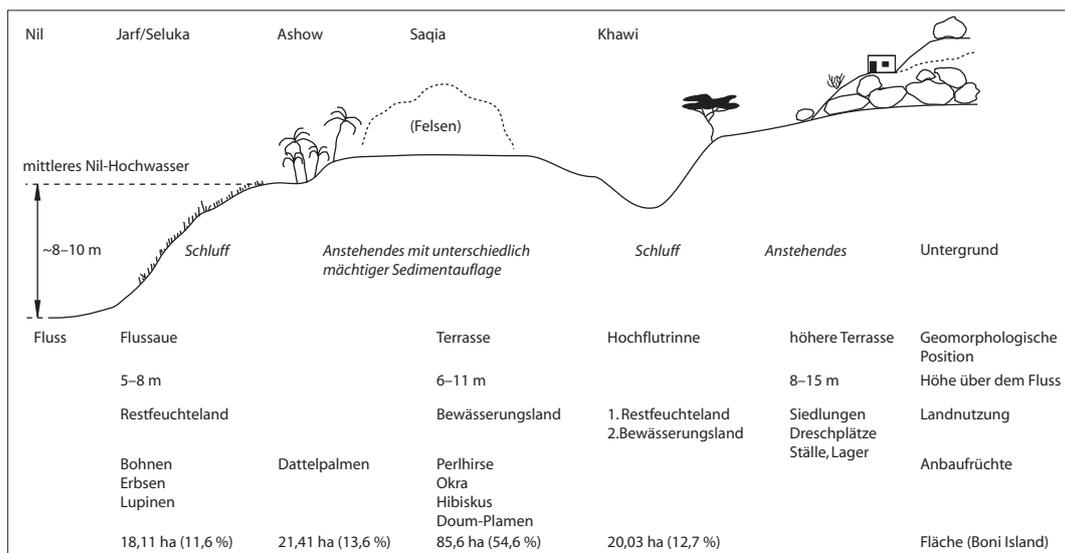


Abb.3-2: Idealisertes Landnutzungsschema auf Boni Island. Die Abfolge der Nutzungstypen in horizontaler und vertikaler Distanz zum Nil spiegelt die jeweiligen morphologischen Einheiten wider. Sie sind jeweils durch unterschiedliche Formen der Bewässerung gekennzeichnet (RITTER & DIEHL 2007, verändert).

1950er Jahren wurden die oxsenbetriebenen Wasserschöpfwerke allmählich abgelöst und auch wenige, höher gelegene Inselbereiche wurden für die Bewässerung erschlossen. Das stellt den bis dahin größten technologischen Fortschritt in der Landnutzung dar, denn vorher waren die Bewässerungsmöglichkeiten mittels Saqia und Shaduf und der daraus resultierende Umfang der ackerbaulichen Nutzung über Jahrhunderte hinweg weitgehend gleich.

### 3.2 Morphometrische Geländebefunde

Während der Geländeaufenthalte, die weite Teile Boni Islands und des angrenzenden rechten Nil-Ufers umfassten, traten im Gelände Regelhaftigkeiten auf, die in ihrer Lage im Bezug zum Nil wiederkehrende Muster aufwiesen. Da diese sich wiederholenden Reliefelemente und weitere Beobachtungen, die im folgenden besprochen und diskutiert werden, in einem noch zu ermittelnden Bezug zum Nil standen, war es das Ziel, diese Beobachtungen zu quantifizieren. Reliefgenerationen werden über Vermessung von Wadilängs- und Querprofilen sowie Terrassenniveaus ermittelbar und tragen damit einen wichtigen Teil zur Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung bei. Daraus ergibt sich ebenfalls eine Veränderung von Gunst- und Ungunsträumen, die durch die Menschen aufgesucht, bzw. gemieden werden.

Die bereits im Satellitenbild erkennbaren regelhaften Verengungen (Abb. 3-8) der Wadibreite geben einen Hinweis auf eine mögliche Veränderung in der Anlage und Entwicklung dieser Tributäre. Um die Geländebeobachtungen nicht nur morphographisch zu erfassen und qualitativ zu beschreiben, wurden die entsprechenden Formenelemente mittels DGPS vermessen und konnten somit auch in einem quantitativen Vergleich gegenübergestellt werden (Abb. 3-14). Im folgenden werden die vermessenen Wadilängsprofile mit ihrer morphologischen Ausstattung beschrieben. Da es sich hierbei um dreidimensionale Formen handelt, im Profil jedoch nur zwei dargestellt werden, wurde wadibegleitend die Untergrundbeschaffenheit, Wadibreite, falls vorhanden, Rhizome, Terrassen, Patinierung, Felsbilder und weitere Besonderheiten aufgenommen und eingemessen.

Eine der wichtigen morphologischen Rahmenbedingungen für eine mögliche Nutzung Boni Islands ist das klinge-kammerte Relief. Das im granitischen Basement angelegte Inselbergrelief mit Wollsackformationen wird von neotektonisch angelegten Störungen durchzogen, denen das Gerinnenetz folgt. Auf Grund der Engständigkeit des Kluftnetzes ergibt sich ein unmittelbares Nebeneinander von freien Felspartien und dazwischenliegenden Wadis und Rinnen. Es ergibt sich eine räumlich enge Verzahnung von Erosions- und Akkumulationsbereichen. Das vor allem aus Grus bestehende Verwitterungsmaterial wird bereits nach kurzen Distanzen in den Wadis abgelagert. Im Bereich der Wollsackformationen sind um die Felsburgen oft Bereiche im flach lagernden Anstehenden ausgebildet, die nur mit einem dünnen (<20 cm) Sedimentschleier bedeckt sind. Mächtigere Akkumulationen von Lockermaterial finden sich lediglich in den wenigen großen Wadis.

Die geringe Größe der Insel und die gerade im Inselinnern weit verbreiteten nackten Felsflächen führen zum sofortigen oberflächlichen Abfluss der selten auftretenden Niederschläge. Das bereit gestellte Verwitterungsmaterial wird aktuell ohne weitere Zwischenspeicher verfrachtet und im Nil-Tal oder den großen Wadis abgelagert.

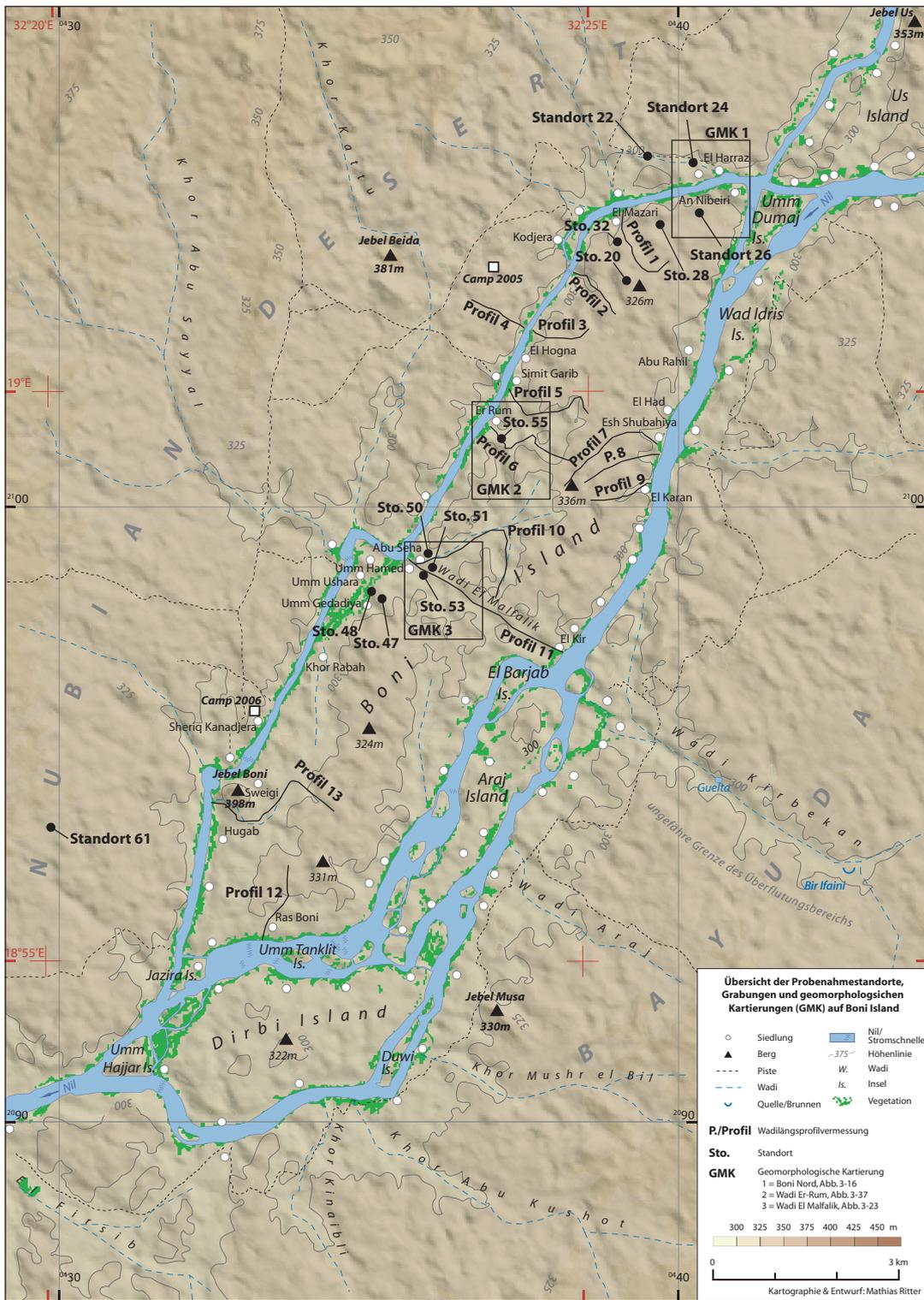


Abb.3-3: Übersicht der im Text behandelten Standorte auf Boni Island und dem rechten Nil-Ufer. Es sind die Wadilängsprofile, die geomorphologischen Kartierungen, die Einzelstandorte und die beiden Lagerplätze der Arbeitsgruppe während der Kampagnen 2005 und 2006 eingetragen. Nur die Ortsnamen, die in den Ausführungen erwähnt wurden, sind wegen der besseren Übersichtlichkeit in dieser Karte benannt. Die vollständige topographische Karte ist als Kartenbeilage am Ende der Arbeit zu finden (eigene Darstellung, eigene Kartierung).

Es ergeben sich somit kleinräumig stark wechselnde Standortunterschiede im Bezug auf Sedimentmächtigkeit und -art, edaphische Verhältnisse, Neigung und Zugänglichkeit. Räumlich stark begrenzte und oft nicht miteinander verbundene Sedimenttaschen entlang des Nil wechseln sich mit steilen Felsformationen ab. Sie bilden räumlich limitierte und dazu teils schwer zugängliche Ackerland-Terrassen, die genutzt werden müssen, da es kaum nutzbare Ackerflächen im Inselinneren gibt. Somit spielt die Enge des Nil-Tals und die enge Verzahnung verschiedener Reliefeinheiten mit räumlich stark differenzierten ökologischen Standortunterschieden eine wesentliche Rolle für die Nutzungsmöglichkeiten.

### 3.2.1 Gerinnenetz

Die Anlage des Entwässerungsnetzes auf Boni, gesteinsbedingt auch im gesamten Kataraktbereich, weist eine starke tektonische Prägung auf (Abb. 3-4, 3-8). Auf Grundlage von QuickBird-Satellitenbildern wurde das Gerinnenetz kartiert und auf dieser Basis eine Abschätzung der Einzugsgebietsgröße durchgeführt (Abb. 3-4). Die Grundanlage aller Wadis bis hin zum Nil-Verlauf folgt tektonischen Leitlinien und erklärt das auffällig abgewinkelte Entwässerungsnetz. Weite Teile der Insel Boni weisen ein Inselbergrelief auf, welches von Woll sackformationen beherrscht wird. Dem Kluftnetz folgend erstrecken sich dazwischen weite Wadiflächen mit geringen Neigungen ( $0,2^\circ$ – $0,7^\circ$ , bzw.  $0,3\%$ – $1,2\%$ ) und einem "ungerichteten" Entwässerungsnetz. Obgleich die Wadisysteme alle auf den Nil als Vorfluter eingestellt sind, folgen sie in ihrem Verlauf tektonischen Leitlinien, so dass viele Wadis abrupte Richtungswechsel von teils mehr als  $90^\circ$  aufweisen. Häufig weist ein bajonettartiger Versatz innerhalb zahlreicher ursprünglich gerader Gerinneverläufe auf neotektonische Beanspruchung hin. Die Wasserscheidenpositionen liegen in vielen Fällen in den Wadiflächen selbst und bilden Flächenpässe, wobei die genaue Lage der Wasserscheide selbst in Abhängigkeit der Niederschlagsereignisse und dem damit verbundenen Abkommen der Wadis variieren kann. Der Abfluss auf diesen Sattelpositionen ist auf Grund der geringen Neigungswinkel mäandrierend und überprägt die Abflussspuren der vorherigen Niederschlagsaisons. Es ist zudem wahrscheinlich, dass bei sehr starken Niederschlagsereignissen einzelne dieser Talwasserscheiden überspült werden und sich somit die Einzugsgebietsgröße einzelner Wadis verändert. In allen Fällen bildet das Nil-Tal beiderseits der Insel die lokale Erosionsbasis, den Vorfluter der Wadis. Eine Binnenentwässerung und somit eine Sedimentfalle in Form einer Endpfanne oder Playa, die als potenzielles Geo-Archiv fungieren könnte, ist nicht vorhanden. Auf Boni sind die Wadis auf Grund der Inseldimension vergleichsweise kurz. Zu den längsten gehören das Wadi El Malfalik (2,5 km) und das Wadi Abu Seha (3 km), alle weiteren Wadis sind kürzer. Die namentliche Bezeichnung der Wadis ist oft mehrdeutig, da zahlreiche Wadis nach dem Ort benannt sind, zu dem sie führen. Auf diese Weise haben viele der Wadis mehrere Namen, von denen hier jedoch immer nur eine Version verwendet wird.

### 3.2.2 Vermessung ausgewählter Wadis

Im Folgenden werden stellvertretend zwei von dreizehn Wadilängsprofilen genauer besprochen. Sie stellen zwei verschiedene Typausprägungen dar, die auf Boni in dieser Form mehrfach auftreten. Bei der DGPS-gestützten Vermessung

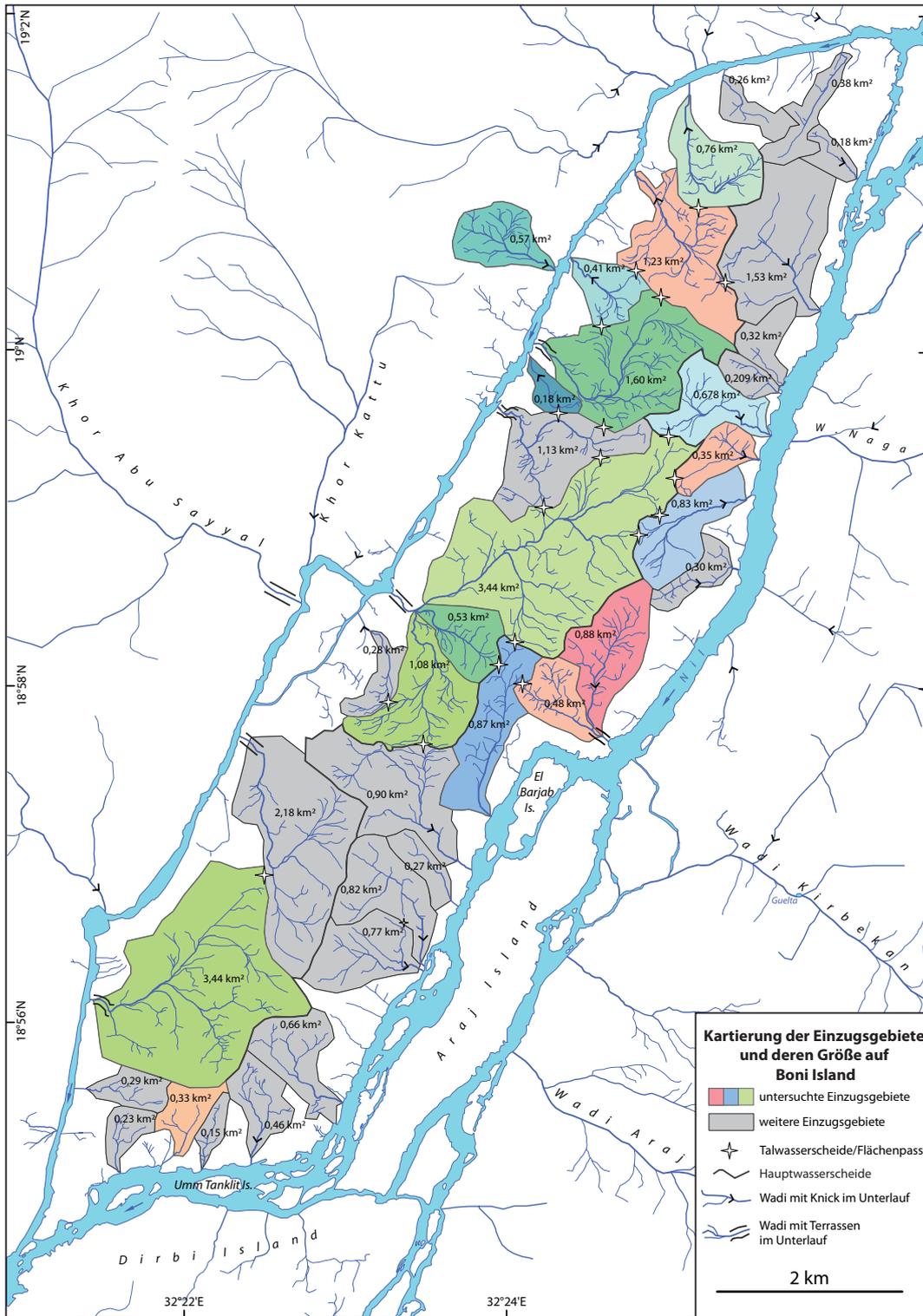


Abb.3-4: Die Kartierung des Gerinnenetzes Boni Islands erfolgte auf Grundlage von QuickBird-Satellitenbilddaten. Das Gerinnenetz war die Basis für die Ermittlung der ungefähren Einzugsgebietsgrößen. Die farbig hervorgehobenen Bereiche werden im Abschnitt 3.2.2 und in der Abb. 3-14 genauer besprochen (eigene Kartierung, eigene Darstellung).

der Profile wurden neben den Höhenwerten auch die morphologische Position, die Wadibreite, Untergrund und Sedimentbeschaffenheit sowie weitere Besonderheiten aufgenommen. Eine Lageübersicht aller vermessenen Profile ist der Abbildung 3-3 zu entnehmen, die ausführliche Beschreibung befindet sich im Anhang. Mit der Auswahl der Standorte wurde versucht, möglichst alle Regionen der Insel abzudecken, Wadis unterschiedlicher Einzugsgebietsgröße zu vermessen und einige Wadis mit archäologischen Fundplätzen zu erfassen, um Regelmäßigkeiten zu ermitteln, die sich möglicherweise auf das weitere Umfeld Bonis übertragen lassen. Die in den Profilen angegebene Pegelhöhe stellt den relativen Nullpunkt dar. Er bezieht sich auf den Wasserstand des Nil im November und Dezember, der zu diesem Zeitpunkt bereits weitgehend dem Minimalpegel entspricht.

### 3.2.2.1 Wadilängsprofil 1 - Wadi El Mazari

Das Profil 1 des Wadi El Mazari liegt im NW von Boni Island und mündet beim Dorf El Mazari in den rechten Nil-Arm ( $19^{\circ}01'34''N$ ,  $32^{\circ}25'06''E$ ) (Abb. 3-3). Das Wadi hat eine Gesamtlänge von 1950 m. Der Wadianfang liegt auf einer weit gespannten Fläche, die von Wollsackformationen eingerahmt ist und im Fußbereich niedriger Härtingsrücken, die diese Fläche um 2–3 m überragen (Abb. 3-6A). Das schwach ausgebildete Gerinne folgt zunächst dem Gefälle in Richtung SW. Das Drainagemuster ist verflochten und weist zahlreiche mäandrierende flache Rinnen im Lockersediment auf. Die Entwässerung folgt den tektonisch vorgegebenen Strukturen und wendet sich nach 900 m abrupt nach N, umfließt eine Quarzrippe, die 5 m über die Umgebung herausragt. Hier nähert sich das Gerinne dem Standort 22 am Fundplatz S04/192 (Boxgraves) bis auf ca. 100 m. Der Fundplatz liegt jedoch einen Meter über dem Wadiniveau. In diesem Bereich wird rezent durch Unterschneidung der Randbereiche eine Terrassenstufe von bis zu 50 cm Höhe

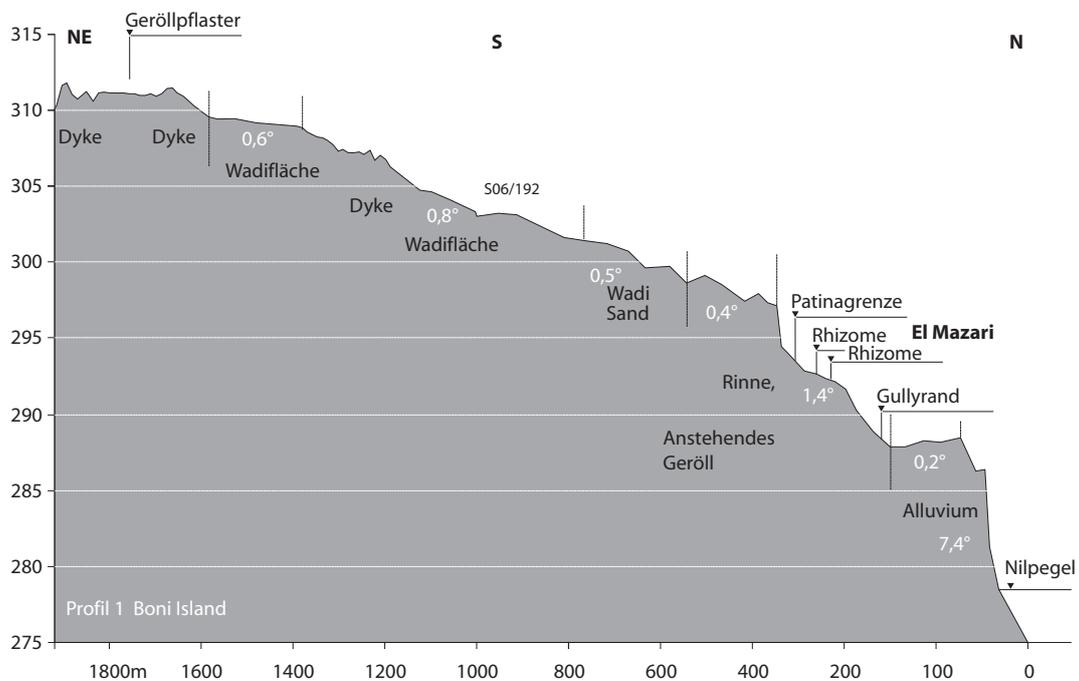


Abb.3-5: Längsprofil Nr. 1 des Wadi El Mazari im Nordwesten Bonis (vgl. Abb. 3-3, 3-4).

herausgearbeitet. Die Wadibreite verringert sich an dieser Stelle und weist durch konzentrierten Abfluss eine stärkere Eintiefungstendenz auf. Die angrenzenden Schotterflächen am Fuß der Wollsackformationen und Härtingszüge werden bis zu 1,5 m Tiefe durch Tributärrinnen zerschnitten. Im weiteren Verlauf verringert sich die Wadibreite von 9–15 m auf unter zwei Meter (Abb. 3-6B). Das Wadi folgt 400 m nach N einer tektonischen Anlage. Die Wadisohle ist mit grobsandigen-feinkiesigen Wadisedimenten verfüllt. Am Ende dieses Segmentes verspringt die Rinne für 100 m nach Westen, um parallel zur vorherigen Richtung weiter nach N zu fließen. An der Position des Richtungswechsels nimmt das Gefälle von  $0,4^\circ$  auf  $1,4^\circ$  zu. Die Rinne ist nun nur noch ca. 1,0–1,5 m breit. Auf Grund der höheren Reliefenergie ist dieser Abschnitt von Feinsedimenten ausgeräumt, es sind lediglich große Versturzböcke mit Durchmessern im Meterbereich zu finden. In einigen Felspalten finden sich in bis zu zwei Metern über der Sohle Hochflutmarken in Form vom Ästen, Zweigen und Grashalmen. Im weiteren Verlauf verändert sich die Färbung des anstehenden Gesteins und die Grenze zwischen patiniertem und unpatiniertem Fels tritt nun oberhalb des Rinneniveaus in annähernd gleicher Höhenlage auf. Unterhalb dieser Patinagrenze lassen sich an mehreren Stellen kalkverbackene Wurzelreste, sog. Rhizome erkennen (Abb. 3-9). Sie sind besonders gut in geschützten Bereichen oberhalb des Rinnenbodens erhalten. Die Phänomene der fehlenden Patinierung und der unterhalb dieser Grenze liegenden Rhizome lassen sich beiderseits der Rinne feststellen. Im Unterlauf der Rinne wird deren Sohle mit einer Mischung aus groben Wadisedimenten und den feineren schluffigen Nil-Sedimenten verfüllt. Die Rinnenbreite nimmt auf 2–4 m zu (Abb. 3-6C). Im weiteren Verlauf tritt die Rinne aus dem Anstehenden vollständig heraus und in die Terrasse der (sub-)rezenten Nil-Sedimente ein. Die leichtere Erodierbarkeit des Feinmaterials sorgt dafür, dass es trotz der seltenen Niederschlagsereignisse zur Gullybildung kommt und das Gerinne sich bis zu 2,5 m in das umliegende Sediment des Bewässerungslands einschneidet. Die Rinne ist daher in ihrem Verlauf auch weitgehend vegetationsfrei. In geschützten Bereichen des Unterlaufs sind noch Tonhüt-

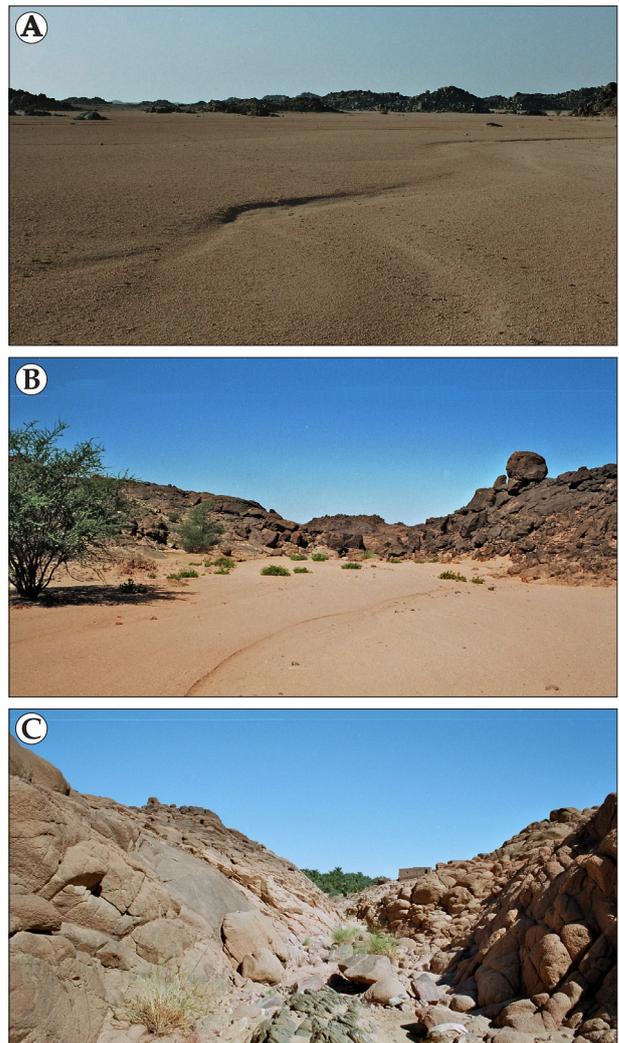


Abb.3-6: Das Wadi El Mazari mit seinen typischen Reliefseinheiten steht stellvertretend für weitere Wadis mit ausgeprägtem Profilknick. A: im Oberlauf auf weiten Wadiflächen zwischen Wollsackformationen, B: im Mittellauf an der Verengung am Übergang zum steilen Felsrinnenabschnitt und C: beim Austritt aus der Rinne Richtung Nil am Übergang zur Kulturterrasse (Fotos: Ritter 2005, 2006).

chen erhalten, die sich im Bereich kleiner Stillwasserstellen aus akkumuliertem Feinmaterial entwickelt haben.

### 3.2.2.2 Wadilängsprofil 6 - Wadi Er Rum

Dieses Wadi mündet beim Dorf Er Rum in den rechten Nil-Arm ( $18^{\circ}59'39''\text{N}$ ,  $32^{\circ}23'56''\text{E}$ ) (Abb. 3-3, 3-4). Da es sich bei diesem Wadi um einen besonderen Standort handelt, soll an dieser Stelle lediglich auf das Längsprofil dieses Wadis eingegangen werden (Abb. 3-7). Die weitere Ansprache der Sedimente wird in Abschnitt 3.2.3.8 ausgeführt.

Das Wadi von Er Rum besteht aus zwei Teilwadis mit 1,6 und 1,1 km Länge. Das längere nördliche Wadi hat seinen Beginn im flachwelligen Bereich des Anstehenden und tritt dann in eine weite Wadifläche ein, die in ihrer Gesamtheit von mehreren Wadis eingenommen wird. Diese Wadifläche liegt quer zur Fließrichtung des Wadis und weist eine Neigung von  $0,2^{\circ}$  auf. Dem weiteren Klufnmuster folgend, verläuft es nun für ca. 320 m in einem 40–60 m breiten Abschnitt zwischen zwei Wollsackformationen, in dem das Gefälle auf  $1,2^{\circ}$  zunimmt, bevor es sich dann in einen abrupten Linksknick nach SW wendet, um wiederum in eine weitgespannte Wadifläche einzutreten. Dieser Bereich weist eine verringerte Neigung von  $0,5^{\circ}$  auf.

Das südliche Teilwadi beginnt im Fußbereich zwischen einigen Wollsackformationen und verläuft der Klüftung folgend zunächst nach SE, um beim Eintritt in eine große Wadifläche dann scharf nach NNW umzubiegen, diese ist zwischen 70 und 100 m breit. Dieses Teilwadi weist einen etwas veränderten Verlauf auf, denn das Hauptgerinne pendelt in großen Schwüngen zwischen den Talflanken und ist nur im unmittelbaren Talweg verwildert. Das Gefälle verläuft über eine Länge von 920 m mit  $0,2^{\circ}$ . Innerhalb der großen Wadifläche schneidet sich die Fließrinne zunehmend tiefer in die Sedimente ein und bildet ausgeprägte Terrassen von bis zu 4,5 m Mächtigkeit aus (Abb. 3-36). Das Wadigefälle ist fast durchgehend

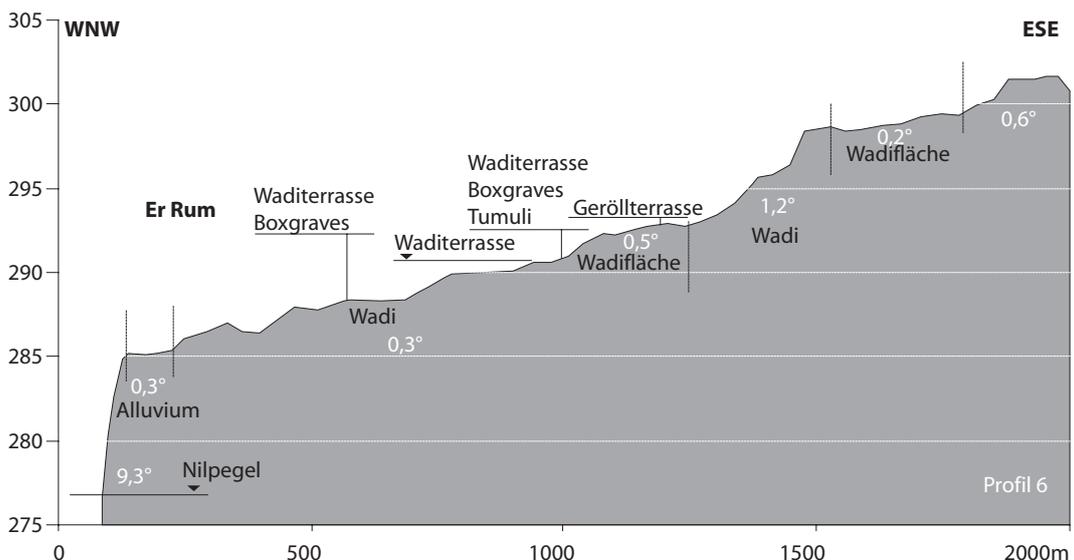


Abb.3-7: Das Wadilängsprofil 6 im Westen von Boni Island nahe des Dorfes Er Rum weist im Gegensatz zu vielen anderen Wadis keinen markanten Gefällswechsel auf, sondern wird an seinem Unterlauf von Terrassen gesäumt (vergl. Abb. 3-3, 3-4).

0,3° und auch der Wadiboden ist ausschließlich mit Lockersedimenten bedeckt, lediglich kurz vor der Mündung ist das Anstehende im Wadiboden sichtbar. Der markante Knick im Wadilängsprofil fehlt bei diesem Wadi. Es befinden sich jedoch in einer vergleichbaren Höhenlage (Abb. 3-14) zu den Längsprofilknicken deutlich ausgeprägte Terrassen. Die Breite des Wadis verringert sich am Unterlauf ebenfalls nicht.

### 3.2.2.3 Zusammenschau der Längsprofile

Alle untersuchten Wadis weisen einen sehr markanten Verlauf des Längsprofils auf. Entgegen der normalen Gefällskurve mit steilem Oberlauf und einer allmählichen Abnahme des Gefälles zur Mündung vollzieht sich am Unterlauf ein entscheidender Wechsel: die Wadis versteilen ihr Gefälle erheblich bis zum Eintritt ins Nil-Tal. Mit der Breite verändert sich ein weiteres entscheidendes Element der Wadiform grundlegend und entgegen der Normalausprägung. Auf den letzten Zehner-Metern verengt sich der Unterlauf auf wenige Meter und wird schluchtenartig.

Der Beginn der Wadis im Oberlauf ist in der Regel schwer zu fassen. Die Entwässerungsbahnen beginnen an Härtlingsrücken oder Felsburgen, die die höchst gelegenen Geländepartien darstellen. Sie überragen die Umgebung um 10 bis 30 Meter. Lediglich der Jebel Boni überragt seine Umgebung um fast 100 m, er stellt damit eine Sondersituation auf der Insel dar, zumal er kein markantes Entwässerungssystem aufweist. Talanfänge kann man in dem Sinne nicht ausmachen. Die Woll sackformationen und Härtlingsrücken fungieren als Wassersammler an deren Fußbereichen das Niederschlagswasser austritt. Durch den Antransport des Verwitterungsmaterials entsteht am Übergang zwischen Anstehendem und dem Lockersediment eine Randfurche, die als Gerinneanfang betrachtet werden kann. Die Wadimittelläufe nehmen in der Regel die höchsten flächigen Geländepartien im Innern Bonis mit weiten Wadiflächen ein. Sie werden lediglich von einzelnen Felsburgen oder Härtlingsrücken überragt. Der episodische Abfluss findet in diesen Wadis in Mäandern und verflochtenen Verläufen auf ganzer Breite statt. Die Spuren der letzten Wadiabkommen sind über mehrere Jahre hinweg zu erkennen. Es zeigt sich also, dass die fluvialen Prozesse klimatisch bedingt sind und aktuell nur in einem ganz eingeschränkten Rahmen auf diesen Oberflächen wirken. Obwohl es jedes Jahr zu einzelnen Niederschlagsereignissen kommt, sind diese räumlich so eng begrenzt, dass die Fleckenhaftigkeit ihres Auftretens weite Bereiche unbeeinflusst lässt. Im Mittellauf weisen die Wadis nur sehr geringe Gefälle auf, die Breite variiert um Werte von 50 bis 100 m. Sie sind mit sandigen Sedimenten (80–90% Sandanteil) verfüllt. Grobe Komponenten fehlen in diesen Bereichen weitgehend. Abschnittsweise zeugen Spuren von einjährigen Gräsern vom sommerlichen Wadiabkommen. Die rezenten Gerinne sind deutlich zu erkennen und formen Kleinterrassen entlang der Mäander. An geschützten Stellen finden sich in temporären Stillwasserbereichen noch feine Tonhäutchen mit Einschlagspuren von Regentropfen.

Der markanteste Wechsel im Längsprofil ereignet sich im Unterlauf der Wadis. Am Ausgang der weiten Wadiflächen verengt sich das Gerinne und wird zu einer teils klammartigen Rinne mit steilem Gefälle (Abb. 3-8). Diese Rinnen, lokal auch als *Khor* bezeichnet, sind in besonderem Maß an tektonische Leitlinien geknüpft und folgen ihnen unter teils abrupten Richtungswechseln. Auf Grund des bedeu-

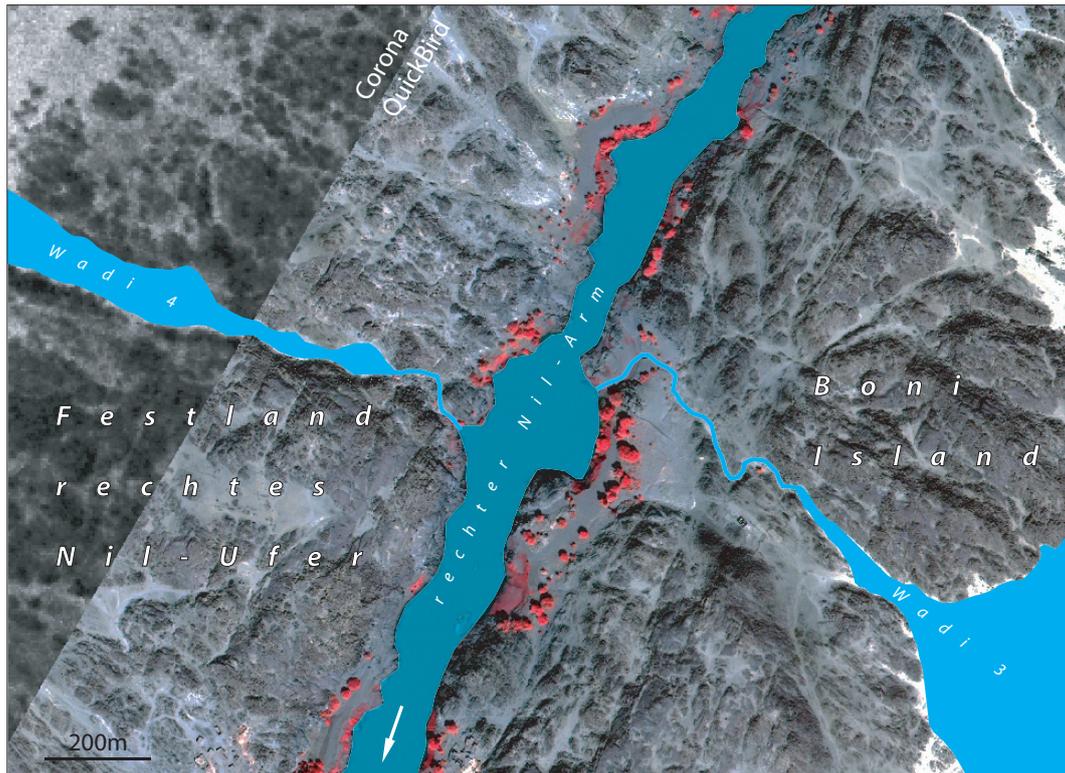


Abb.3-8: Zwei tektonisch angelegte Tributärwadis am rechten Nil-Arm im Westen von Boni Island zeigen in der Aufsicht eine markante Verengung nahe der Mündung. Diese Verengung geht mit einer Versteilung des Längsprofils einher. Diese Beobachtung ist überall im Bereich des Vierten Kataraktes zu machen, es ist somit keine Singularität, sondern eine Regelmäßigkeit in der gesamten Region (Daten: QuickBird- und Corona-Satellitenbilder, eigene Darstellung).

tend höheren Gefälles sind diese Khors meist frei von feinem Sediment. Die nahen Felswände sind poliert und Reste von Gras und Ästen in übermannshohen Positionen zeugen von einer enormen Ablusssdynamik während der seltenen, dann aber konzentrierten Niederschlagsereignisse. Beim Eintritt in die schluffigen Sedimente des Nil-Tales bilden sich oft tiefe Gullys aus, die mehrere Meter tiefe Rinnen ins Ackerland reißen. Statt der Profilknicke treten, gerade bei den Wadis mit den großen Einzugsgebieten (Abb. 3-4, 3-14), am Unterlauf Terrassen auf, die in alte Sedimente eingeschnitten sind. Die Höhenlage dieser Terrassen korrespondiert in der Höhenlage mit der Position der Profilknicke. Es ergeben sich also Hinweise darauf, dass das Niveau der Terrassenflächen als alte Landoberfläche und flächendeckende Verbreitung der Sedimente im Zusammenhang mit der Längsprofiländerung der Wadis steht. Weitere Hinweise, die diesen Zusammenhang untermauern, werden im Folgenden erläutert.

#### 3.2.2.4 Rhizome

In geschützten Geländedepositionen treten Lagen kalkverbackener Wurzelhorizonte auf (Abb. 3-9). Die mehr oder weniger horizontal angeordneten länglichen Gebilde wittern aus der feineren Matrix heraus. Den häufig in mehreren Horizonten auftretenden Inkrustierungen sind dunklere Lagen zwischengeschaltet. Es stellt sich die Frage nach der Herkunft dieser Wurzelhorizonte, die weit oberhalb der

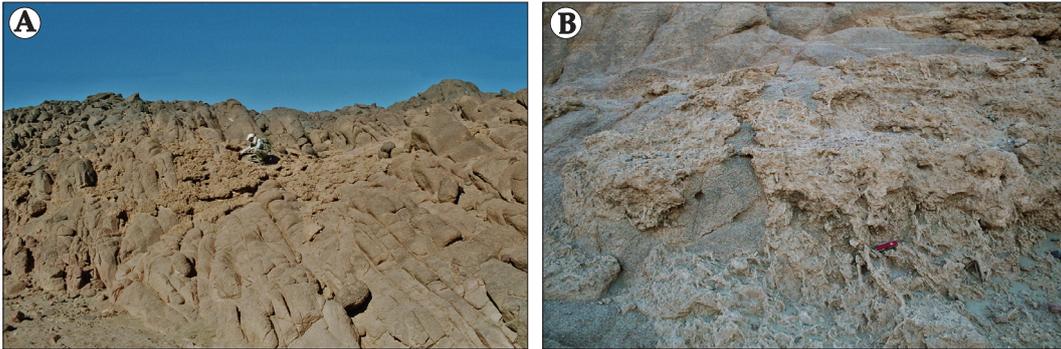


Abb.3-9: Die kalkverbackenen Rhizome sind in geschützten Positionen erhalten und weisen teils eine horizontale Struktur des Sedimentes auf, wohingegen die Wurzelreste keine Ausrichtung besitzen. Bemerkenswert ist das ausschließliche Vorkommen unterhalb der Patinierungsgrenze wie deutlich auf im Bild A: Südlich von En Niberi am Felshang oberhalb eines Wadis zu erkennen ist B: Detailaufnahme der Wurzelpseudomorphosen an einer Granitwand (Fotos: Ritter 2005).

aktuellen Nil-Pegelschwankung liegen. Zudem treten sie nur bis zu einem Höhengniveau von ca. 15–16 m, teils bis 21 m oberhalb des aktuellen Nil-Pegels auf (Abb. 3-14). BUSCHE (1998) beschreibt ähnliche Erscheinungen für die zentrale Sahara ebenso wie PACHUR & ALTMANN (2006) für westnubische Seen. Dort werden sie als Hinweise auf ein vormals sumpfiges Milieu angesprochen. In diesem langsam fließenden bis stagnierenden Bereich erfolgte die Ablagerung schluffig-toniger Sedimente in horizontale Lagerung mit feinklastischer Matrix. In diesem Milieu führte ein mehrfacher Wechsel zwischen Feinmaterialsedimentation, Bodenbildung, Sumpfphasen und Austrocknung zu einer geschichtete Lagerung von kalkigen Horizonten und erhaltenen kalzifizierten Wurzelresten (BUSCHE et al. 2005). Die Konkretionen weisen zudem auf niedrige Niederschläge mit hohen Verdunstungsraten hin (SCHÄFER 2005). Die Beobachtungen auf Boni legen nahe, dass es sich auf Grund der eingemessenen sehr ähnlichen Höhenpositionen dieser Sedimente und der weiten Verbreitung um ein ehemaliges Talniveau gehandelt haben könnte. Die schluffig-tonigen Sedimente, die der Nil in Suspension mit sich führte, wurden in den langsam fließenden oder Stillwasserbereichen entlang der Ufer abgelagert. Die Erhaltungssituation am Rand der Wadis spricht ebenfalls für ein altes Talniveau.

#### 3.2.2.5 Mollusken

Im Wadi El Malfalik und Er Rum wurden Süßwassermollusken gefunden, die freundlicherweise von Nadja Pöllath (LMU München) bestimmt wurden. Es handelt sich um *Lanistes carinatus*, *Pila ovata* und *Lanistes carinatus* (Abb. 3-10). Aktuell existiert *Lanistes carinatus* in nur zeitweise durchströmten Gewässern und kann in feuchtem Sediment überdauern. *Pila ovata* kommt rezent in den Papyrusümpfen Ost-Afrikas, dem Viktoria-See und im Nil vor und kann bei niedrigem Sauerstoffangebot existieren (PACHUR & ALTMANN 2006). Da beide Arten jedoch in Sedimenten gefunden wurden, die 16 m über dem aktuellen Pegel liegen, müssen sie als Vorzeitrelikte eines höheren Nil-Wasserstandes angesehen werden, vorausgesetzt es gab keine tektonische Hebung der Insel. Gleiches gilt für die terrestrisch lebende räuberische Landschnecke *Limicolaria caillaudi*, die im Wadi El Malfalik aus dem Sediment geborgen wurde, in einer Position, 16–17 m über dem Nil-Pegel. Sie

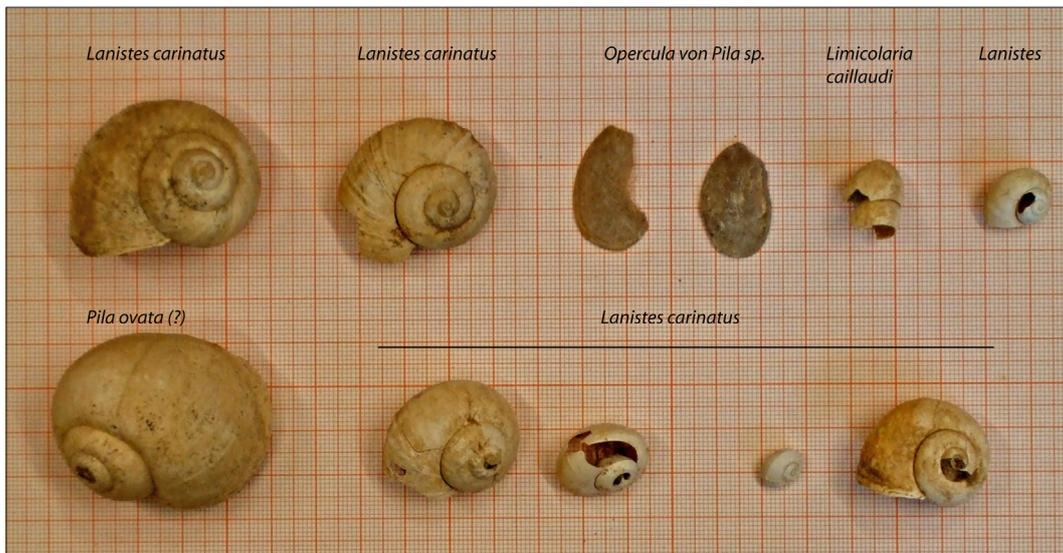


Abb.3-10: Molluskenfunde von Boni Island dienen als Indikatoren für eine lakustrin/palustrines Milieu (bis auf *Limicolaria caillaudi*: terrestrisches Milieu) (Bestimmung: Nadja Pöllath, LMU München, Foto: Ritter 2006).

tritt heute 500 km weiter südlich in Regionen mit Niederschlägen von ca. 500 mm auf (HUCKRIEDE & VENZLAFF 1962). Auf Grund der hydrologischen Gunstsituation entlang des Nil kann eine Übertragung dieser Niederschlagswerte kaum vorgenommen werden (PACHUR & ALTMANN 2006). Im Bereich von Dar el Arab (ca. 30 km stromabwärts von Boni Island) wurden von GABRIEL & WOLF (2008) folgende Mollusken aus Sedimentschichten weit oberhalb der aktuellen Nil-Höchststände gefunden: *Aetherea elliptica*, *Nitia teretiuscula*, *Cleopatra bulimoides*, *Gabiella senaarensis*, *Lanistes carinatus*, *Melanoides tuberculata* und *Pila wernei*. Diese Arten sind ebenfalls Zeiger für langsam fließendes bis stagnierendes Wasser in Seen und Tümpeln (PACHUR & ALTMANN 2006). Es ist demnach zu vermuten, dass ein höher gelegenes Talniveau zur Verbreitung dieser Arten in Geländepositionen geführt hat, die aktuell weit oberhalb der Pegelschwankung des Nil liegen. Die gefundenen Arten geben zudem einen Hinweis auf das Milieu, welches in diesem Niveau geherrscht hat.

### 3.2.2.6 Patinagrenze

Ungestörte Felsoberflächen in Wüstengebieten weisen in der Regel eine dunkel patinierte Oberfläche auf. Die Entstehung und Bildungsdauer ist seit Jahrzehnten Gegenstand der Forschung (BESLER 1979, DORN 1998, LIU & BROECKER 2000, NASH 2011). Zurückzuführen sind diese rötlichen, braunen oder schwarzen Überzüge auf Anreicherungen von oxidiertem Eisen und Mangan. Lange Bildungszeiträume über Jahrtausende hinweg (LIU & BROECKER 2000) und eine ungestörte Oberfläche sind Voraussetzung für deren Entstehung. Äolische Politur dieser Rinden führt zur Ausbildung von glänzenden Wüstenlacken.

Im gesamten Untersuchungsgebiet treten entlang des Nil, aber auch seiner Tributärwadis, helle und patinafreie Felspartien auf (Abb. 3-11). Auffällig ist die Lage dieser unpatinierten Zone. Sie schließt sich in der Höhe oberhalb der in Abschnitt 3.2.2.4 besprochenen Rhizome an und erstreckt sich einige Meter an den Felshängen. Auf weitgehend gleichen Niveau oberhalb davon setzt die Patinierung ein.

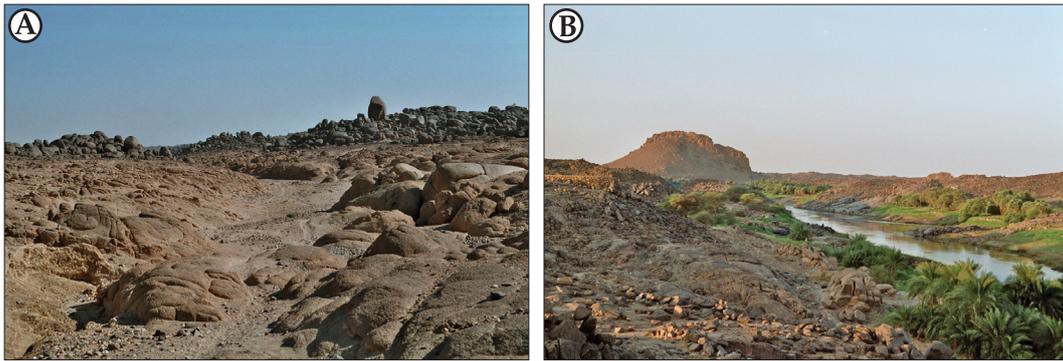


Abb.3-11: Die Grenze zwischen patinierten und nicht patinierten Bereichen lässt sich weiträumig einem ähnlichen Höhengniveau zuordnen. A: südlich von En Niberi, das anstehende Gestein ist stark verwittert bis hin zum Saprolit (linker Bildrand) B: die helle Zone am Felshang zwischen den Orten Khor Rabah und Umm Gedadiya (Fotos: Ritter 2005, 2006).

Diese nicht patinierten Bereiche liegen jedoch weit oberhalb der aktuellen fluvi-alen Aktivitätszone und können somit nicht durch Erosion entstanden sein. Die unpatinierten Felsoberflächen liegen immer in tieferen Geländepositionen als die patinierten Oberflächen. In Taleinschnitten kann die Grenze zwischen patiniert und unpatiniert um wenige Meter nach oben verschoben sein. Das Anstehende ist im Bereich der nicht patinierten Zonen durch eine stärkere Verwitterung gekennzeichnet, die das Gestein bis zum Saprolith verändert hat. Dass es sich bei den unpatinierten tiefer liegenden Felsbereichen um ein weit verbreitetes Phänomen handelt, zeigen die Beobachtungen von GABRIEL & WOLF (2008) im weiter flussabwärtigen Bereich der Insel Amri.

### 3.2.2.7 Geröllterrassen

In den höchsten Geländepositionen sind sowohl auf Boni Island als auch am rechten Nil-Ufer Geröllterrassen zu finden (Abb. 3-12). Ähnliche Beobachtungen finden sich auch für den Bereich von Dar el Arab (GABRIEL & WOLF 2008) und weiter stromauf auf der Insel Mograt (RITTER 2008). Die Gerölllagen liegen einem bis zu mehrere Dezimeter mächtigen Bodenhorizont auf, der seinerseits auf dem anstehenden Basement liegt. Die Gerölle sind in der Regel zwischen 3 und 6 cm im Durchmesser und besonders die überwiegend vertretenen Quarze sind sehr gut gerundet. Sie weisen alle eine mittlere bis starke Patinierung auf. Da sich diese Geröllterrassen in den höchsten Geländepositionen befinden, gehören sie wahrscheinlich zur ältesten Landoberfläche. Die Patinierung spricht zudem für eine lange Stabilität dieser Oberfläche. GABRIEL & WOLF (2008) stellen sie zeitlich ins Spätpleistozän mit kühl-ariden Klimabedingungen, währenddessen der Nil einen geringeren aber gleichmäßigen Abfluss hatte. Diese Schotterlagen sind residuelle Anreicherungen an der Oberfläche mit der Ausbildung eines Wüstenpflasters/Serir. Unter den Geröllen hat sich in allen beobachteten Fällen ein Schaumboden mit gut ausgeprägtem Vesikularhorizont ( $A_v$ ) entwickelt (DUNKERLEY 2011). Diese Schäumeböden sind eine (sub-)rezente Bildung, die sich in ungestörten Oberflächen bereits nach wenigen Niederschlagsereignissen entwickelt. Die eingeschlossenen Luftblasen in diesem Vesikularhorizont vermindern die Infiltration in tiefere Schichten und verstärken den Oberflächenabfluss der seltenen Niederschlagsereignisse.



Abb.3-12: A: Die oft weit ausgedehnten Geröllterrassen, vermutlich spät-pleistozänen Alters liegen in den höchsten Geländepositionen und lagern auf einem bis zu mehrere Dezimeter mächtigen Bodenhorizont. B: Die Gerölle sind sehr gut gerundet und weisen eine ausgeprägte Patinierung auf (Fotos: Ritter 2006, 2005).

### 3.2.2.8 Diskussion der Vermessung

In der zusammenfassenden Darstellung (Abb. 3-14) der Vermessungsarbeiten entlang der 13 DGPS-vermessenen Längsprofile, der dazugehörigen Geländebeobachtung und -aufnahme sowie Satellitenbildauswertung ergibt sich folgendes Bild:

Mit Ausnahme von zwei der vermessenen Tributärwadis weisen alle einen mehr oder weniger markant ausgeprägten Längsprofilknick unmittelbar vor der Mündung in einen der Nil-Arme auf. Diese Versteilung des Längsprofils liegt zwischen 8 und 20 m über dem erfassten Niedrigwasserstand. Dieser relative Bezugspunkt wurde gewählt, da entlang der 12 km langen Insel Boni das Niveau des Pegels am stromabwärtigen Ende im Süden um bis zu 5 m niedriger liegt als im Norden. Einhergehend mit der stark ausgeprägten Gefällszunahme der Tributärwadis ist eine Verengung in deren Querschnitten zu beobachten. Die letzte Gefällstrecke ist stets zu einer wenige Meter breiten tief eingeschnittenen Rinne verengt. Auf Grund des zwar episodischen, dann jedoch sehr konzentrierten Abflusses besteht die Rinnensohle aus anstehendem Fels oder groben Blöcken im Meterbereich. Die Felsoberflächen sind in der Regel poliert und Feinsedimente fehlen weitgehend.

Das Niveau der Wadis oberhalb des Profilknicke entspricht somit dem einer vorzeitlichen Landoberfläche (Abb. 3-13). Das Nil-Tal war zu diesem Zeitpunkt demnach nicht so tief eingeschnitten sondern mit Sedimenten verfüllt. Reste dieser Sedimentverfüllung sind beispielsweise im Wadi Er Rum noch als Terrassenkörper erhalten. Die DGPS-Vermessung der Profilknicke und der Terrassenniveaus korrespondieren in ihrer Höhenlage relativ zum Nil, was den Schluss auf eine großräumige Sedimentverfüllung stützt. Die Verbreitung von Rhizomresten innerhalb der Wadis weist ebenfalls auf eine vorzeitige Wadifüllung hin. Eine auffällige Parallelität stellt das Höhenniveau der Profilknicke und das höchst gelegene Auftreten der kalkverbackenen Rhizome dar. Diese Zusammensetzung der Rhizome ist den Sedimenten, die die Terrassen aufbauen, in ihren Eigenschaften sehr ähnlich, denn auch hier handelt es sich um schluffig-tonige Lagen, mit zahlreichen kalkverbackenen Wurzelresten. Daraus lässt sich im Weiteren ableiten, dass es sich bei der Sedimentation um ein lakustrin-palustrines Milieu gehandelt haben muss, da es sich um feinklastisches Material mit hohem Schluff- und Tongehalten handelt, die nur in sehr langsam fließenden oder stehenden Gewässern zur Ablagerung

kommen. Das Phänomen der kalkigen Rhizome stützt diese Annahme, da derartige Bildungen als typische Erscheinung für schilfbestandene Flachwasserbereiche gelten.

Einen zusätzlichen Hinweis auf eine Sedimentbedeckung gibt die weite Verbreitung von nicht patinierten Bereichen entlang des Nil-Tals und zahlreicher Seitenwadis. Die relativ starke Verwitterung des Anstehenden im nicht patinierten Bereich weist zudem nicht auf eine bloße Sedimentbedeckung, sondern auch auf einen höheren Bodenfeuchtegehalt hin, der die chemische Verwitterung förderte. Die in weiten Teilen zu beobachtende starke Verwitterung des Anstehenden bis hin zum Saprolith legt diesen Schluss nahe. Die Höhenlage der Grenze zwischen nicht patiniertem und patiniertem Bereich korrespondiert weitgehend mit den vorgenannten Erscheinungen.

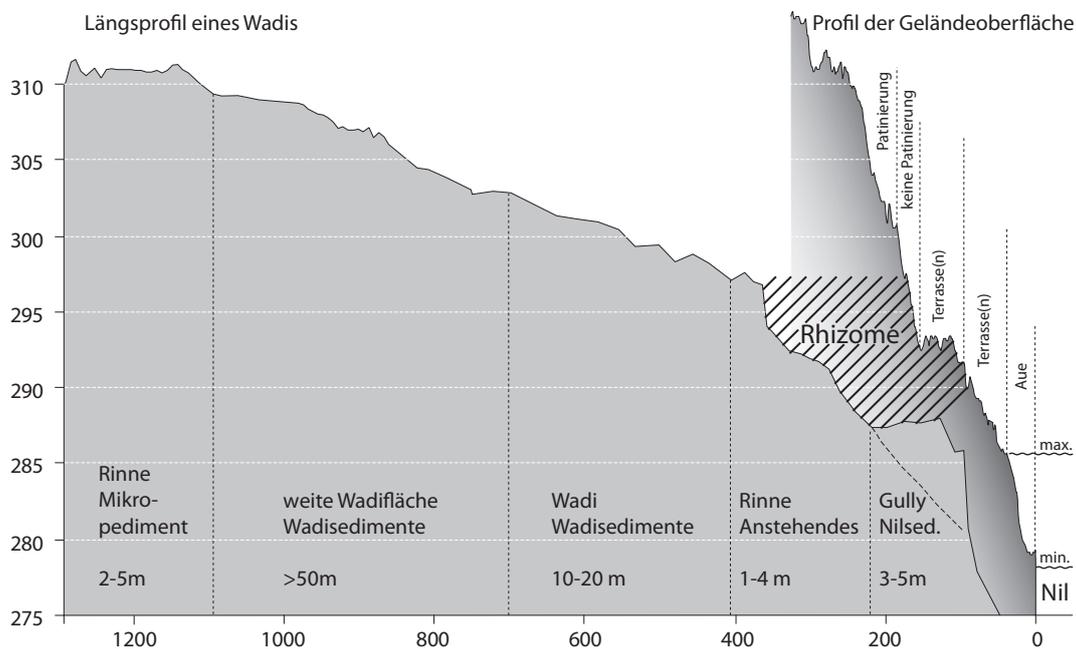


Abb. 3-13: Gegenüberstellung eines Wadilängsprofils (Profil 1, El Mazari) und eines Geländeprofiles am Nil-Ufer lediglich 300 m stromabwärts am rechten Nil-Arm (eigene Darstellung).

Durch eine Änderung im Abfluss- und somit auch im Erosionsverhalten des Vorfluters, des Nil, schnitt sich dieser in die eigenen Sedimente ein und legte auf diese Weise die lokale Erosionsbasis tiefer. Die Seitenwadis folgten diesem Trend zur Eintiefung und begannen, sich auf das neue tiefere Niveau einzustellen. Das Resultat ist eine verstärkte rückschreitende Erosion in den Seitenwadis, die unter den rezenten klimatischen Bedingungen nur noch wenig wirksam ist. Dieser Prozess führte zur Entstehung von *hängenden Wadis* als Zeugen einer alten Landoberfläche. Die unterschiedliche Ausbildung des präexistente Reliefs führt ihrerseits zur Entstehung großer Waditerrassen, wie im Fall des Wadi Er Rum. Die flächige Erhaltung der Terrassenkörper lässt sich mit der Größe dieser vorzeitigen Wadianlage als Sedimentationsraum erklären, die durch nachfolgende Erosionsprozesse bisher noch nicht wieder umfassend ausgeräumt wurden.

Als Impuls dieses Entstehungsprozesses müssen mehrere Faktoren in Betracht gezogen werden. Die ursprüngliche prä-existente Talanlage geht auf die Hebung des

Bayuda-Schildes (PFLAUMBAUM 1987) einerseits und die Krustenbewegung entlang der Nubischen Schwelle (STERN & ABDELSALAM 1996, THURMOND et al. 2004) andererseits zurück. Eine tektonische Ursache für die Wiedereinschneidung ist eher unwahrscheinlich, da das gesamte Untersuchungsgebiet auf Grund der Lage innerhalb des weitgehend stabilen Bayuda-Terran (Abb. 1-4) nur sehr langsamen Krustenbewegungen ausgesetzt ist.

Der Impuls zur Eintiefung des Nil hatte folglich hydrologisch-klimatische Ursachen. Zunehmende Vegetationsbedeckung und damit verringerte Sedimentbereitstellung im Einzugsgebiet des Blauen Nil im Früh-Holozän führte zu einer Reduzierung des Belastungsverhältnisses des Nil und somit zu einem verstärkten Einschneiden in die zuvor abgelagerten Sedimente (vergl. WILLIAMS & ADAMSON 1980, WOODWARD et al. 2001). In Folge der Tieferlegung der Erosionsbasis schnitten sich die Seitenwadis entlang tektonisch vorgezeichneter kleinerer Schwäche-zonen ein und bildeten die schmalen Rinnen mit ausgeprägtem Profilknick, oder sie räumten die zuvor abgelagerten Sedimente in den alten Talanlagen aus und formten die Terrassen. Es stellt sich nun die Frage, in wieweit lokale klimatische Impulse das Einschneiden der Tributärwadis steuerten. Die aktuellen über Mittelwerte dargestellten klimatischen hyperariden Bedingungen mit ca. 20 mm Jahresniederschlag (Abb. 2-11) können keinen Hinweis auf solche Einschneidungs-

Wadilängsprofil (ggf. mit Name)	Einzugsgebiet [km <sup>2</sup> ]	Maximale Länge [km]	Profilknick [m über Pegel]	Rhizome [m über Pegel]	Terrasse [m über Pegel]	Patina-grenze
1 Wadi El Mazari	0,76	1,95	18,8	15,2–17,8	–	15,2
2	1,23	1,92	18,1	–	–	16,8
3	0,41	1,11	20,1	–	–	17,8
4	0,57	1,25	17,0	–	–	16,4–17,3
5 Shimit Garib	0,17	1,46	12,7	–	–	–
6 Wadi Er Rum	1,13	2,27	–	14,2	15,9	15,9
7	0,68	1,57	19,7	13,8	–	18,9
8	0,35	1,23	~20 <sup>a</sup>	–	–	–
9 El Karan	0,83	1,65	16,1	–	–	–
10 Wadi Abu Seha	3,44	3,95	8,2 <sup>b</sup>	12,6	–	–
11 Wadi El Malfalik (Wadi Abu Seha)	W: 0,53 <sup>c</sup> (W: 1,08) <sup>e</sup> (W: 3,44) <sup>f</sup> E: 0,48 <sup>d</sup>	1,55 (2,24) (3,95) 1,12	9,6 <sup>b</sup>  –	12,6–14,8  14,2–16,0 16,0–17,0 <sup>i</sup>	–  –	–  –
(Khor El Kir) (Wadi Abu Hagar)	(E: 0,88) <sup>g</sup> (S: 0,87) <sup>h</sup>	(1,82) (1,66)				
12 Khor Ras Boni	0,32	0,95	20,1	15,5–21,0	–	30,6
13 Khor Hugab	3,44	2,78	23,1	14,7–15,1 (32–36)	17,9–21,9	–

Erklärung: Pegel entspricht weitgehend dem Minimalwasserstand, <sup>a</sup> Pegel nicht gemessen, <sup>b</sup> rezente Nil-Terrasse, <sup>c</sup> Entwässerung nach Westen, <sup>d</sup> Entwässerung nach Osten, <sup>e</sup> Teilwadi, <sup>f</sup> entspr. Wadi Abu Seha, <sup>g</sup> entspr. Teilwadi: Khor el Kir, <sup>h</sup> Entwässerung nach Süden, <sup>i</sup> Mollusken, *kursive Angaben stehen für Teileinzugsgebiete*

Abb.3-14: Übersicht über die DGPS-Vermessung von 13 Wadilängsprofilen und Kartierung der Einzugsgebiete auf Boni Island mit Angabe von Profilknicke (vergl. auch Abb. 3-4).

prozesse geben. Es muss vielmehr angenommen werden, dass solche extremen Einzelereignisse in ihrer Summe zu diesem Einschneiden geführt haben, wie sie auch von PFLAUMBAUM (1987) am Wadi Abu Dom (vergl. Abschn. 1.6.5) beschrieben werden. Der hohe Sand- und Feinkiesgehalt spricht ebenfalls für intensive Einzelereignisse. Die kurzen Distanzen auf Boni Island und die weit verbreiteten nackten Felsoberflächen führen zu einem direkten Abfluss der Niederschläge, der weitgehend ohne Zwischenspeicherung verläuft. Die häufig im Oberboden auftretenden Vesikularhorizonte verhindern eine Infiltration des Niederschlages und führen ebenfalls zu einer Erhöhung des Abflusses. Das Resultat sind schnelle nahezu vollständige Oberflächenabflüsse, die auf Grund der kurzen Gerinnebetten und geringer Infiltration eine hochwasserartige Ausprägung erfahren. Sie führen zu einer kurzen intensiven fluvialen Dynamik in den Wadis und Khors, die dort entsprechend stark morphologisch wirksam wird.

### 3.2.3 Sedimentuntersuchungen an ausgewählten Standorten

Im folgenden Abschnitt werden die Standorte angesprochen, an denen Profilaufnahmen, Grabungen und Bohrungen durchgeführt wurden. Dabei werden diese Standorte zunächst in ihrer Lage in der aktuellen Landschaft eingeordnet, um dann durch ausführliche Ansprache der Sedimente auf das Milieu und die Prozesse während und auch nach der Sedimentation einzugehen. Eine zusammenfassende Betrachtung dieser Standorte wird in Abschnitt 3.2.3.9 vorgenommen.

#### 3.2.3.1 Charakterisierung der Sedimenttypen im Untersuchungsgebiet.

Eine Trennung zwischen rezenten Nil- und Wadisedimenten ist im Untersuchungsgebiet auf Grund ihrer Charakteristika und Lage relativ gut möglich, selbst wenn in den Mündungsbereichen der Wadis eine Verzahnung beider Sedimenttypen auftritt. Schwieriger gestaltet sich hingegen die eindeutige Zuordnung bei den älteren Sedimenten der Terrassen, da diese Sedimente in ihren Ausprägungen vielfältiger sind. Es ist somit von grundlegender Bedeutung, dass für eine Rekonstruktion der Sedimentationsprozesse und -phasen, Stratigraphie, Vorkommen, Mächtigkeit und Altersdatierungen zunächst einzeln und im Anschluss in der Zusammenschau aller Standorte betrachtet werden.

Die *rezenten Sedimente des Nil* werden zum überwiegenden Anteil aus Schluffen und Feinsanden aufgebaut, die überwiegend ihren Ursprung im Hochland von Äthiopien haben und durch Blauen Nil und Atbara dem Gesamtsystem zugeführt werden (s. Kap. 1.5.5). Mittel- und Grobsandanteile sind in Bezug auf die Häufigkeit ihres Auftretens von untergeordneter Bedeutung (HURST 1952, GARZANTI et al. 2006). Diese Sedimente bauen in den tiefsten Geländepositionen die Auensedimente auf, die die Grundlage der sog. *Kulturterrasse* bilden. Die Mächtigkeit dieser Sedimente erreicht in einigen Bereichen 6–8 m (PFLAUMBAUM 1987). Sie sind grau gefärbt, sehr schwach humos und weisen sehr geringe Karbonatgehalte auf. Der Tonanteil dieser (sub-)rezenten Sedimente kann 30% und mehr betragen.

Die *älteren Nil-Sedimente* schließen sich seitlich an die Ablagerungen der Kulturterrasse der früh- bis mittelholozänen Schichten der Girra-Formation an. Sie weisen eine ähnliche Korngrößenzusammensetzung wie die rezenten Sedimente auf, unterscheiden sich jedoch von diesen durch einen höheren Karbonatanteil. Die Girra-Formation überragt nur wenige Meter das Niveau der Kulturterrasse. Die

Schichten der ältesten dieser drei Akkumulationsphasen, die Goshabi-Formation, sind entlang des Nil häufiger verbreitet als die der Girra-Formation. Sie weisen eine deutlich gröbere Körnung auf und besitzen einen höheren Karbonatanteil, der im Gegensatz zu den rezenten Nil-Sedimenten nicht fein verteilt, sondern in nodularen Konkretionen auftritt. Die Goshabi-Formation überragt die Kulturterrasse um durchschnittlich 5 m (MARKS et al. 1968, PLAUMBAUM 1987).

Das Ausgangsmaterial für die *Wadisedimente* als drittem Sedimenttyp wird durch den weitflächig anstehenden und verwitternden Granit gebildet (Abb. 1-5, 3-6A). Große Teile der Insel sind von einem Inselbergrelief bestimmt, das unter feucht-tropischen Bedingungen angelegt und nach Exhumierung der Blöcke Wollsäcke, Felsburgen und Blockhalden bildet. Die tiefgreifende Gefügelockerung (bis 12 m Tiefe, PORROVSKII 1996) verursacht eine Schwächung des Mineralverbandes, so dass Gesteinsoberflächen, wo sie nicht durch Krusten geschützt sind, durch Abgrusung aufgelöst werden. Es treten in vielen Bereichen Boni Islands Tafoni auf, die rezent auch weitergebildet werden und somit durch die Schattenverwitterung weiteres Verwitterungsmaterial bereitstellen. Ein erheblicher Anteil der Wadisedimente wird aus diesem Gesteinszersatz gebildet, der auf Grund der kurzen Transportdistanzen kaum zugerundet wird. Die Wadisedimente sind zudem bedeutend gröber als die Nil-Sedimente und sind meist sandig bis feinkiesig. Grobe Komponenten stammen aus verwitternden Gängen und Quarzadern, da sie zu größeren Klasten zerfallen. Feinere Komponenten werden einerseits von den Nil-Ufern äolisch eingeweht, wobei es sich dabei meist um Schluff handelt. Andererseits werden beim Granitzersatz Tonminerale gebildet, die die Fraktion der feinsten Korngrößen bilden. Die Lagerungsverhältnisse der Wadisedimente spiegeln durch ihre meist horizontale Abfolge vieler dünner und gradiertes Lagen ein Ablagerungsmilieu wider, welches durch viele Einzelereignisse (meist schichtflutartige Spülprozesse) mit abnehmender Transportkraft gekennzeichnet ist.

### 3.2.3.2 Standort 26: am Fundplatz S04/57

Im nördlichsten Bereich von Boni Island liegt nahe der Siedlung En Niberi der archäologische Fundplatz S04/57 (19°01'43"N, 32°26'07"E) (Abb. 3-3). Dabei handelt es sich um eine spät-christliche viereckige Steinstruktur (PETRICK 2012, WOTZKA et al. 2012). In einer Höhe von ca. 14 m oberhalb des Nil liegt dieser Siedlungsplatz auf den Resten einer alten Nil-Terrasse. Geschützt zwischen Wollsackformationen konnte sich im kleingekammerten Relief ein mächtiges Sedimentpaket erhalten. In der geomorphologischen Karte (Abb. 3-16) ist die Lage dieser Terrasse und die Position des Fundplatzes zu entnehmen. Zudem bildet dieser Terrassenrest auf Grund der relativ ebenen Oberfläche eine in diesem Umfeld rare Gunstsituation. In einer relativ sicheren Sattellage zwischen zwei Wadis ist sie zudem vor deren gelegentliche Abkommen geschützt. Obwohl das größere der beiden Wadis mit 0,38 km<sup>2</sup> (Abb. 3-4) zu den kleinen Einzugsgebieten gehört, führt der saisonal bis episodische Abfluss zu größeren Schäden an den unterhalb gelegenen Ackerterrassen (pers. Auskunft: Idriz, benachbarter Gehöftbesitzer).

Wenige Meter neben dem Fundplatz S04/57 wurden zwei Aufschlussgrabungen angelegt (Abb. 3-17, 3-18, 3-19), um diese im Anschluss zu einem Gesamtprofil zusammenzusetzen. Dieses Profil weist eine starke Gliederung auf, die auf eine Mehrphasigkeit von Akkumulations-, Stabilitäts- und Erosionsphasen hinweist.

Die tiefsten Lagen des unteren Profilverteils sind gekennzeichnet von sandigen Straten (über 90% Sandanteil), die eine gut erkennbare horizontale Schichtung aufweist. Die Probe in 230 cm Tiefe (S06\_055) entspricht vom granulometrischen Sandtyp einem inaktiven Kammsand am Übergang zu einem Barchansand. Er ist einem rein äolischen Ablagerungsmilieu zuzuordnen. Unterbrochen wird diese Lage in 200 cm Tiefe durch eine grobklastische Lage aus schlecht sortierten und kaum gerundeten, teils patinierten Geröllen. Diese Schicht zeichnet eine mögliche Erosionsdiskordanz eines singulären Wadiabkommens aus dem unmittelbaren Umfeld nach.



Abb.3-15: Der spät-christliche Fundplatz S04/57 nahe der Siedlung En Niberi liegt auf alten Nil-Terrassensedimenten (Standort 26) und ist von Wollsackformationen eingerahmt. Blickrichtung: E (Foto: Ritter 2005).

Ein weiterer lokaler jedoch schwächerer Eintrag ist durch kleine gradierte Rinnenfüllungen kurz unterhalb der Diskordanz zu erkennen. Die Sande bei 170 cm (S06\_056) und 150 cm (S06\_057) sind inaktive Kammsande und sind beide mesokurtisch, was ein Indiz für ein langes Verbleiben des Sandes im äolischen System ist. Es handelt sich also um eine stark ausgeprägte äolische Phase, die von wenigen kurzen lokalen Einzelereignissen unterbrochen wurde. Möglicherweise sind die Sandquellen jenseits des Nil zu suchen, da der Sand keine fluviale Vorsortierung aufweist und nächsten Sandquellen in der nördlich gelegenen Nubischen Wüste zu finden sind. Man könnte demnach annehmen, dass der Nil-Arm zeitweise trocken gefallen sein könnte.

Das sich darüber anschließende Sedimentpaket ist viel stärker gegliedert. Zahlreiche Linsen und Bänder mit gradierter Schichtung zeigen eine wechselnd intensive fluviale Ablagerung mit abnehmender Transportkraft hin. Ablagerungsbedingungen haben sich im Lauf der Zeit verändert, woraus geschlossen werden kann, dass sich die lokale Komponente der Sedimenteintrags verstärkte. Die Ablagerungsbedingungen haben sich zu einem unregelmäßigen und intensiveren Geschehen mit starker lokaler Komponente entwickelt. Die Kornsummenhäufigkeitsverteilungen der Proben S06\_058 und S06\_059 sind ebenfalls eindeutig als rein fluvial ohne äolische Überarbeitung anzusprechen. Die Zeitstellung der Rhizomentstehung ist schwierig, da auf Grund der Durchwurzelungstiefe auch Straten betroffen sein können, die zu ihrem Ablagerungszeitpunkt vegetationsfrei waren. Über dieser Schicht befindet sich in 85 cm Tiefe wiederum ein inaktiver Kammsand, in dem während einer anschließenden Stabilitätsphase eine beginnender Bodenbildung die ansteigenden Leitfähigkeitswerte der Probe S06\_060 durch aszendenten Wasseranstieg, den erhöhten Humusgehalt und abnehmenden pH-Wert erklären könnte (Abb. 3-17C). Ab einer Tiefe von 60 cm unter Geländeoberfläche ergibt sich grundlegender Sedimentationswechsel zu einem wieder stärker vom Nil geprägten Ablagerungsmilieu, getrennt durch eine durchgehende unverfestigte Gruslage, die

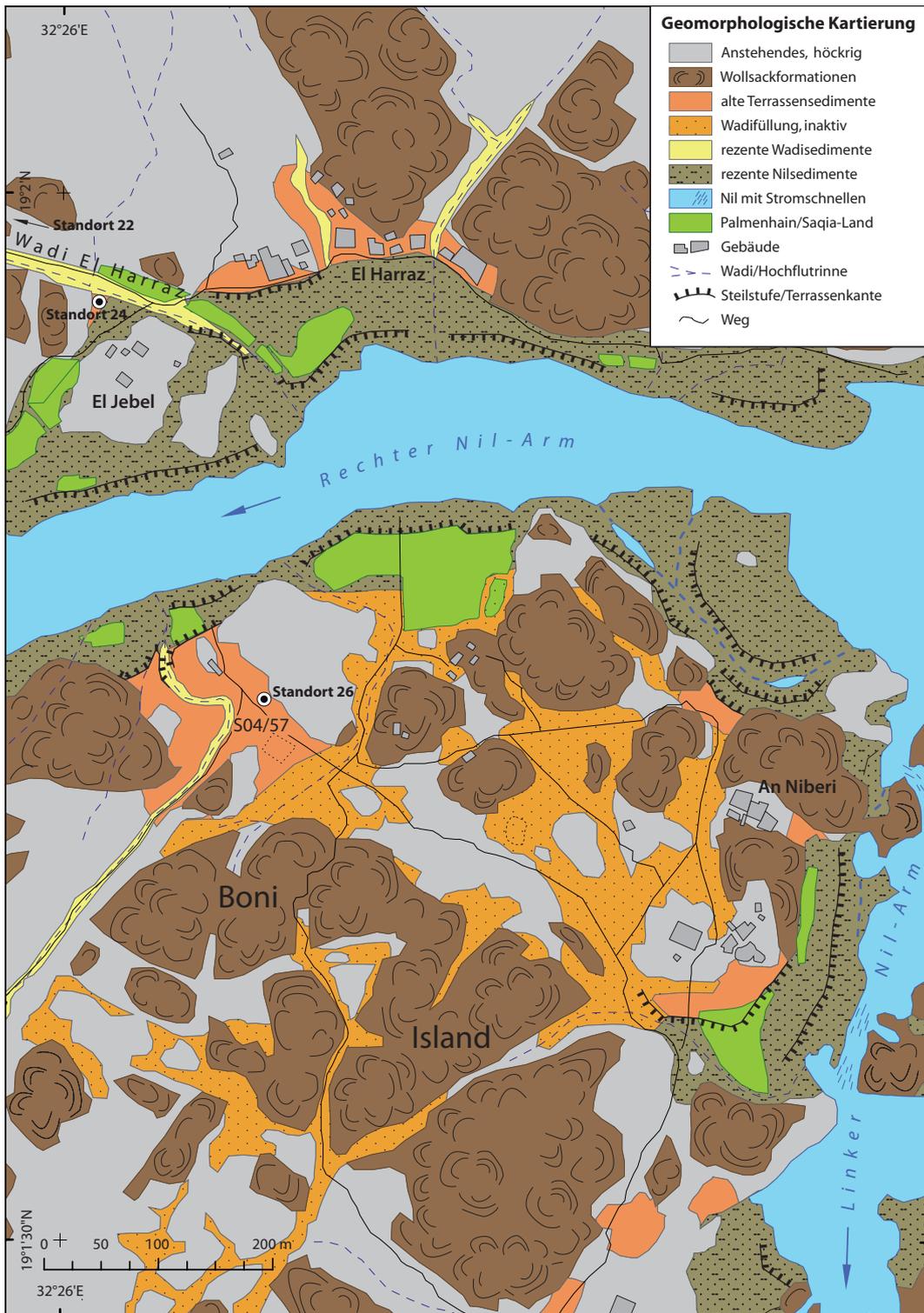


Abb.3-16: Geomorphologische Kartierung des kleingekammerten Reliefs der Nordspitze von Boni Island. Der spät-christliche Fundplatz S04/57 liegt geschützt zwischen Wollsackformationen und wird durch zwei kleinere Wadis nur randlich angeschnitten. Die höhergelegene weitgehend ebene Position, die leichte Grabbarkeit des Untergrundes und die Sattelposition zwischen den zwei Wadis bilden eine Gunstsituation in dieser stark reliefierten kleingekammerten Umgebung (eigene Kartierung auf QuickBird-Satellitenbild-Basis, eigene Geländedaten).

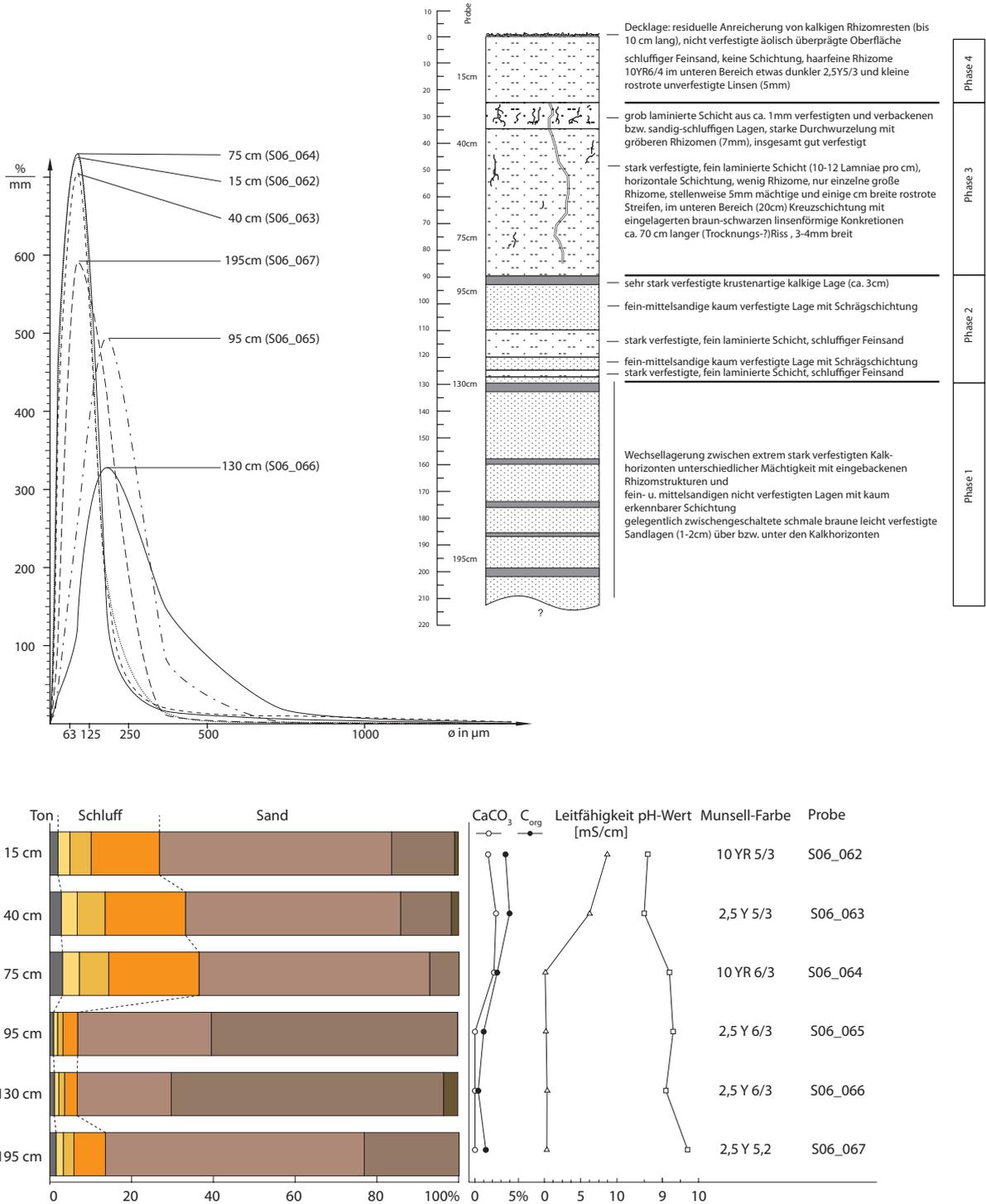


Abb.3-17: Standort 26 (oberer Profilteil).

A: Profilsprache mit Beschreibung der Straten.

B: Analyse der Kornsummenhäufigkeitsverteilung.

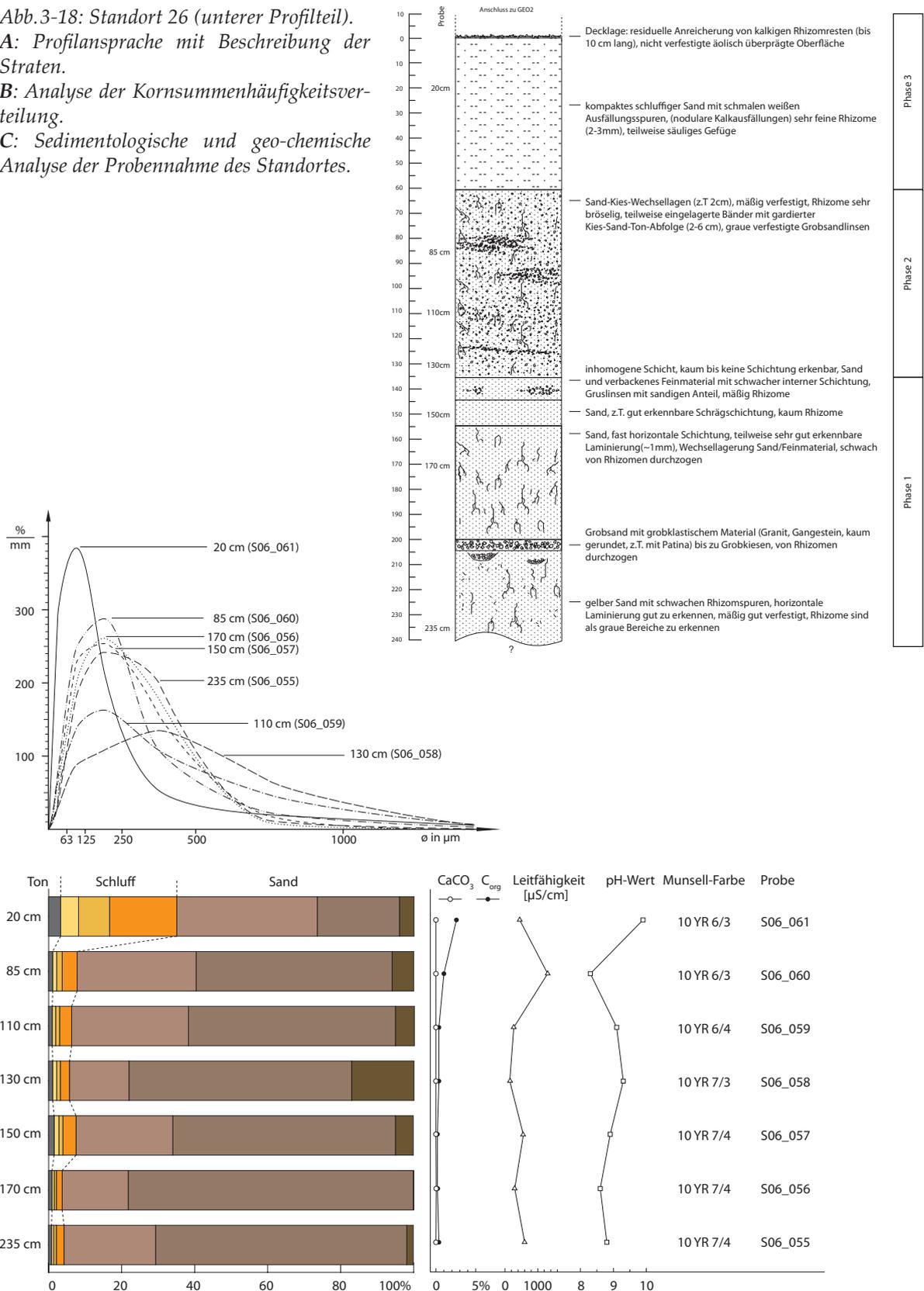
C: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Probenahme des Standortes.

Abb.3-18: Standort 26 (unterer Profiltteil).

A: Profilsprache mit Beschreibung der Straten.

B: Analyse der Kornsummenhäufigkeitsverteilung.

C: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Probennahme des Standortes.



durchaus als Deflationspflaster angesprochen werden kann. Der Schluffanteil steigt auf 35% und inklusive Feinsand auf 74%, was den rezenten Nil-Sedimenten entspricht. Diese Stillwassersedimente sind sehr kompakt und weisen eine schwache horizontale Lagerung auf. Trotz seines fluvialen Ursprungs weist dieses Sedimentpaket eine äolische Überprägung auf, was das Maximum der Kornsummenhäufigkeitskurve belegt. Haarfeine sekundäre Kalkbänder und kleine Nodule durchziehen das Sediment. Die Oberfläche wird durch residuelle Anreicherung von Rhizomen gebildet, die aus einer höheren Gelände-deposition stammen. Es handelt sich um ein wechselndes Ablagerungsmilieu mit einer fluvialen Ablagerungs- und einer äolischen Überprägungsphase, wobei der fluviale Anteil überwiegt, da der Grad der äolischen Kornsortierung sonst höher und der Schluffanteil geringer wäre.

Im anschließenden oberen Teilprofil weist die basale Lage (200 cm unter Geländeoberkante) eine noch stärkere äolische Überarbeitung der Flusssedimente auf. Die Probe S06\_067 aus 195 cm Tiefe entspricht dem granulometrischen Sandtyp eines jungen Dünen-sands, der sich aus einem äolischen Terrassensand entwickelt hat. Es fand somit eine Intensivierung des äolischen Systems statt. Ein grundlegender Wechsel erfolgt ab einer Tiefe von ca. 200 cm, in der die erste von mehreren betonhart zementierten Kalkbänken unterschiedlicher Mächtigkeit (2–7 cm) folgt. Zwischengeschaltet sind sandige Lagen (bis 93% Sand). Diese Sandlagen (Proben S06\_066 und S06\_067) dokumentieren äolische Sedimentationsphasen, denn beide Proben entsprechen inaktiven Kammsanden mit einem nur leicht erhöhten Schluffgehalt. Die Entstehung dieser Kalkkrusten könnte folgendermaßen erklärt werden: Durch eine Überspülung wurde feinklastisches Sediment in Stillwasserbereiche abgelagert, in denen es dann zur Ausbildung eines Schilfbestandes kam. Beim Verfaulen der Wurzeln entstanden pedogene Kalkkrusten, die sich nach dem Austrocknen verfestigten. Ein weiteres Indiz für bodenbildende Prozesse sind die dünnen (<5 mm) bräunlichen Bänder unterhalb der Kalkkruste. Ein solches Milieu wird von BUSCHE (2008) an den Paläoseen der zentralen Sahara beschrieben und von PACHUR & ALTMANN (2006) für die westnubischen Paläoseen diskutiert. Letztere verweisen zudem auf die Existenz von Algenmatten, die zur lagigen Karbonatanreicherung führen können.

In diesem Bereich findet ein mehrfacher Wechsel zwischen einem äolischen geprägten Milieu mit zwischengeschalteten Phasen der Überflutung und Sumpfbil-



Abb.3-19: Standort 26: Profil beim Fundplatz S04/57 unterer Teil zeigt den Übergang zwischen den relativ homogenen (Mittel-)Sandlagen zum darüberliegenden schluffreichen Sediment (Foto: Ritter 2005).

dung statt. Es folgt eine 40 cm mächtige Übergangszone, in der ein Wechsel zwischen äolischen Prozessen, fluvialen Ablagerungen und pedogener Bodenbildung in einem sumpfigen Milieu auftritt. Oberhalb einer Tiefe von 95 cm folgt ein relativ homogenes Schichtpaket fein laminiertes horizontaler schluffreicher Lagen. Es sind äolische Terrassensande, die zunächst fluvial abgelagert wurden, dann jedoch noch eine deutliche äolische Überprägung erfahren haben. Rostrote Streifen und Konkretionen, sowie schwarz-braune Konkretionen können als ein Anzeichen für bodenbildende Prozesse unter sowohl oxidierenden als auch reduzierenden Bedingungen gesehen werden und zeigen eine Fluktuation des Bodenwassers an. In dieser Schicht nimmt die Leitfähigkeit zu und der pH-Wert ab. Auch der Anteil an organischem Kohlenstoff ist hier merklich höher. In diesem Bereich scheint also eine kontinuierlich langsame Sedimentation vor allem unter Stillwasserbedingungen stattgefunden zu haben, die aber durch Austrocknung immer wieder unterbrochen war.

Nach oben wird diese Schicht durch eine grob laminierte und relativ gut verfestigte Schicht mit starken Durchwurzelungsspuren abgelöst. Die Leitfähigkeit nimmt hier sehr stark zu (8420  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), was ein Zeichen für starke Oberflächenverdunstung des ascendenten Bodenwasser und Salzanreicherung ist. Eine Rötung des oberen Teils stützt zudem das Auftreten von bodenbildenden Prozesse.

### 3.2.3.3 Standort 22: Wadi El Harraz West und Standort 24: Wadi El Harraz Ost

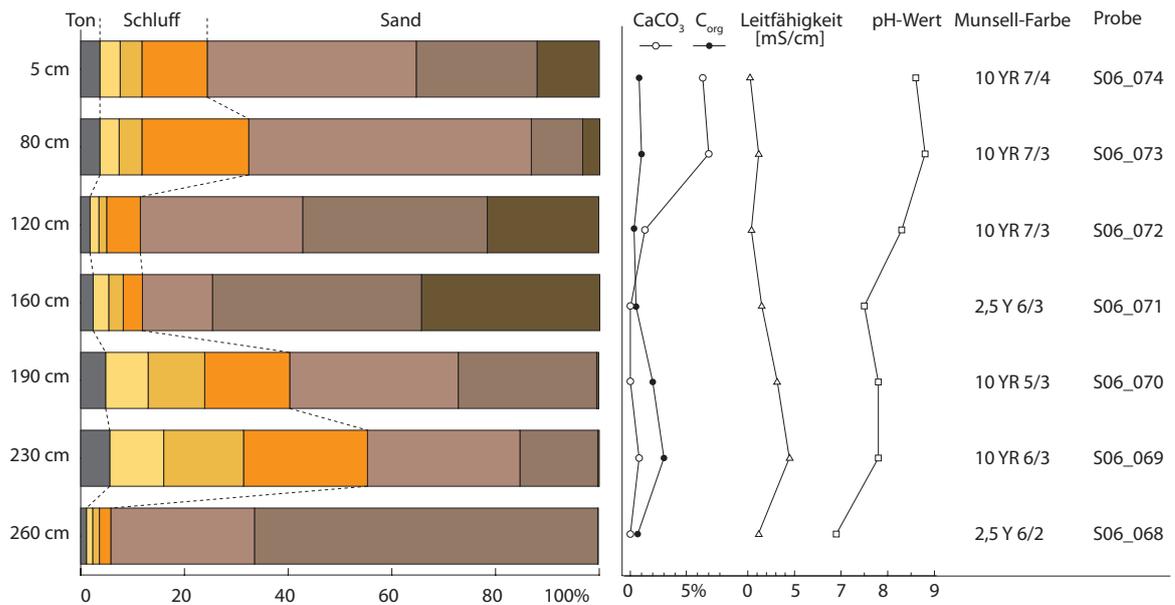
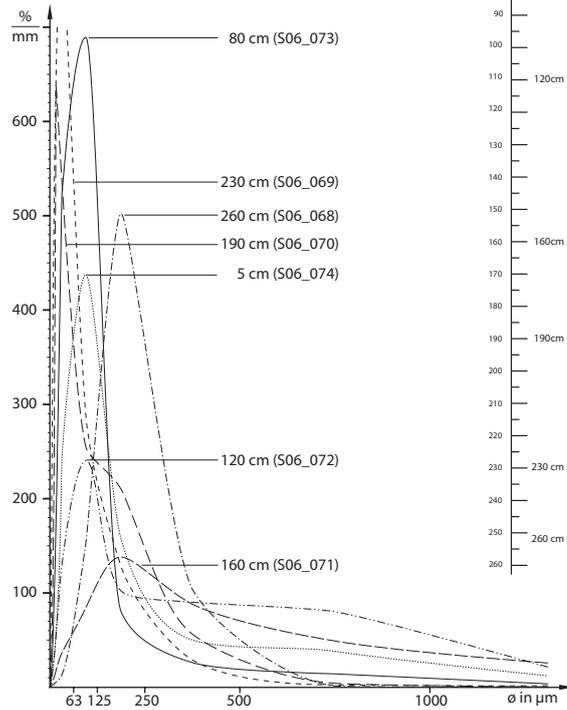
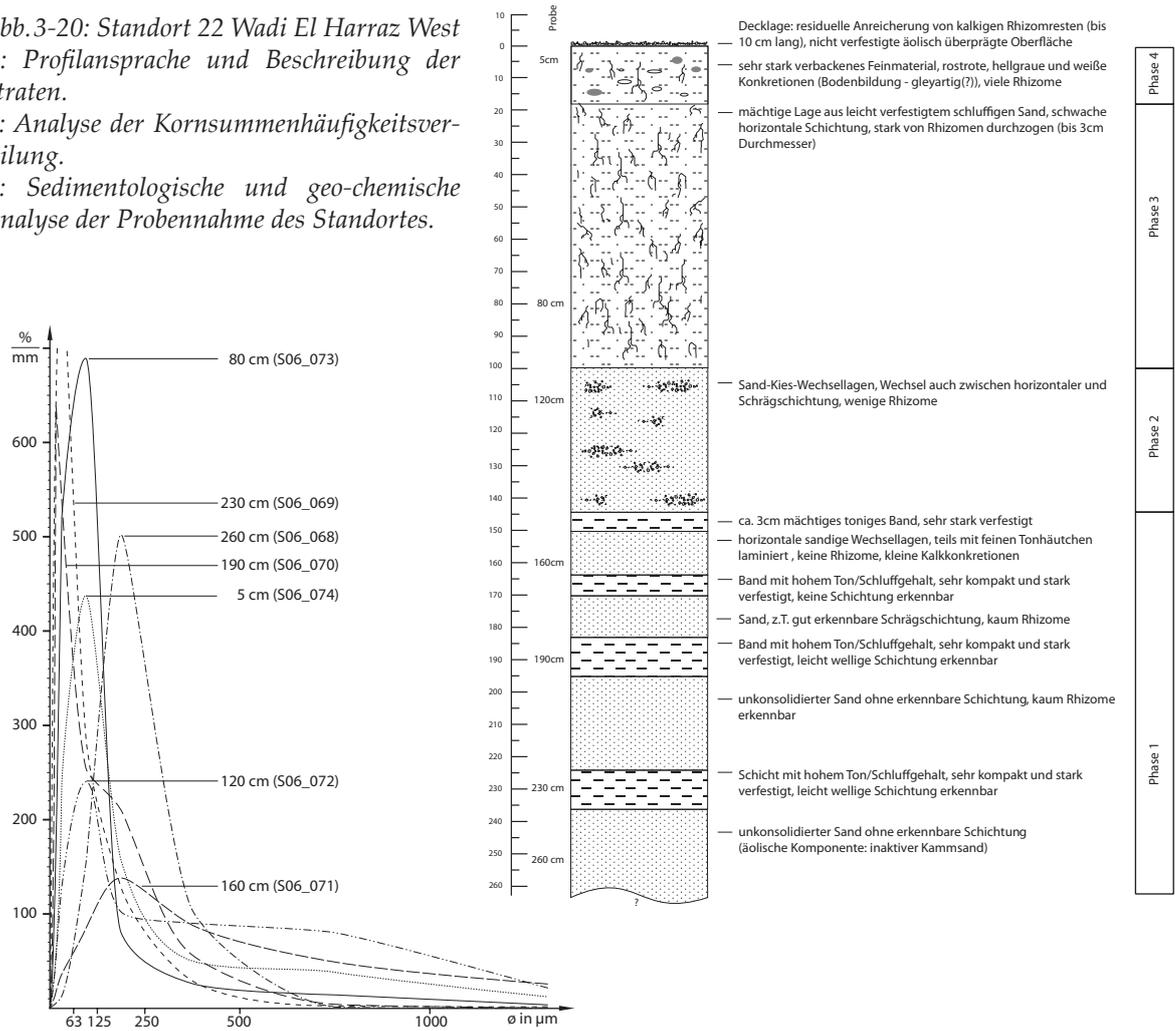
Die beiden Standorte Wadi El Harraz West und Ost befinden sich am rechten Nil-Ufer, wo das namensgebende Wadi bei der Ortschaft El Harraz gegenüber der Nordspitze von Boni Island in den rechten Nil-Arm mündet (Abb. 3-3, 3-16). Im Wadi sind an beiden Seiten noch Reste alter Terrassensedimente bis in 3 m Höhe aufgeschlossen. Diese Standorte wurden gewählt, um zum einen die Sedimentation außerhalb von Boni Island zu untersuchen, gerade im Hinblick auf ein Einzugsgebiet, das einige Kilometer vom Nil entfernt in der südliche Nubischen Wüste liegt. Es ist zu vermuten, dass der größere festländische Einfluss sich im Sedimentarchiv widerspiegelt. Zudem sind beide Standorte nicht so weit vom Standort 26 (S04/57) entfernt, dass ein Vergleich mit den dortigen Sedimenten und auch möglich wird.

Der Standort 22 Wadi El Harraz West liegt 1,5 km von der Mündung des Wadis in den Nil entfernt in einem Bereich, in dem eine Seitenrinne aus dem Anstehenden heraus in das Hauptwadi eintritt und dabei die Sedimentfolgen aufschließt. In einer Tiefe von 260 cm unter Terrassenoberkante (Probe S06\_068) beginnt eine sehr sandige kaum konsolidierte Schicht ohne erkennbare Stratifizierung, deren basales Ende nicht erreicht wurde (Abb. 3-20). Dieser Sand kann als inaktiver Kamm-sand angesprochen werden, ein Hinweis also, dass hier eine zur Dünenbildung in einem äolischen dominierten System stattgefunden hat. Überlagert wird der Dünensand von einer sehr feinklastischen (Ton- und Schluffanteil 55%) ca. 40 cm mächtigen Lage (Probe S06\_069) mit welliger Struktur. In dieser Schicht steigt die Leitfähigkeit und ist mit 4400  $\mu\text{m}/\text{S}$  relativ hoch. Sie übertrifft die Werte der darunterliegenden Sandschicht dabei um das Vierfache. Vermutlich war diese fluviale Schicht nach ihrer Ablagerung von ascendentem Wasseraufstieg durch starke Verdunstung ausgesetzt. Eine Rötung des Sediments (10 YR 6/3) gibt einen Hinweis auf eine mögliche Bodenbildung bzw. bodenbildende Prozesse, da die  $C_{\text{org}}$ -Werte ebenfalls erhöht sind. Der darüberlagernde Sand ist ohne erkennbare Schichtung,

dessen Probe S06\_068 wiederum auf eine äoloische Dominanz hindeutet. Ein solcher Wechsel folgt mehrere Male zwischen fluvialem und äolischem Milieu. Die Probe S06\_070 ist der Probe S06\_069 in Lagerung, Kompaktierung und Farbe sehr ähnlich, weist nur einen etwas verringerten Ton- und Schluffgehalt auf. Beide sind in einem fluvialen Sedimentationsraum abgelagert worden. In 160 cm Tiefe folgt erneut eine sandige Lage, die in ihrer granulometrischen Ausprägung einem Leedünen-Sand entspricht, der möglicher Weise durch ein topographisches Hindernis fixiert wurde (mündl. Mitteilung, Prof. Dr. Helga Besler, 2011). Die Lage am Nordrand des Ost-West verlaufenden Wadis unterstützt diese Interpretation. Darüber folgt erneut eine Feinsedimentlage, bevor sich ab einer Tiefe von ca. 140 cm ein Wechsel im Sedimentationsmilieu einstellt. Sie ist überwiegend sandig, doch wird diese Schicht von zahlreichen Gruslinsen und gradierten Rinnenfüllungen bestimmt. Das Sediment weist zudem einen Wechsel zwischen horizontalen und Schrägschichtungen auf. Die wechselnde Lagerungsrichtung und Rinnenfüllungen weisen auf eine stärkere fluviale Dynamik innerhalb des Wadis hin. Im Gegensatz zu den sehr feinen Nil-Sedimenten zeigen die ungerundeten Grus- und Feinkiesanteile einen sehr lokalen terrestrischen Einfluss mit Hangabspülung und kurzen Transportdistanzen. Eine äolische Überprägung dieser Sedimente hat in nur sehr geringem Umfang stattgefunden. Überlagert wird diese Schicht von einem 80 cm mächtigen Paket sandig-schluffigen Sediments, das sehr stark von Rhizomen durchzogen ist und den erhöhten Karbonatgehalt erklärt. Das Sediment ist leicht verfestigt und weist eine horizontale Schichtung auf. Dieses Sediment entspricht einem äolischen Terrassensand, der nach seiner Ablagerung von Vegetation fixiert wurde. Die obersten 20 cm sind sehr stark verfestigt und von Rhizomen durchzogen. Im Sediment sind viele rostrote, hellgraue und weiße Konkretionen, die vermutlich auf bodenbildende Prozesse zurückzuführen sind. Die Oberfläche besteht aus einer residuellen Anreicherung von Rhizomresten und ist stark äolisch geprägt.

Der Standort 24 Wadi El Harraz Ost liegt nahe des gleichnamigen Dorfes am südlichen Rand des Wadis vor einer ca. 10–12 m hohen Felswand des anstehenden Granites. Das Hauptgerinne hat an dieser Position die Sedimente auf etwa knapp zwei Meter Mächtigkeit aufgeschlossen (Abb. 3-21). Im Fußbereich des Aufschlusses konnte noch bis etwa 30 cm unter das Niveau des Wadibodens gegraben werden. Das sandige Sediment ist in dieser tiefsten Schicht kaum verfestigt und weist keine Schichtung auf. Granulometrisch entspricht dieser Sand einem nicht ganz ausgereiften Barchansand, denn er besitzt in der Kornsummenhäufigkeitsverteilung einen sowohl in der Fraktion 125–250 µm als auch in der Fraktion 250–500 µm ein Maximum (Probe S06\_075). Er ist zwar noch nicht voll entwickelt, ist aber typischerweise leptokurtisch. Die Barchane treten nur in ariden Gebieten mit unimodalem Windsystem auf und stehen für ein rein äolisches System. Überlagert wird diese Sandschicht von einer 20 cm mächtigen Lage von kompaktem tonig-schluffigen Sediment mit einer welligen Schichtung, also einem fluvialen Milieu mit stehendem oder langsam fließendem Wasser. Abgelöst wird diese Schicht durch ein Lage unkonsolidierten Sandes. Die Probe (S06\_076) entspricht einem mäßig sortierten inaktiven Kammsand. Die Schluffanteile in den äolischen Sanden sind möglicherweise von oben postsedimentär eingespült. Es folgt wiederum ein mehrfacher Wechsel zwischen äolischen Dünensanden und fluvialen Feinsedimentablagerungen. Die Lagen in 110 und 80 cm (Proben S06\_77 und S06\_078) weisen sehr hohe Schluff- und Tongehalte auf (86 und 68%), zudem sind sie relativ

Abb.3-20: Standort 22 Wadi El Harraz West  
**A: Profilsprache und Beschreibung der Straten.**  
**B: Analyse der Kornsummenhäufigkeitsverteilung.**  
**C: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Probenahme des Standortes.**



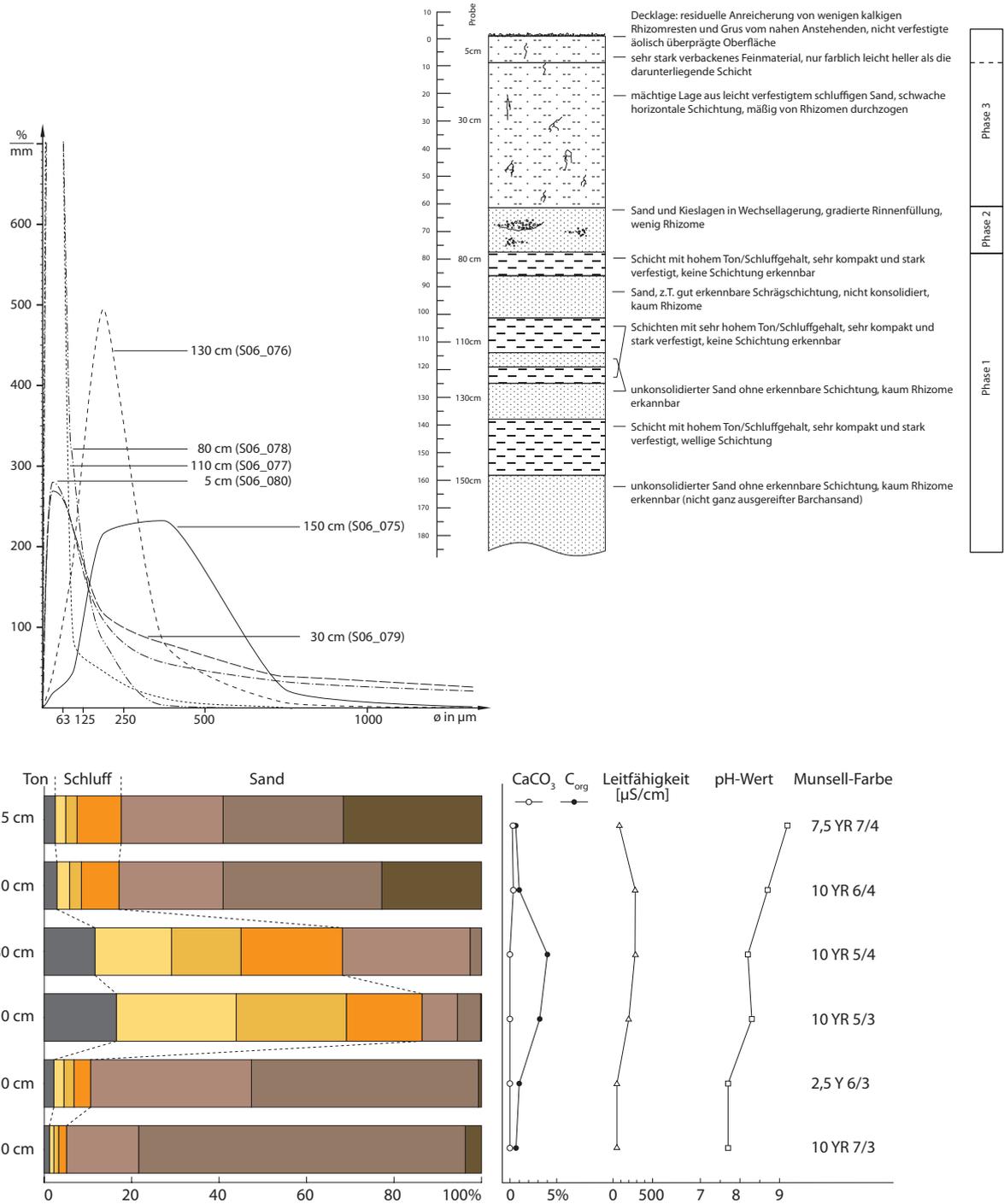


Abb.3-21: Standort 24 Wadi El Harraz Ost

A: Profilansprache und Beschreibung der Straten.

B: Analyse der Kornsummenhäufigkeitsverteilung.

C: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Probennahme des Standortes.

organisch reich, was eine braune Färbung dieser Straten verursacht (10 YR 5/3 und 10 YR 5/4). Getrennt werden beide von einer unkonsolidierten Sandlage. Oberhalb von 80 cm tritt ein Wechsel des Sedimentationsmilieus auf, denn es folgen nun gröbere Sandlagen, die sich mit Gruslinsen und feinkiesigen Rinnenfüllungen abwechseln. Hier wechselt das System zu einem lokalen terrestrischen Regime, mit einer unregelmäßigen Abfolge von stärkeren Einzelereignissen, die zunächst grobes Material fördert und bei nachlassender Transportkraft feineres Material abgelagert. Auf diese Weise entsteht die Schichtung mit feiner interner Gradierung. Die lokale Komponente drückt sich durch ungerundete teils noch patinierte Klasten aus, die nur kurze Transportdistanzen zurückgelegt haben. Überlagert wird diese generell als grob anzusprechende Schicht von einem Halbmeter mächtigen Paket aus schluffigem Sand, der von Rhizomen mäßig durchzogen ist. Das Sediment weist eine schwache horizontale Schichtung auf. Die Oberfläche ist äolisch überprägt und weist eine residuelle Anreicherung von kalkigen Rhizomresten und Verwitterungsmaterial der umliegenden Felsen auf.

Beide Profile ähneln sich sehr sowohl von der Abfolge der einzelnen Straten als auch von deren Eigenschaften. Die Mächtigkeit der Schichten ist unterschiedlich stark ausgeprägt, was die lokale Komponente der Sedimentation widerspiegelt und zu einer Verzahnung von äolischen und fluvialen Prozessen führt. Eine mögliche Erklärung für die erhöhten Leitfähigkeitswerte im westlichen Profil wäre in der Lage zum Nil zu suchen. Wiederholte Nil-Hochstände haben das Wadi El Harraz geflutet und mit Sediment aufgefüllt. Im distalen westlichen Abschnitt führte die abnehmende Wassertiefe (auf Grund des Wadilängsprofils) zu vermehrter Verdunstung und zeitweisem Trockenfallen. Im proximalen Teil hingegen war die Frischwasserzufuhr vom Nil höher und die Salzanreicherung konnte nicht so hohe Werte erreichen.

#### 3.2.3.4 Standort 53: Wadi El Malfalik West

Das Profil des Standortes 53 liegt im südwestlichen Teil des Wadi El Malfalik (Abb. 3-3, 3-22) und wird durch einen natürlichen Terrassenanschnitt gebildet. Hier sind Schichten an einem Prallhang auf fast 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Das Einzugsgebiet dieses Wadis, welches der südwestliche Tributär des Hauptwadis El Malfalik ist, hat eine Größe von 1,08 km<sup>2</sup> und ist eines der größeren Wadis auf Boni (vergl. Abb. 3-4). In dem Bereich, an dem dieses namenlose Teilwadi in die Hauptstruktur des Wadi El Malfalik eintritt, versteilt sich zunächst das Gefälle und durchschneidet die Terrassensedimente in einer sich bis auf 2 m verengenden Rinne, die bis auf das Anstehende reicht. In diesem Abschnitt sind die Sedimente fast senkrecht aufgeschlossen (Abb. 3-22A).

Das Profil (Abb. 3-24) reicht bis auf das Anstehende, das durch seine Form möglicherweise hier eine Rinne bildet, in der die Sedimente abgelagert wurden (Abb. 3-22). Auf dem Anstehenden befindet sich eine 15–20 cm mächtige basale Lage aus gut gerundeten Grobkiesen, die in einer kalkreichen Matrix weitgehend uneingeregelt einzementiert sind. Diese Basisschotter bestehen aus Granit, Gneis, Quarz und Ganggestein und spiegeln die Petrologie Bonis wider. Die Kalkzementation dieser Gerölle ist möglicherweise erst eine sekundäre Erscheinung. Darüber schließt sich diskordant eine kalkarme weitgehend unkonsolidierte sandig-schluffige Lage an. Die Korngrößenverteilung spricht für eine fluviale Ablagerung dieser Schicht, die nach der Ablagerung eine deutliche äolische Überprägung erfahren hat, was

das Minimum zwischen 63 und 125  $\mu\text{m}$  in der Kornsummenhäufigkeitsverteilung zeigt (Probe S06\_088). In dieser Schicht wurde ein OSL-Datum mit  $122 \pm 13$  ka ermittelt. Darüber folgt eine sehr feine tonig-schluffige fluviale Ablagerung, die sehr gut konsolidiert ist und einen sehr hohen Karbonatanteil aufweist.

Überlagert wird diese Schicht von einem weiteren kalkzementierten Geröllpaket, welches eine inverse Gradierung von Mittel- zu Grobkies hin zu Geröllen von mehr als 10 cm Durchmesser aufweist. In diese Lagen sind die Einzelklasten horizontal eingeregelt und bilden durchziehende Horizonte. Möglicherweise handelt es sich um eine umgelagerte und wiederaufgearbeitete ältere Geröllterrasse, die hier abgelagert wurde, was die inverse Gradierung erklärt. Eine anschließende Erosionsphase entfernte die normal gradierte Sedimentfolge und hinterließ die groben Gerölle als Decklage zurück. Die Zementierung dieser Lage erfolgte möglicher Weise sekundär durch die überlagernden Schichten.

Das sich anschließende Schichtpaket von über einem Meter Mächtigkeit besteht aus sandigem Schluff, die von tonigen Lagen mit teils säuligem Gefüge durchzogen ist. Zwischengeschaltet sind betonhart zementierte Horizonte wechselnder Mächtigkeit. Diese Wechselfolge deutet auf Stillwassersedimentation, Schilfbestand, pedogene Kalkausfällung und anschließender Austrocknung hin. Die Probe S06\_083 zeigt in der Korngrößenhäufigkeitsverteilung ein Maximum zwischen 63 und 125  $\mu\text{m}$ , welches eine beginnende äolische Überprägung anzeigt. Der Schluffgehalt dieser Probe ist in diesem frühen Stadium jedoch noch sehr hoch. Dieser Zyklus hat sich mehrfach wiederholt, wobei nach oben eine zunehmende Vergrößerung der Sedimentes zu beobachten ist und die Zusammensetzung heterogener wird. Das Sediment ist zunehmend auch mit Mittel- und Feinkies durchsetzt. Doch auch innerhalb dieses etwas gröberen Paketes treten noch einige Kalkkrusten auf. Der Wechsel zu einer länger dauernden äolischen Überprägung zeigen zwei Grobkiesbänder, die als residuelle Anreicherung an einer längerzeitig stabilen Geländeoberfläche durch Deflation des Feinmaterials entstanden sind.

Dieses fluviale Mischsedimentpaket wird von einem schluffreichen Horizont überlagert, der eine Gradierung aufweist. In den basalen Straten ist der Sand- und Grusanteil hoch und nimmt nach oben hin ab, wo Schluff und Ton überwiegen. Das gesamte Paket ist durch eine Fleckung gekennzeichnet, die aus rostig-roten bis orangen und schwarzen Konkretionen besteht. Das ist ein Hinweis also auf pedogene Prozesse unter wechselnden Bodenfeuchtebe-

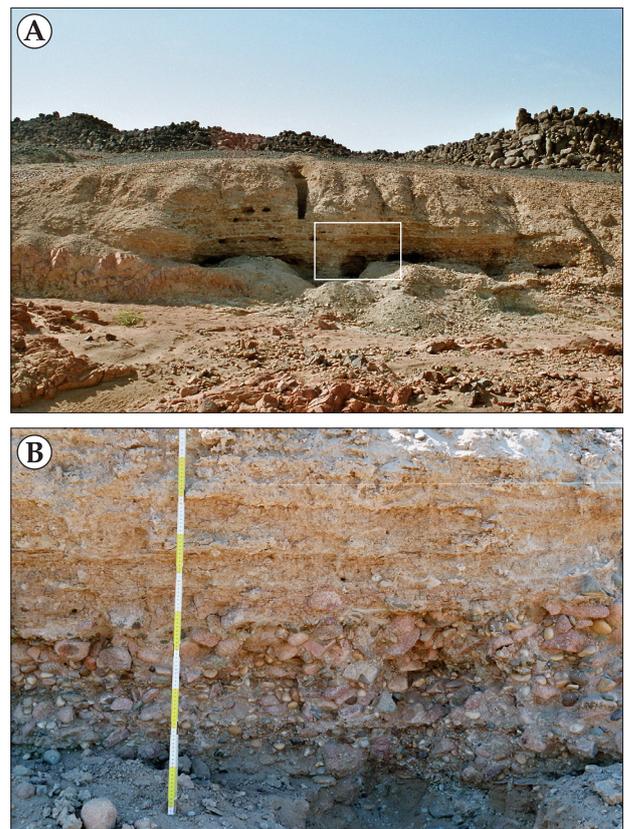


Abb.3-22: **A:** Aufschluss des Standortes 53. Am linken Bildrand zieht das Anstehende nach oben, was auf eine mögliche Rinnenposition hindeutet (Blickrichtung SW). **B:** Detail der inversen Gradierung (Kasten in Abb. 3-22A) und darüberliegender Kalkhorizonte im Feinsediment (Fotos: Ritter 2006).

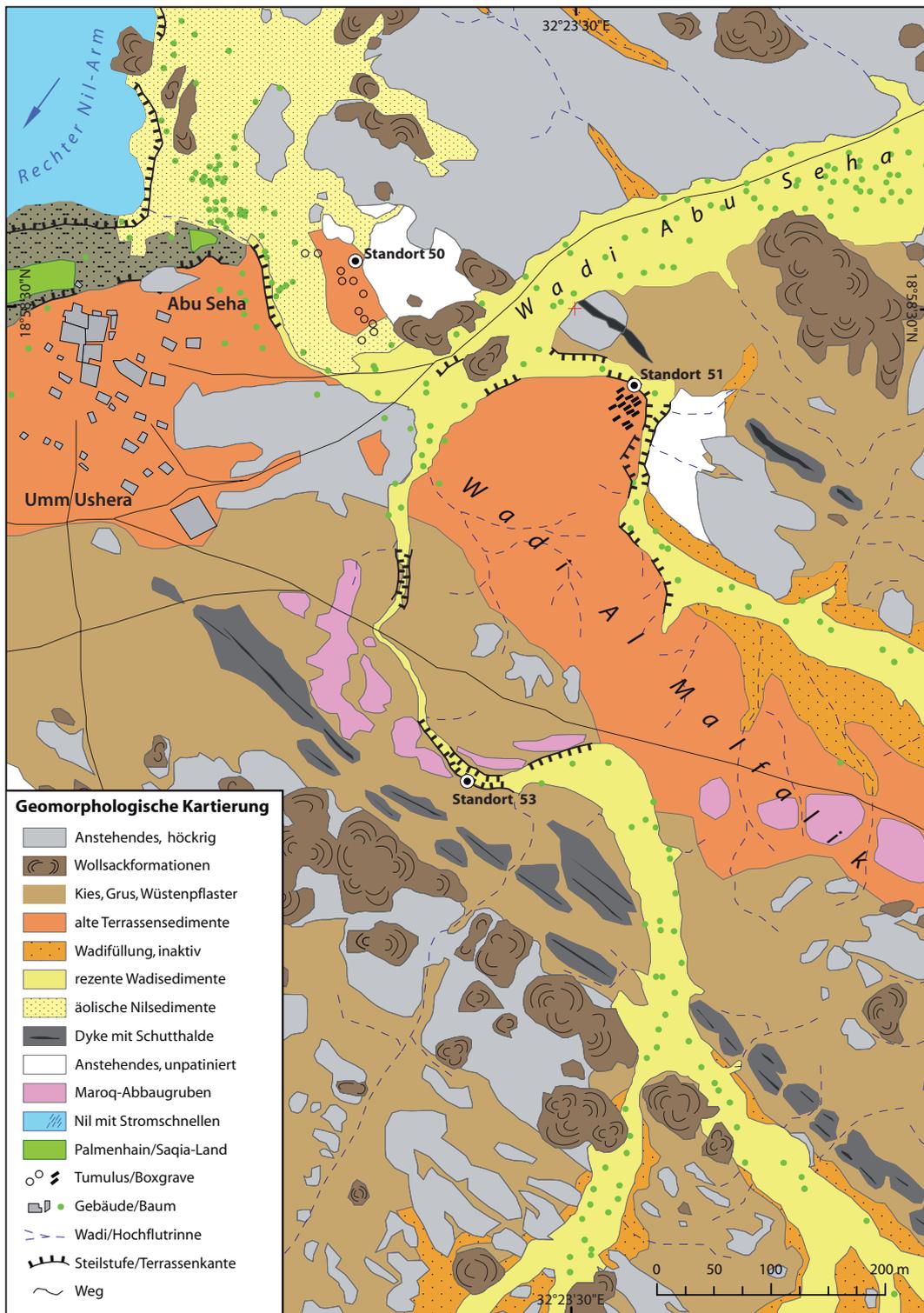


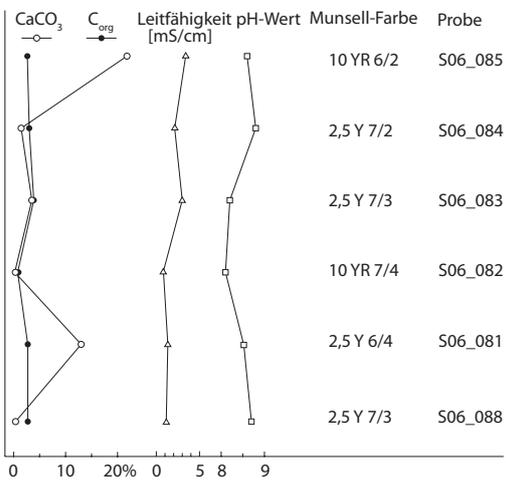
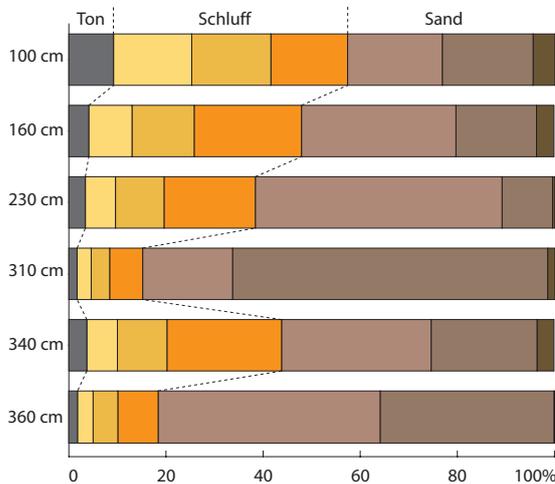
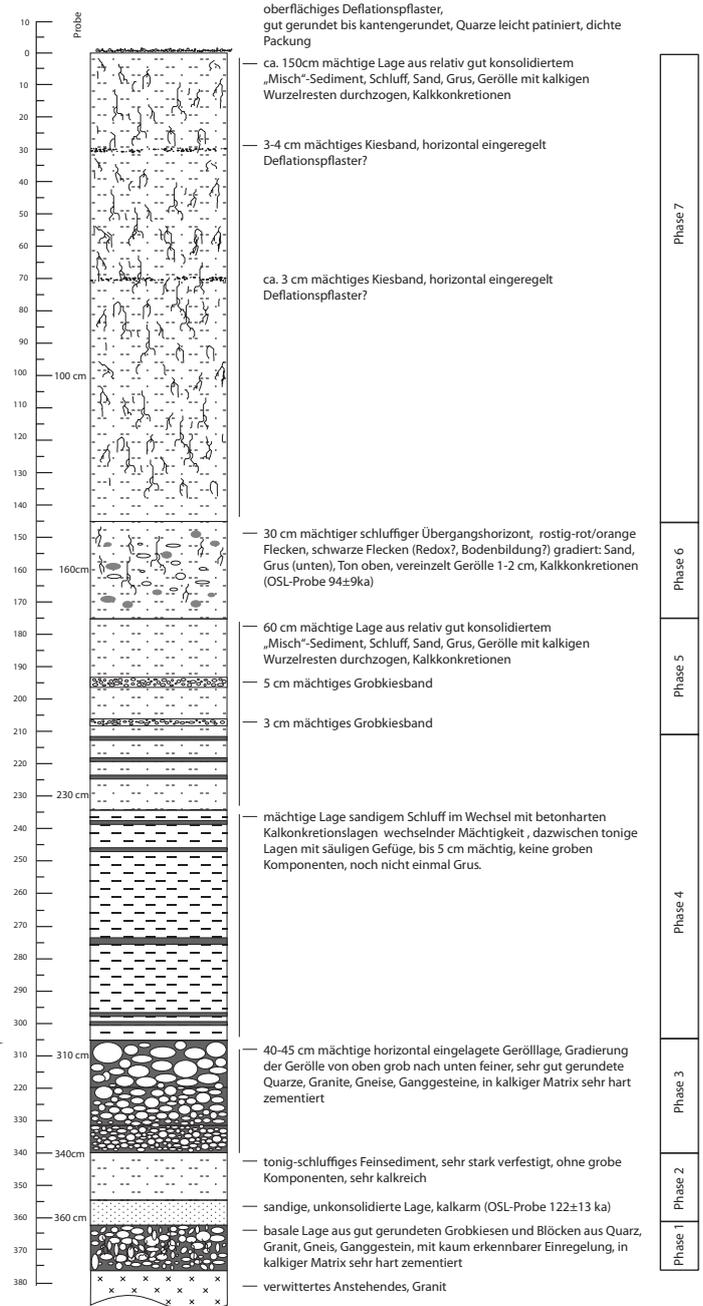
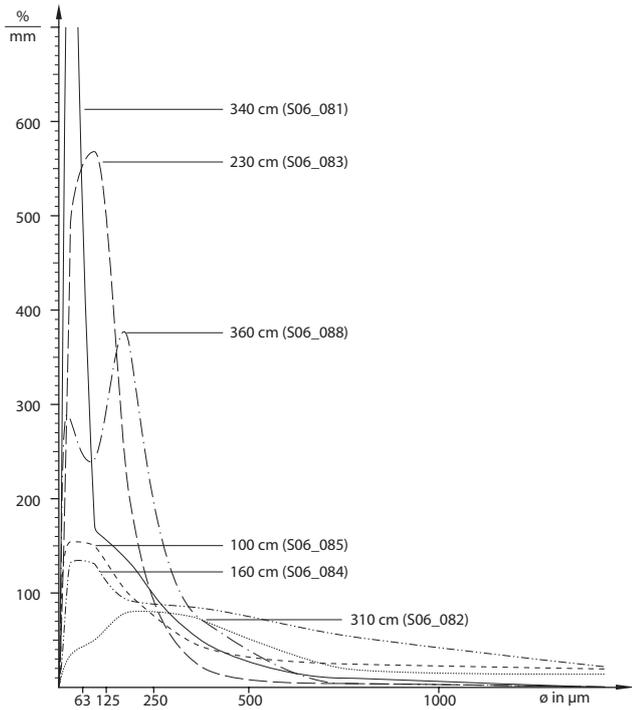
Abb.3-23: Geomorphologische Kartierung des westlichen Wadi El Malfalik im zentralen Teil von Boni Island mit den Standorten 50, 51, 53. Dieses Wadi ist vermutlich als Grabenstruktur entlang einer dextralen Blattverschiebung angelegt. Drei Teilwadis entwässern hier in den rechten Nil-Arm. Großflächig anstehende Terrassensedimente sind seitlich angeschnitten (Standorte 51, 53). Auf diesen Terrassen befinden sich 13 Boxgraves und Gruben des Marooq-Abbaus (s. Kap 3.2.5). Im Norden befinden sich größere äolische Akkumulationen von ausgeblasenem Nil-Sediment (eigene Darstellung).

Abb.3-24: Standort 53 Wadi El Malfalik West.

A: Profilsprache mit Beschreibung der Straten.

B: Analyse der Kornsummenhäufigkeitsverteilung.

C: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Probennahme des Standortes.



Probe	Fraktion [µm]	D <sub>e</sub> [Gy]	D <sub>0</sub> [Gy/ka]	RSD [%]	H <sub>2</sub> O [%]	Sedimentations- milieu	OSL-Alter [ka]
1a	100–250	164,23 ±14,15	1,778 ±0,068	30,43	3±3	fluvial	94±9
1b	100–250	208,76 ±20,37	1,709 ±0,065	36,40	3±3	fluvial, äol. überprägt	122±13

Abb.3-25: Labordaten der OSL-Datierung des Standortes Wadi El Malfalik West (siehe auch Abb. 2-16).

dingungen. Eingelagert finden sich zudem Kalkkonkretionen. Aus dieser Schicht wurde das entnommene Sediment OSL-datiert und ergab ein Alter von 94±9 ka. Über dieser Schicht schließt sich eine ca. 1,50 m mächtige Schicht aus einem fluvialen Mischsediment an, das einen sehr hohen Schluff- und Tongehalt ausweist. Verteilt eingebettet in diese schluffig-tonige Matrix sind gut gerundete Gerölle bis zum Mittelkies (Quarz und Ganggestein). In einer Tiefe von 70 und 30 cm sind zwei wenige Zentimeter mächtige durchziehende Kiesbänder eingelagert. Die Komponenten weisen eine horizontale Einregelung auf, typisch für Deflationspflaster. Dieses Mischsediment setzt sich bis zur Oberfläche fort, auf der sich ein Pflaster ausgebildet hat.

### 3.2.3.5 Standort 51: Wadi El Malfalik (Boxgraves)

Im nordöstlichen Bereich des Wadi El Malfalik, kurz vor der Einmündung des Wadi Abu Seha, befindet sich das Profil am Standort 51 (Abb. 3-3, 3-23). Das Hauptgerinne, welches am nördlichen Rand der Großstruktur des Wadi El Malfalik verläuft, hat an dieser Stelle alte Terrassensedimente angeschnitten und bildet ein natürlichen Aufschluss von ca. 2,60 m Höhe, der bis auf das Anstehende reicht (Abb. 3-26).

Über dem Anstehenden befindet sich eine schluffreiche Schicht von fast einem Meter Mächtigkeit. Das Feinmaterial ist leicht verfestigt, wird jedoch immer wieder von betonharten Kalkhorizonten mit wenigen Zentimetern Mächtigkeit unterbrochen. Die Sedimentation in diesem Niveau war zunächst von langsam fließendem oder stehendem Wasser gekennzeichnet. Es bildeten sich in dem wenig von der Strömung gestörten Sediment Schilfstandorte und es kam zu einer pedogenen Kalkanreicherung im Wurzelbereich der Pflanzen. Zwischen geschaltet Gruslinsen im Feinsediment zeugen von kurzen terrestrischen Einzelereignissen, die Verwitterungsmaterial aus der nahen Umgebung ablagerten. Die Ereignisse sind von unterschiedlicher Intensität gewesen, denn eine der pedogenen Kalkkrusten ist durch ein schräg verlaufende Grusschicht regelrecht angeschnitten (Abb. 3-26). Der sich in einer Rinne konzentrierte Abfluss war stark genug, um die Kruste zu zerschneiden. Die Rinnenränder wurden mit weitgehend unkonsolidiertem Grus bedeckt, bevor sich die Sedimentation mit schluffigem Material fortsetzte. Sie zeichnet sich jedoch durch einen etwas verringerten Schluffanteil und stark erhöhtem Kalkanteil aus. Nach oben hin wird dieses Schichtpaket durch eine weitgehend unkonsolidierte Lage aus Sand und Grus getrennt. Diese Erosionsdiskordanz zeigt den Wechsel zu einem zwischenzeitlichen terrestrisches Sedimentationsmilieu. Die interne Schichtung von Sand und Grus weist auf einen wiederholten Eintrag von Wadis sedimenten hin, die mit einer gröberen Lage beginnen und

bei nachlassender Transportkraft feineres Material zur Ablagerung bringt, ein Sedimentationsmilieu, das den rezenten Wadiablagerungen entspricht. Ein knapp 10 cm mächtiges auffällig dunkles Band unterbricht dieses Paket. Ein sind keine groben Komponenten vorhanden. Durchzogen ist das Band von kalkigen Spaltenfüllungen und Rhizomen. Eine kurze Stillwasserphase mit feinklastischen Schlämmen hat die fluvial-terrestrische Sedimentation für kürzere Zeit unterbrochen.

Darüber folgt eine schluffreiche Lage mit hoher Leitfähigkeit, was wiederum auf eine mögliche Bodenbildung hinweist. Die Oberfläche weist eine lose Streu von herausgewitterten Rhizomen und einer residuellen Anreicherung von Grus und Kies auf. Zudem ist die Oberfläche stark anthropogen gestört, da die Gräber des christlichen Boxgrave-Feldes in das weiche gut grabbare Sediment eingetieft wurden. Die Anlage der Gräber kann auf Grund der Grabform ins Mittelalter gestellt werden (BORCOWSKI & WELSBY 2009). Ein ursprünglich größeres Gräberfeld ist wahrscheinlich, da an der Abbruchkante ein Grab angeschnitten wurde und der Verstoß des oberirdischen Teils nun in der Wadirinne liegt. Das Gräberfeld stellt somit das Minimalalter dieser Oberfläche dar. Wie auf der Abbildung 3-26 gut zu erkennen ist, weist der den Terrassenablagerungen unterlagernde Anstehende grobkörnige Granit starke Verwitterungs- und Vergrusungsspuren auf. Ihre Ursache hat diese Verwitterung in ausreichender Bodenfeuchte während der Sedimentbedeckung. Das so aufbereitete Anstehende stellt grobes Verwitterungsmaterial bereit, das dann während der episodischen Niederschläge abtransportiert wird. Im Bildhintergrund (Abb. 3-27) ist die Fortsetzung des Terrassenniveaus in gleicher Höhe zu erkennen. In der morphologischen Karte (Abb. 3-23) lässt sich diese Terrasse ebenfalls nach Norden verfolgen. Sie stellt damit das Relikt einer ehemals größeren Sedimentfüllung dar.



Abb.3-26: Am Standort 51 (Boxgraves) sind die verschiedenen Straten gut zu erkennen. Am linken oberen Bildrand ist der Rest eines verstürzten Boxgraves zu erkennen (Foto: Ritter 2006).

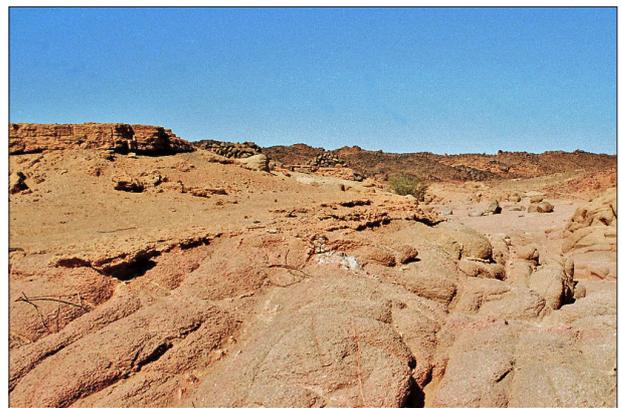


Abb.3-27: Lage des Standortes 51 am Rande der nördlichen Rinne im Wadi El Malfalik. Auf der Terrasse befindet sich ein mittelalterlicher Fundplatz mit mehreren Boxgraves. Im Hintergrund setzt sich das Terrassenniveau auf der anderen Seite des Wadis fort. Blickrichtung N (Foto: Ritter 2006).

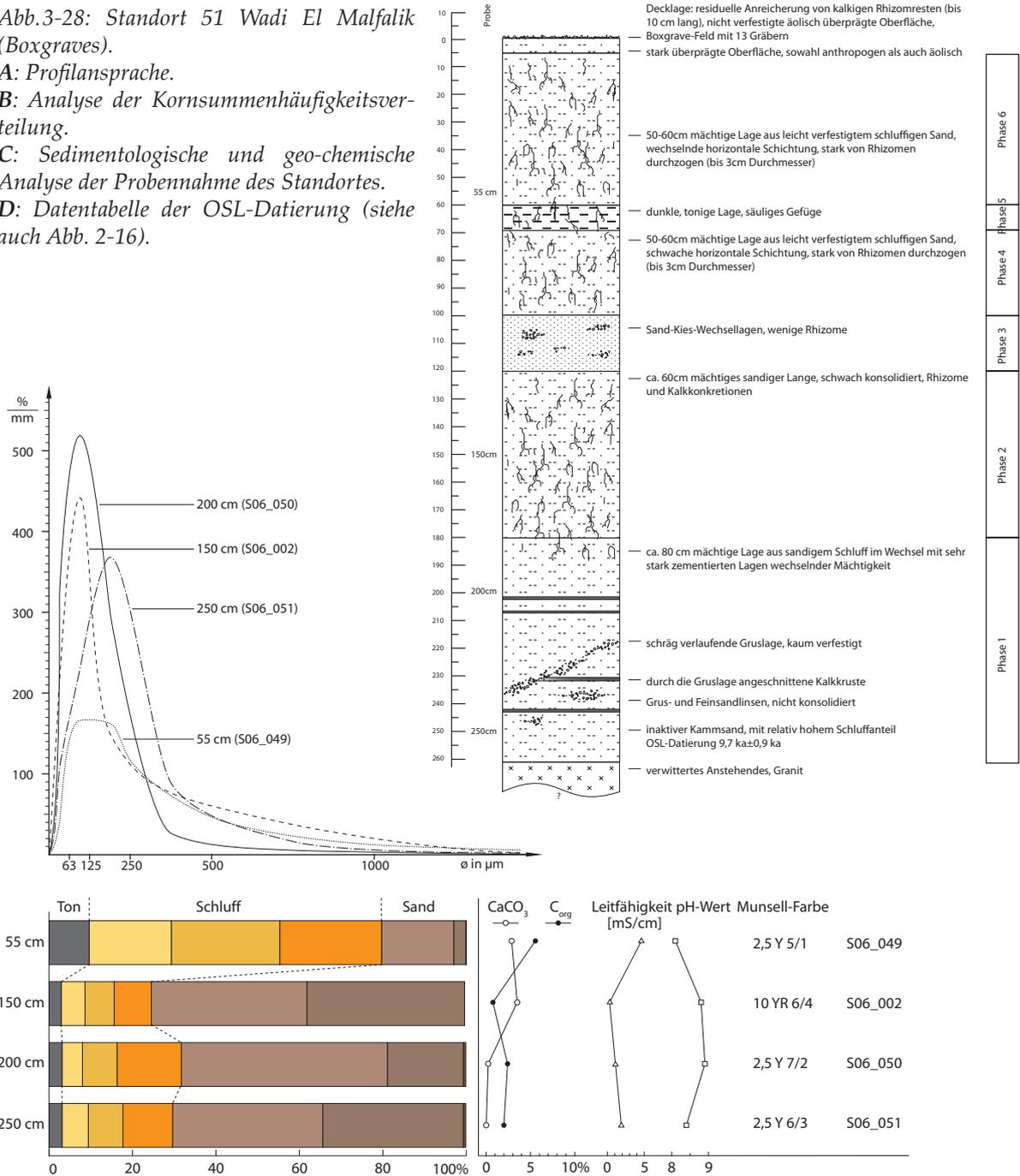
Abb.3-28: Standort 51 Wadi El Malfalik (Boxgraves).

A: Profilansprache.

B: Analyse der Kornsummenhäufigkeitsverteilung.

C: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Probenahme des Standortes.

D: Datentabelle der OSL-Datierung (siehe auch Abb. 2-16).



Probe	Fraktion [µm]	D <sub>e</sub> [Gy]	D <sub>0</sub> [Gy/ka]	RSD [%]	H <sub>2</sub> O [%]	Sedimentations-millieu	OSL-Alter [ka]
3	100-250	16,58 ±1,39	1,704 ±0,065	25,74	3±3	äolisch	9,7±0,9

## 3.2.3.6 Standort 50: Wadi El Malfalik (Abu Seha-Terrasse)

Nicht weit von den Standorten 51 und 53 im westlichen Teil des Wadi El Malfalik befindet sich am Nordrand der Wadi El Malfalik-Struktur der Standort 50 - eine Terrasse gegenüber des Dorfes Abu Seha (Abb. 3-23, 3-29). Morphologisch ist diese Terrasse nicht mehr sehr deutlich zu erkennen, da sie von (sub-)rezentem äolisch verfrachteten Nil-Sedimenten überlagert wird. Das eigentliche Terrassensediment streicht wenige Zehner Meter vom Anstehenden entfernt aus. Das Profil wurde zweiteilig angelegt, wobei der obere Teil ergraben werden konnte, wohingegen leicht versetzt der zweite Teil erbohrt wurde (Abb. 3-30, 3-31).

Die tiefste Lage wurde in 400 cm Tiefe erbohrt und ist als granulometrischer Sandtyp dem inaktiven Kammsand zuzuordnen (Probe S06\_048), die auf eine längere äolische Bearbeitung fluvialer Sande hinweist, die nur sehr geringe Schluffanteile aufweisen. Die äolische Aktivität tritt in der darüberliegenden Schicht bei 300 cm noch deutlicher auf, denn Probe S06\_047 zeigt einen inaktiven Kammsand in der Entwicklung zum Barchan. Die Kornsummenhäufigkeitsverteilung zeigt ein dafür typisches sekundäres Maximum in der Fraktion 250–500  $\mu\text{m}$ . Aus diesem Barchansand stammt eine OSL-Datierung mit einem Alter  $35 \text{ ka} \pm 2,8$ . Es müssen zu diesem Zeitpunkt hyperaride Verhältnisse geherrscht haben und eine streng unimodales Windsystem, da sich Barchane sonst nicht ausbilden können. Die Proben sind karbonatfrei und weisen sehr geringe  $C_{\text{org}}$ -Gehalte auf, was ebenfalls nicht untypisch für hyperaride Bedingungen ist. Die granulometrisch fast identischen Proben S06\_046 (180 cm) und S06\_047 (100 cm) sind äolische Terrassensande, die auf eine fluviale Anlieferung des Materials mit anschließender äolischer Überarbeitung deutet. Typisch für hyperaride Verhältnisse sind zudem die niedrigen elektrischen Leitfähigkeitswerte sowie geringe Karbonat- und Humusanteile.

Auch im oberen ergrabenen Teilprofil setzen sich die inaktiven Kammsande fort (Proben S06\_003 und S06\_042) und zeigen eine weiterhin starke äolische Bearbeitung. Nach oben nimmt der Schluffgehalt zu und zeigt, dass die fluvialen Sedimente zwar noch deutlich, aber mit abnehmender Tendenz äolisch überprägt sind. Dieser Rückgang wird auch durch die Verringerung der Maxima und deren Verlagerung in die Fraktion 63–125  $\mu\text{m}$  im Kornsummenhäufigkeitsdiagramm abgebildet. Das Sediment weist eine erkennbare horizontale Schichtung auf, ist etwas von Rhizomen durchzogen und nur schwach konsolidiert. Die elektrischen Leitfähigkeitswerte nehmen zunächst zu, was jedoch eine sekundäre Erscheinung ascendenten Wasseraufstiegs sein könnte. Die Überlagerung der Sande durch stärker feinklastischen Material (43% Ton und Schluff) zeigt die Veränderung hin zu einem verstärkt fluvialen Sedimentationsmilieu. Das zeigt sich auch im Rückgang der elektrischen Leitfähigkeit von 5370  $\mu\text{S}/\text{cm}$  auf 783  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Probe S06\_044). Es scheint sich auf Grund der Kompaktheit des Materials um Stillwassersedimente zu handeln, in denen sich sekundäre Kalkausfällungen entwickelt haben. Diese ca. 10 cm mäch-



Abb.3-29: Standort 50 im Wadi El Malfalik, Abu Seha-Terrasse. Auf den Sedimenten sind die Reste von 5-6 stark gestörten Tumuli zu finden (Foto: Ritter 2006).

tige Lage wird ihrerseits von einer 50 cm mächtigen sandig-schluffigen Schicht mit schwacher Schichtung überdeckt, die mäßig konsolidiert ist. Innerhalb des Sediments sind wenige Kalkkonkretionen zu finden. Die Oberfläche ist äolisch überprägt und weist Sandrippeln auf, deren Material vom nahen Nil-Ufer (230 m Distanz in nördlicher Richtung) ausgeblasen wird, wenn nach Ende der Hochflut die Ufer trocken fallen und das Sediment dem Wind exponiert ist. Granulometrisch lässt sich dieser Sand keinem eindeutigen Typ zuordnen. Auf dieser Terrasse befinden sich mindestens sechs sehr stark gestörte Tumuli oder Hügelgräber, deren zeitliche Einordnung nicht eindeutig ist, und einige ebenfalls stark beraubte christlich-mittelalterliche Boxgraves. Beide stellen das Minimalalter dieser Oberfläche dar, die auf dieser leichten Rückenposition zwischen der Nahrinne, dem

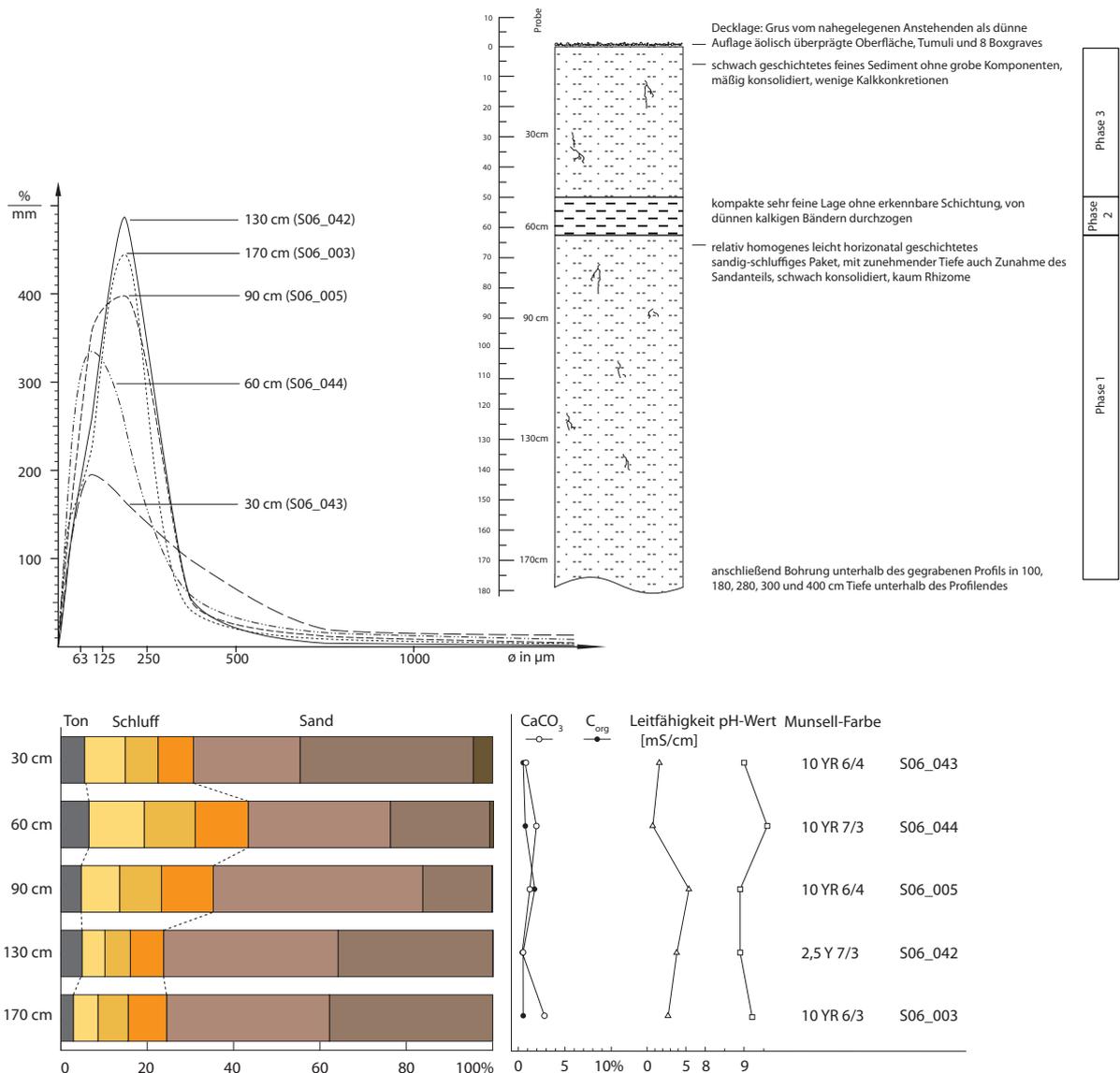


Abb.3-30: Standort 50 Wadi El Malfalik (Abu Seha Terrasse, oberer Teil).

A: Profilsprache. B: Analyse der Kornsummenhäufigkeitsverteilung. C: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Probennahme dieses Standortes.

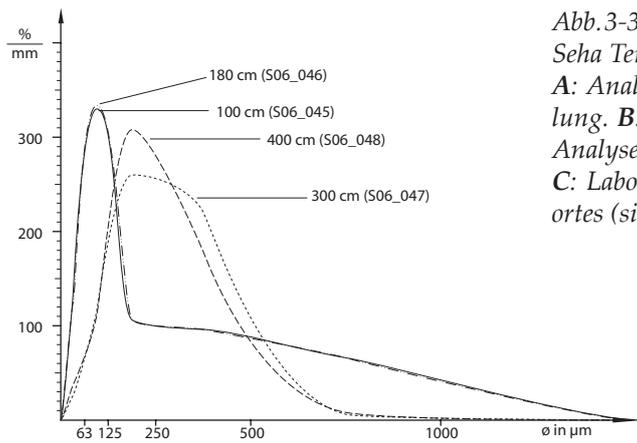
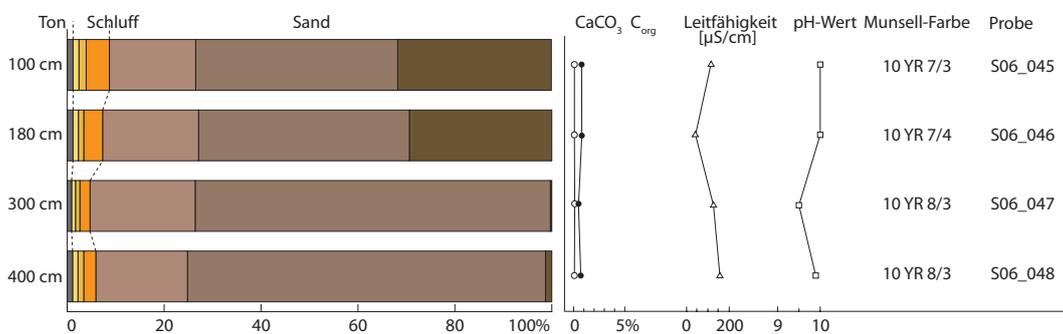


Abb.3-31: Standort 50 Wadi El Malfalik (Abu Seha Terrasse, unterer Teil).

A: Analyse der Kornsummenhäufigkeitsverteilung. B: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Probennahme dieses Standortes.

C: Laborwerte der OSL-Datierung des Standortes (siehe auch Abb. 2-16).



Probe	Fraktion [µm]	D <sub>e</sub> [Gy]	D <sub>0</sub> [Gy/ka]	RSD [%]	H <sub>2</sub> O [%]	Sedimentations-millieu	OSL-Alter [ka]
2	100-250	99,49 ±6,97	2,827 ±0,109	35,04	3±3	äolisch	35±2,8

Anstehenden und dem Hauptgerinne des Wadi El Malfalik darstellt. Somit stellt diese Position eine relativ sichere Lage dar. Zudem weisen die unterschiedlichen Grabtypen (Hügelgräber, Tumuli und die christlichen Boxgraves) auf eine Nutzungskontinuität dieses Standortes über mehrere Jahrhunderte, wenn nicht sogar Jahrtausende, hin.

### 3.2.3.7 Standort 47: Catena in der Modjera bei Umm Gedadiya

Als Standort für die Anlage einer Catena wurde ein Terrassenbereich entlang der Modjera, eines tektonisch vorgeprägten Hochflutarmes des Nil im westlichen Mittelteil von Boni Island gewählt (Abb. 3-3, 3-32). Da dieser Bereich oberhalb des aktuellen Nil-Maximums liegt und sich aus Sedimenten aufbaut, wurde angestrebt, das Zusammenwirken der hier auftretenden Prozessbereiche sowohl in ihrer vertikalen als auch der proximal-distalen Ausprägung im Verhältnis zur Hochflutrinne zu erfassen.

Die knapp 2 km lange Modjera wird nur bei Hochflut durchflossen und fällt sukzessive bei einem Rückgang der Nil-Pegel in einzelnen Bereichen trocken. Der Nordteil ist ins Anstehende eingeschnitten und weist Kolke und Strudeltöpfe auf, die von einem hochenergetischen Abfluss geschaffen wurden. Schmale, auf dem Anstehenden aufsitzende Sedimentlagen begleiten diesen Bereich leistenartig,

ohne eine Mächtigkeit zu erreichen, die sie als Archiv nutzen lassen. Im südlichen Abschnitt folgt die Modjera weiter der tektonischen Vorprägung und weitet sich von 30 auf über 200 m aus. Die Komplexität des Gerinnebettes zeigt sich durch mehrere Höhengniveaus unterschiedlicher ineinandergreifender Rinnen. Dieser Abschnitt ist weitgehend im Alluvium angelegt und weist damit eine höhere morphologische Dynamik auf als der im Anstehenden kanalisierte Nordteil.

Die Abbildung 3-33 illustriert die Anlage der Catena und gibt zum einen die DGPS-vermessene Geländeoberfläche und zum andern den möglichen Verlauf einer präexistente Felsterrasse im Untergrund wider. Es wurden auf einer Distanz von ca. 100 m neun Grabungen angelegt und ergänzende Bohrungen abgeteuft, um die tieferen Straten zu erreichen. Es wurde zudem versucht das Anstehende zu erreichen, um die Sedimentmächtigkeit und die Ausprägung des präexistente Reliefs zu erfassen.

Am südöstlichen Ende beginnt die Catena wenige Meter vom Anstehenden entfernt, das hier aus unpatiniertem Granit am Fuß einer patinierten Woll sackformation besteht. Die erste Grabung (Nr. 1) förderte zwei Proben aus 20 und 40 cm Tiefe, bei 50 cm folgt das Anstehende. Die Sedimente sind unkonsolidiert und weisen eine leichte horizontale Schichtung auf, dünne Gruslagen kennzeichnen alte Oberflächen, auf die vom Anstehenden verwittertes Material abgelagert wurde. Auf dem Anstehenden liegt eine bis zu 5 cm mächtige basale Gruslage.

Die nächste Grabung (Nr. 2) folgte bei 10 m bis auf eine Tiefe von 180 cm. Proben wurden in Tiefen von 30, 65, 140 und 160 cm entnommen. Dieses Profil ist von dünnen Gruslagen durchzogen; in 130 cm Tiefe war in einer solchen Gruslage ein dickwandige (aber undiagnostische) Scherbe eingebettet. Das Sediment ist sehr schwach verfestigt und weist bei 140 cm einen etwas erhöhten Schluff- und Tongehalt auf, die tiefste Lage förderte dann wieder sandiges Material.

Bei 20 m (Nr. 3) erfolgte eine kombinierte Grabung (bis 125 cm) und Bohrung bis in 280 cm Tiefe, wo das Anstehende angetroffen wurde. Proben wurden in 40, 60, 120, 180 und 250 cm Tiefe genommen. Das Sediment wird nach unten hin immer feiner und stabiler (Ton und Schluff bis 70%), der Grusanteil nimmt ab und ist 60 cm unterhalb der Oberfläche nicht mehr vorhanden. Die tiefste Bohrung bei 250 cm förderte wieder sehr sandiges Sediment.

Eine weitere Grabung (bis 120 cm) und Bohrung konnte bis in 220 cm Tiefe abgeteuft werden (Nr. 4). Dort musste die Bohrung abgebrochen werden, ohne dass das

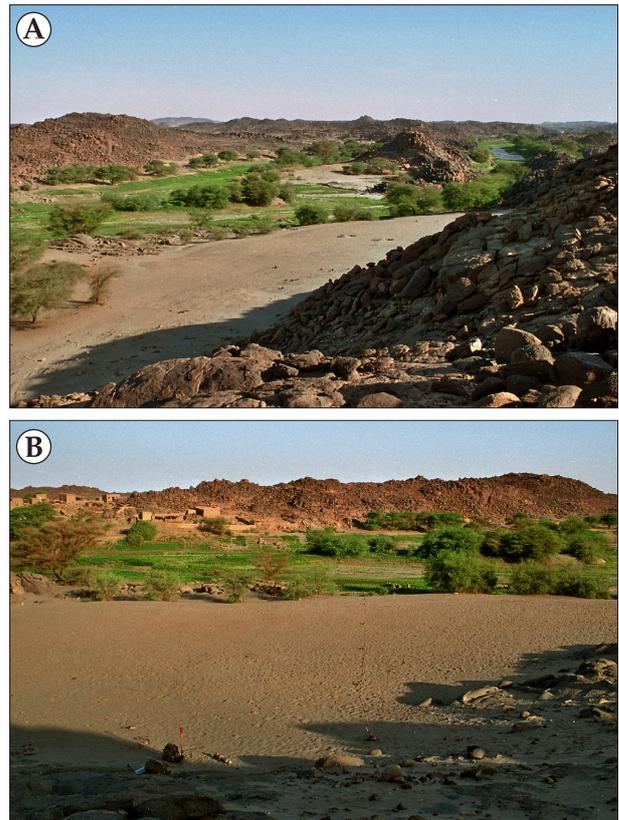


Abb.3-32: A: Blick in die Hochflutrinne Modjera: im Vordergrund verläuft die Catena über die Terrasse in die Rinne. Im Hintergrund steht noch das Wasser der letzten Hochflut im Felsbereich der Rinne. B: Verlauf der Catena vom Anstehenden ins Rinnenriffeste und zur saisonalen Insel Umm Hamed (Fotos: Ritter 2006).

Anstehende erreicht wurde, da die Wände der Grabung immer wieder verstimt sind. Das Sediment wirkt sehr homogen und weist keine erkennbare Schichtung auf. Es überwiegt der (Fein-)Sandanteil in allen Proben.

Bei 40 m (Nr. 5) folgte die nächste Bohrung, die bei 270 cm wieder auf das Anstehende stieß. Die Sedimenteigenschaften bei den Proben aus 100, 200 und 220 cm Tiefe sind sehr ähnlich, sowohl vom sedimentologischen als auch geo-chemischen Standpunkt aus, bis auf eine leichte Erhöhung der Leitfähigkeit bei der 100 cm-Probe.

Zwischen den Bohrungen Nr. 5 (bei 40 m) und Nr. 6 (bei 55 m) vollzieht sich morphologisch ein Wechsel, der sich auch in der Landnutzung widerspiegelt. Entlang einer ca. 1,30 m hohen Terrassenkante verläuft ein kleiner Eselspfad, an dem sich unterhalb das Restfeuchtland (Jarf-/Selukka-Land) anschließt. Bis hierher reicht das Maximum der aktuellen Nil-Flut, so dass der Weg auch bei bankvollem Abfluss noch genutzt werden kann und die Terrassenkante durch laterale Erosion akzentuiert wird.

Bei 55 m (Nr. 6) wurde die nächste Bohrung niedergebracht, mit der bei 180 cm das Anstehende erreicht wurde. Nahe der Oberfläche befinden sich immer wieder dünne Gruslagen und gröbere sandige Linsen. Ab ca. 110 cm ist eine Schichtung klarer ausgebildet und das Sediment ist stabil. Ab 150 cm ist das Sediment feucht. Der Feinsedimentanteil ist in 90 cm sehr hoch und hat in 150 cm nochmals ein kleineres Maximum, bevor die basale Lage wieder grob wird. In einer Tiefe von 155 cm wurde eine weitere Tonscherbe gefunden.

Inmitten des Restfeuchtlandes wurde bei 70 m die nächste Bohrung (Nr. 7) bis in 200 cm auf das Anstehende abgeteuft. Bereits bei 20 cm wird das Sediment feucht. In 150 cm Tiefe befindet sich eine Lage mit hohem Feingehalt (ca. 50% Ton und Schluff). Darunter wird das Sediment zunehmend gröber bis zur basalen Lage direkt auf dem Anstehenden.

Bei 80 m liegt die vorletzte Bohrung (Nr. 8) im Restfeuchtland und erreicht bei 215 cm das Anstehende. An dieser Position wird bereits bei 40 cm das Sediment feucht. Die Probe aus 40 cm Tiefe weist einen sehr hohen Feinanteil (71% Ton und Schluff) auf, was typisch für die rezenten Nil-Sedimente ist. Bei 150 cm wird das Sediment wieder (fein-)sandiger. Direkt auf dem Anstehenden nimmt der Feinanteil wieder etwas zu.

Die letzte Probe (Nr. 9) wurde bei 90 m aus 50 cm Tiefe genommen. Dieser Standort ist nur oberflächlich abgetrocknet, denn bereits in 5 cm Tiefe wird das Sediment feucht. Der Ton- und Schluffanteil liegt mit 52% hoch, was wiederum typisch für rezente Nil-Sedimente ist.

Bei 105 m wurde keine Probe mehr genommen. Die Position liegt in der Tiefenlinie der Hochflutrinne. Die Sedimentauflage ist hier nur 30 cm mächtig, und das Sickerwasser aus höheren Reliefpositionen tritt hier bereits oberflächlich aus.

In der Zusammenschau der Bohrergergebnisse der Catena kann folgendes festgehalten werden: Der tektonisch vorgezeichnete Verlauf der Hochflutrinne Modjera trennt die saisonale Insel Umm Hamed vom Rest Boni Islands ab. Während im schmalen Nordteil lediglich geringe Sedimentakkumulationen auftreten, weist der Südteil eine weitaus komplexere Topographie aus gestaffelten Rinnen unterschiedlicher Niveaus auf. Die Grabungen und Bohrungen an insgesamt neun Positionen zeigen eine bis zu 2,80 m mächtige Sedimentauflage auf einer, u. U. auch zwei, präexistenten möglichen Felsterrassen. Der Wechsel von erosiv entstandener Felsterrasse und auflagerndem Terrassensedimentkörper kennzeichnet einen

grundlegenden Wechsel im Erosions-Sedimentationsprozess. Wie in der Abbildung 3-33 zusammenfassend dargestellt ist, baut sich der Akkumulationskörper nicht aus einheitlichen Sedimenten aus. Im Bereich der Bohrung Nr. 3 sind basalen Lagen (cm Tiefe) im Vergleich zu den darüber befindlichen Schichten grob (Ton- und Schluffgehalte unter 10%, etwas Grus). Während des Aufwachsens der Terrassensedimente verlief hier vermutlich eine Nahrinne am Übergang zwischen Sediment und Anstehendem, in der es zunächst zur Ablagerung größerer Klaster und von Verwitterungsmaterial kam. Diese Rinne hatte während des Aufwachsens eine in der Horizontalen relative Lagepersistenz, fungierte mit zunehmender Aufhöhung aber nur noch als saisonale Abflussbahn mit vollständiger Austrocknung. Das wird zum einen durch die hohen Feinsedimentanteile (Ton- und Schluffanteil bis 71%) im Stillwasserbereich markiert, zum anderen weisen die sehr hohen Leitfähigkeitswerte auf Austrocknung und Salzanreicherung hin. Nach oben nehmen in diesem Profil sowohl Feinmaterialanteil und Leitfähigkeit ab, die das Aufwachsen des Terrassenkörpers und der parallel dazu erfolgenden Talbodenverbreiterung mit einer weniger starken Akzentuierung der Rinne nachzeichnen. Mehrere Profile weisen eine solche gröbere basale Lage auf, die von sehr feinen Stillwasserablagerungen überdeckt wird (Nr. 1, 2, 3, 6 und 7). An drei Positionen war zudem Grus im Sediment mit eingebettet, welches nur vom nahen verwitternden Anstehendem stammen kann. Das bedeutet, dass es eine Verzahnung dreier Prozessbereiche gibt, die in Abbildung 3-33 vereinfacht dargestellt sind. Zunächst beeinflusst das fluviale Millieu, welches den Großteil der Sedimente liefert, den Aufbau und die Erosion des Terrassenkörpers. Ein verflochtenes Rinnennetz

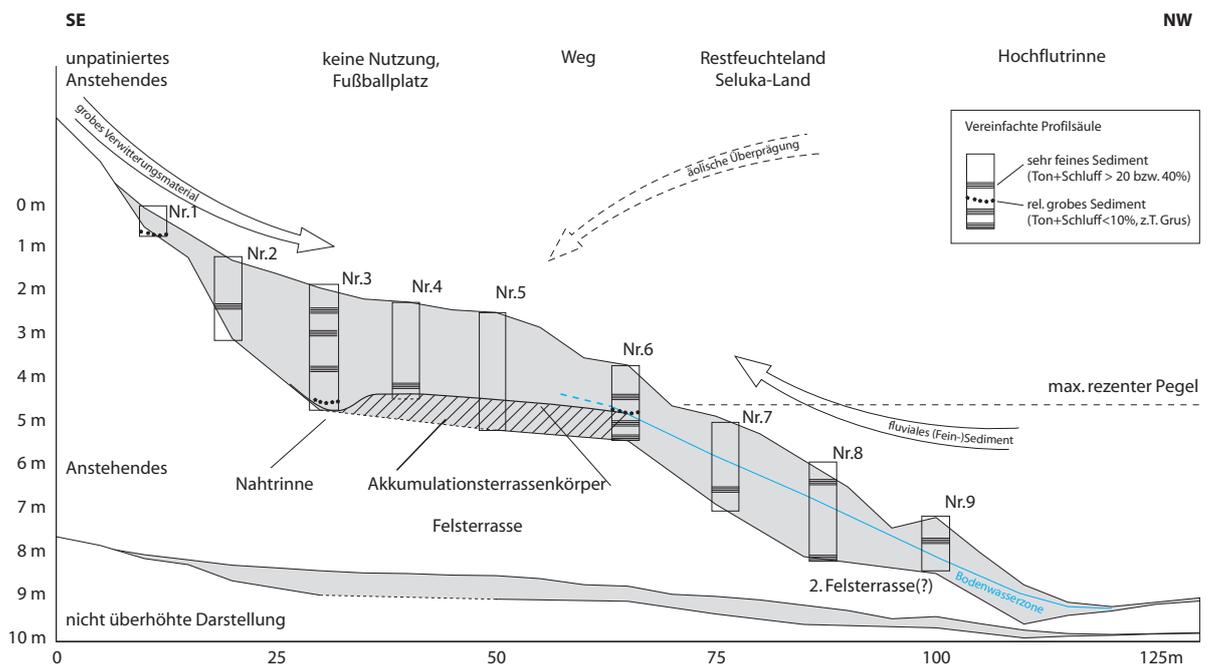


Abb.3-33: Catena beim Umm Gedadiya in am südlichen Ausgang der Hochflutrinne Modjera. Die Sedimentauflage zeichnet eine (möglicherweise zwei) tieferliegende Felsterrasse(n) nach. Die Sedimentkörper weisen teils sehr feine Stillwasserablagerungen und grobes Rinnen- und Hangversturzmateriale auf. Die alten Geländeoberflächen sind unterschiedlich stark äolisch überprägt. Die Profildetails sind für jede Grabung und Bohrung im Anhang (Abb. A-18 bis A-26) dargestellt (eigene Darstellung).

mit Stillwasserbereichen hat, ähnlich den rezenten Bedingungen in tieferer Geländedeposition, die alten Oberflächen eingenommen. Phasenweise führte wiederholte Austrocknung der Nahrinne zur erhöhten Leitfähigkeit in diesem Bereich. Der Einfluss des terrestrischen Prozessbereiches wird durch die auftretenden Gruslagen verdeutlicht, die als hangverspültes Verwitterungsmaterial vom nahen Fels stammen. Die Terrasse stellt also zunächst einen Verzahnungsbereich zwischen diesen beiden Sedimentationsräumen dar. Überprägt wird dieses Geschehen in Phasen relativer Oberflächenstabilität durch äolische Prozesse, die zu einer Umlagerung der Nil-Sedimente führt

Zwei undiagnostische Tonscherben bei 10 m in 1,30 m und bei 55 m in 1,55 m Tiefe weisen ebenfalls auf eine zwischenzeitlich stabile Oberfläche hin. Folglich muss es nach der Ablagerung der Scherben noch zu einer erheblichen Sedimentation gekommen sein.

### 3.2.3.8 Standort 48: Hochflutrinne Modjera

In Verlängerung der Catena von Standort 47 wurde in einer Distanz von 100 m von deren letzten Punkt in einer tiefer gelegenen Rinne noch ein Profil gegraben und eine Bohrung abgeteuft (Abb. 3-3). Ziel war es, im tiefsten Bereich der Rinne das Anstehende zu erreichen und aus möglichst großer Tiefe eine Probe für eine Datierung zu nehmen, um ein Maximalalter der Sedimente in der Rinne zu erhalten, um daraus versuchsshalber eine Sedimentationsrate abzuleiten.

In einer Bohrtiefe von 655 cm wurde das Anstehende erreicht, die erste Sedimentprobe wurde aus einer Tiefe von 605 cm geborgen. Diese Probe (S06\_040) entspricht einem Domsand, einem Dünensand also, in den sekundär fluviales Material eingearbeitet wurde, er ist typischer Weise platykurtisch. Unmittelbar darüber wurde ein OSL-Alter von  $720 \pm 50$  a ermittelt (Abb. 3-35). Die darüber liegenden Proben S06\_038 aus 500 cm und S06\_039 aus 410 cm Tiefe weisen in den Kornsummenhäufigkeitsverteilungen eine zunächst deutliche äolische Überprägung auf (Deflationsminimum bei S06\_038 in der Fraktion 63–125  $\mu\text{m}$ , Abb. 3-34), die dann langsam abnimmt (Schulter bei S06\_039 in der Fraktion 63–125  $\mu\text{m}$ ). Ab einer Tiefe von 200 cm konnte das Profil ergraben werden. Eine ausgeprägte Kreuzschichtung mit feiner Gradierung zwischen 200 und 140 cm zeigt eine fluviale Ablagerung mit wechselnden Schüttungsrichtungen in einem verflochtenen Lauf, so wie es aktuell auch in den Rinnen auftritt. Eine Rinne im fluvialen Sediment wurde mit äolischem Material aufgefüllt, das einem aktiven Kammsand entspricht (Probe S06\_036). Bis in eine Tiefe von 70 cm folgt wiederum eine sehr schluffreiche Schicht (64% Ton und Schluff) mit Wellenstruktur, die Rippeln am Gewässergrund abbilden. Es fand in diesem Bereich ein kontinuierliches Aufwachsen der Sedimente ohne Erosionsphase statt. Oberhalb dieser Schicht wechseln sich eher sandige (äolische) und schluffige (fluviale) Phasen ab, die jeweils verschiedene Mächtigkeiten zwischen 3 und 10 m aufweisen. Das zeigt einen wiederholt kürzeren Wechsel zwischen Überflutung und Trockenfallen. Die rezente Oberfläche ist vollkommen unkonsolidiert und weist ausgeprägte Sandrippeln auf. Da der Standort zum Restfeuchteland mit entsprechendem Anbau gehört, sind die obersten Schichten von Wurzeln durchzogen.

Die Datierung einer OSL-Probe aus fast sechs Meter Tiefe bedeutet, dass während der Zeit von 720 Jahren Sedimente mit einer mittleren Rate von 8 mm/a akkumuliert wurden. Die Lage der Modjera als Hochflutrinne wird aktuell

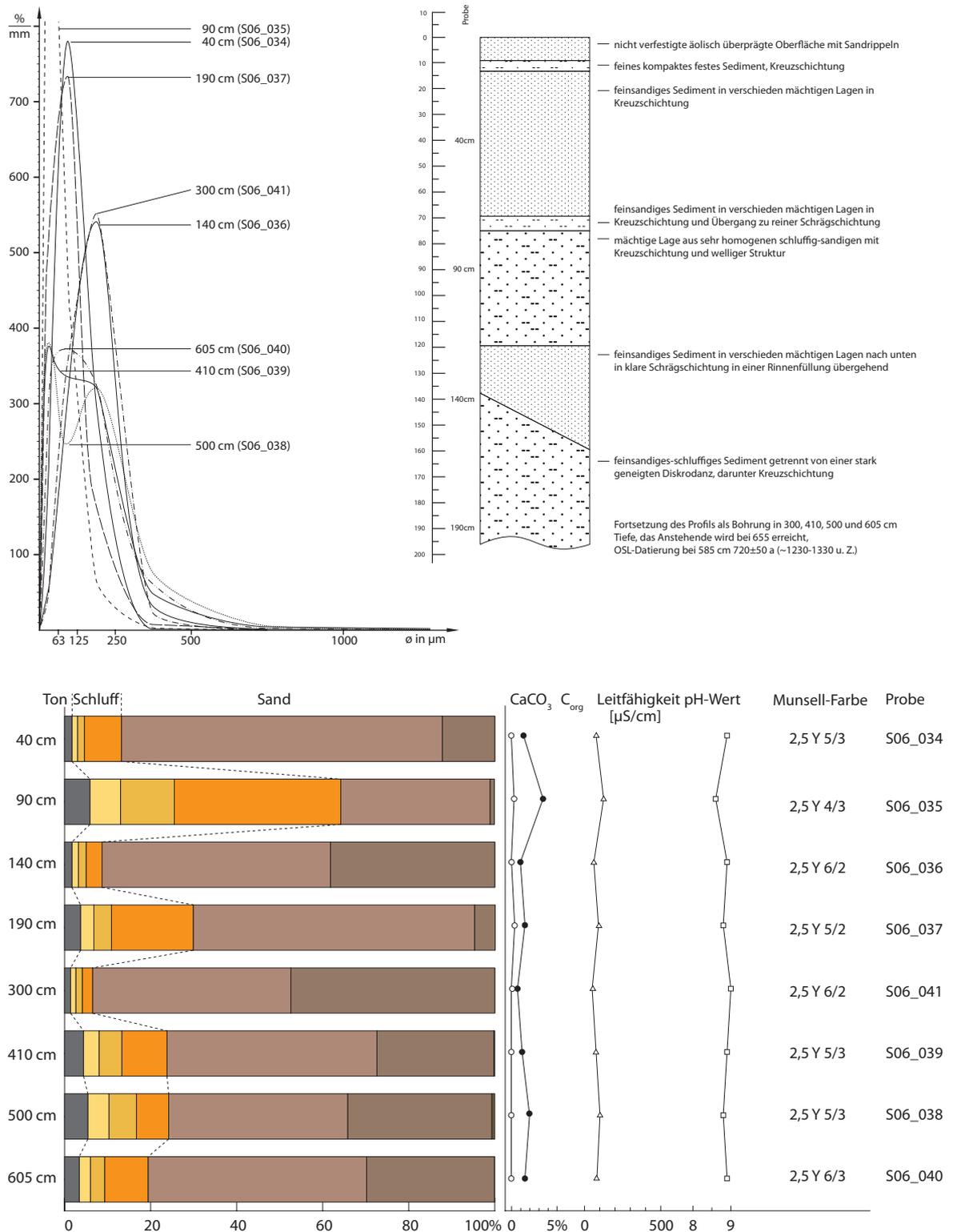


Abb.3-34: A: Kornsummenhäufigkeitsanalyse. B: Profilsprache. C: sedimentologisch-geochemische Analyse des Standorts 48 Hochflutrinne zwischen Umm Gedadiya und Umm Hamed.

Probe	Fraktion [µm]	D <sub>e</sub> [Gy]	D <sub>0</sub> [Gy/ka]	RSD [%]	H <sub>2</sub> O [%]	Sedimentations- milieu	OSL-Alter [a]
4	100–250	1,20 ±0,07	1,666 ±0,064	25,29	3±3	äolisch	720±50

Abb.3-35: OSL-Datierung der Bohrung in der Hochflutrinne Modjera (siehe Abb. 2-16). Obwohl das Sediment eine starke äolische Überprägung aufweist, sollte auf Grund der Lage in der Hochflutrinne beachtet werden, dass der Paläowassergehalt zwischenzeitlich höher gewesen sein könnte. Wegen der abschirmenden Wirkung des Wasser gegenüber der Strahlung könnte das OSL-Alter unterbestimmt sein. Das Sediment wäre dann bereits zu einem früheren Zeitpunkt abgelagert worden.

nur bei mittleren und hohen Pegelständen durchflossen. In Jahren niedriger Wasserführung wird das Niveau der Rinne nicht erreicht und sie fällt trocken. Eine solche Dynamik kennzeichnet die gesamte Profilsäule in wechselnd langen Zeiträumen von vermutlich wenigen Jahren hin bis zu Jahrzehnten. Die reinen Dünenände mit klaren rein äolischen Merkmalen zeigen eine anhaltend äolisch dominierte Phase, wohingegen zwischengeschaltete Zeiten fluviale Sedimente äolisch überprägt werden, wie es auch aktuell der Fall ist. Die dritte Gruppe zeigt ein rein fluviales Milieu mit fehlendem äolischen Anteil. Allen Proben ist jedoch gemein, dass es keine Grobsedimente (>2 mm) gibt. Das lässt darauf schließen, dass es keinen terrestrischen Einfluss auf die Sedimentation in der Rinne gibt, obwohl das Anstehende relativ nahe ist. Vielmehr bedeutet es, dass das Sedimentationsmilieu zunächst durch die fluviale Anlieferung von Sediment durch den Nil einem ferngesteuerten hydrologischen Regime unterworfen ist. Weiterhin sorgt die Fluktuation der Wasserführung durch ein Ausbleiben der Fluten, Sedimentanlieferung und feuchtebedingten Sedimentfixierung für eine Zunahme äolischer Aktivität. Zeit und Umfang der äolischen Phasen führen zunächst zu initialer Überprägung der fluvialen Sedimente mit Ausblasung einzelner Kornfraktionen und zunehmender Sortierung bis später zu rein äolische Sanden, die lange in einem stabilen System verblieben sein müssen.

#### 3.2.3.9 Standort 55: Terrassen von Er Rum

Das Wadi Er Rum konnte während der Kampagne 2006 nur kurz prospektiert werden. Jedoch auf Grund der ausgefallenen Kampagne 2007 war eine Beprobung nicht möglich. Da es sich jedoch um einen wichtigen und anschaulichen Standort handelt, soll er hier dennoch vorgestellt werden. Im Westen der Insel mündet das Wadi Er Rum in der gleichnamigen Ortschaft in den rechten Nil-Arm (Abb. 3-3). Am Unterlauf des Wadis sind über größere Distanz Terrassensedimente mehrere Meter mächtig natürlich aufgeschlossen. Die Terrassenfläche setzt sich noch etwa 500 m wadiaufwärts ins Inselinnere fort (Abb. 3-36A, 3-37). Es handelt sich dabei nicht um Waditerrassen sondern um Nil-Sedimente, die durch den Rückstau in der präexistenten Altform des Wadis zur Ablagerung kamen. Wadi Terrassen müssten nämlich in ihrem Niveau weitgehend parallel der Wadisohle ins Inselinnere folgen, was jedoch nicht der Fall ist, was DGPS-Nivellierungen der Terrassenoberfläche ergaben (vergl. Abschnitt 3.2.2.2). Die Terrassen keilen in Richtung des Inselinneren eindeutig aus, bis sie auf den Anstehenden enden. Richtung Mündung in den Nil erreichen sie eine Mächtigkeit von über vier Metern.

Das Sedimentpaket ist deutlich zweigeteilt, wobei sich im Liegenden gut verfestigte tonig-schluffige Sedimente befinden, die eine horizontale Lagerung aufwei-

sen (Abb. 3-36B). Kalk tritt hier in Form von Rhizomen im Sediment auf. Somit ergibt sich der Eindruck eines Stillwasserbereiches, bzw. sehr langsam fließenden Wassers, was zur Ablagerung feiner Klasten führte. Auf ein sumpfiges Milieu mit Schilfbestand weisen die Rhizome hin. Getrennt wird diese über 1,50 m mächtige Lage durch eine Erosionsdiskordanz mit auflagernden groben Wadisedimenten. Die 15–30 cm mächtige weitgehend unkonsolidierte Lage aus ungerundetem Grus und teils patiniertem Feinkies tritt im Profil klar heraus. Zahlreiche Erosionsrinnen, verfüllt mit gradierten Lagen von groben Wadisedimenten sind in das darunter liegende Sedimentpaket eingetieft. Diese Erosionsdiskordanz gibt ein lokales Klimasignal wieder, bei dem ein oder mehrere starke Niederschlagsereignisse zur starken Umlagerung von groben Material in einem verflochtenen Gerinnebett geführt haben. Die Erhaltung der Patina und die fehlende Zurundung der Komponenten zeigen die kurze Transportdistanz auf der Insel.

Oberhalb dieser Diskordanz folgt ein 2–2,50 m mächtiges horizontal geschichtetes Paket mit einem geringfügig höheren Sandgehalt als die tieferen Straten. In sich ist diese Schicht noch unterteilt, wobei ein dunkler toniger Horizont sehr markant ist.

Weiterhin sind einzelne Lagen etwas feiner und dunkler ausgebildet, die durchaus auch als Horizonte mit Bodenbildung angesprochen werden können. Die Oberfläche besteht aus einer residuellen Anreicherung von Rhizomen und Grus als schwach ausgebildetes Deflationspflaster. Die Profilabfolge lässt sich im Wadi Er Rum über eine Distanz von über 500 m ohne größere Veränderungen verfolgen und stellt damit keine Sondersituation, sondern eine regelhafte Abfolge dar, die für einen größeren Bereich gelten kann. Unter rezenten klimatischen Bedingungen werden die Terrassen durch Zuschusswasser von den umliegenden Felsen zerschnitten, wobei das ablaufende Wasser zu weiterer Erosion der Terrassenkanten führt.

Auf der östlichen Terrasse liegt ein großes mittelalterliches christliches Boxgrave-Feld mit über 50 Gräbern sowie etwa 12 große Tumuli vermutlich aus der post-meroitischen Epoche (nach 500 u.Z.) (BORCOWSKI & WELSBY 2009). Auf der gegenüberliegenden westlichen Terrasse befinden sich 17 weitere Boxgraves. Ob es sich um ein vormals zusammenhängendes Gräberfeld gehandelt hat, oder ob es zwei getrennte waren, wäre spekulativ.



Abb.3-36: **A:** Auf den Terrassensedimenten des Wadi Er Rum liegt ein Boxgravefeld und vorchristliche Tumuli (Blickrichtung: S). **B:** Die Terrassensedimente weisen eine deutliche Erosionsdiskordanz auf, die auch in anderen Teilen der Insel zu finden ist. (Fotos: Ritter 2006).

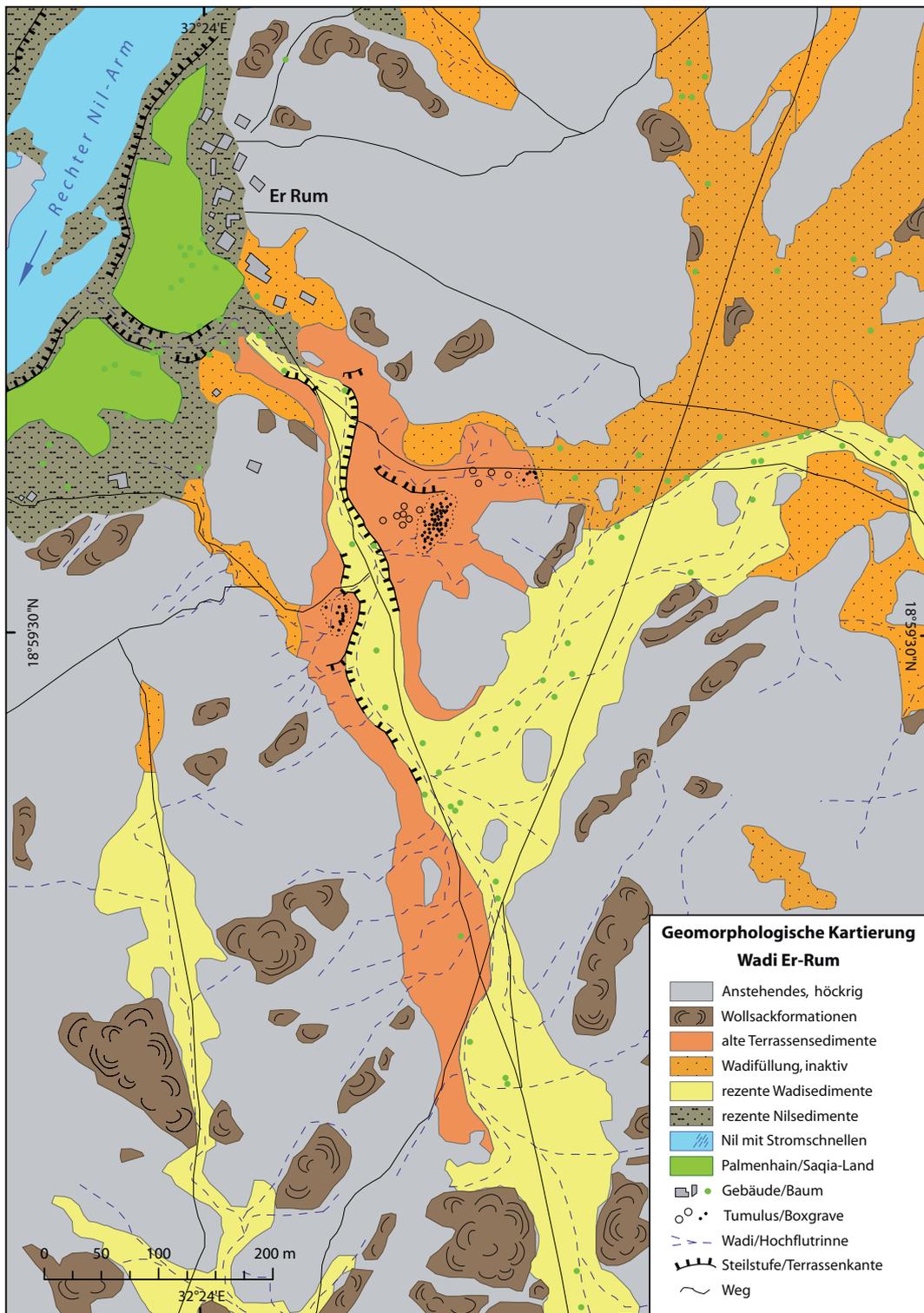


Abb.3-37: Geomorphologische Kartierung der Umgebung des Dorfes Er Rum im Westen von Boni Island (vergl. Abb. 3-3). Das Wadi Er Rum bildet in seinem Unterlauf mächtige Terrassenakkumulationen aus und hat im Gegensatz zu den anderen Wadis keinen Knick im Längsprofil. Bei den Terrassensedimenten handelt es sich um Rückstausedimente des Nil, da sie ins Inselinnere mit annähernd gleichem Niveau der Oberfläche auslaufen. Auf den Terrassen befinden sich zahlreiche Boxgraves und Tumuli (eigene Darstellung, eigene Geländebefunde, QuickBird-Satellitenbild-Kartierung).

### 3.2.3.10 Korrelation der Sedimentprofile

Die vorangegangenen Einzelansprachen der sedimentologisch untersuchten Standorte soll im folgenden in einen inselweiten Zusammenhang gestellt werden. Trotz aller Heterogenität weisen fast alle Standorte Übereinstimmungen in ihrem sedimentologischen Inventar auf, die Korrelationen erlauben (Abb. 3-38).

Augenfälligste Übereinstimmung aller Profile ist ein schluffreiches Sedimentpaket, welches in allen Profilen das Hangende bildet. Hierbei handelt es sich um die früh-holozänen Ablagerungen der Girra- und Goshabi-Formationen (PLAUMBAUM 1987). Sie wurden während des mittleren Holozän bis auf wenige Gunstlagen und Terrassen ausgeräumt. Obschon diese Sedimente einer Formation zuzuordnen sind, weisen sie Unterschiede in ihrer Mächtigkeit, aber vielmehr noch in ihrer Stratifizierung, auf. Die zweigeteilten Terrassenablagerungen von Standort 51 und 55 zeigen dies sehr deutlich, denn die Sedimentpakete werden jeweils durch eine Grobmateriellage aus unkonsolidiertem Grus voneinander getrennt. Beide Wadis liegen, für Boni Island mit 2,5 km, relativ weit von einander entfernt. Das lokale Erosionssignal ist bei beiden Profilen deutlich erkennbar. Im Profil des Standortes 50 ist dieses Signal trotz größerer räumlicher Nähe nicht zu finden. Ursache könnte ein räumlich sehr begrenzt wirksames Ereignis gewesen sein, oder die vollständige Erosion der Schichten des Liegenden. Ein an allen drei Standorten beobachtbares Phänomen ist eine tonreiche dunkle Lage mit hohem Organikanteil und weist auf ein möglicherweise weiter verbreitetes Ereignis hin, welches vom Nil gesteuert wurde. Somit lassen sich anhand dieser einen Formation bereits erhebliche räumliche Unterschiede in der Ausprägung und im Erhaltungsgrad feststellen.

Um diese Unterschiede besser zu verstehen, muss man die Untergrenze dieser Formation betrachten, denn sie stellt das prä-existente Relief dar, auf dem diese Sedimente zur Ablagerung kamen. Dieses differenzierte Altrelief war gesteinsbedingt an tektonische Leitlinien gebunden. Die Talgefäße des Nil-Tal und der großen Wadistrukturen sind zu einem früheren Zeitpunkt angelegt worden und wurde später mit Sediment verfüllt. Einerseits liegen diese Sedimente unmittelbar auf dem Anstehenden (Standort 50), sie liegen auf Dünensanden (Standorte 22, 24, 26 unten, 50) oder ihnen unterlagern Feinsedimentlagen zementierten pedogenen Kalkhorizonten (Standorte 51, 26 oben). Im Fall des Standortes 53 ergibt sich möglicherweise ein Hiatus von 90000 Jahren, der offensichtlich sich nur an diesem Standort widerspiegelt, da an allen anderen Standorten die Sedimentmächtigkeiten nicht ausreichend sind.

Die Standorte 22, 24, 26 und 50 weisen große Dünensandkörper auf, die vor den Schluffen des Früh-Holozän abgelagert wurden. Ein OSL-Alter  $35 \pm 2,8$  ka eines inaktiven Kammsandes vom Standort 50 korreliert zeitlich mit der Formation der Draa in der Farafra-Sandsee Ägyptens (BUBENZER & BESLER 2005, BESLER 2008), was zumindest für eine großräumige Aridität bereits vor dem LGM spricht. Der fast ausschließlich erfolgte äolische Sandtransport lässt vermuten, dass der Nil während dieser Zeit phasenweise trocken gefallen sein muss, da die Sandquellen in Hauptwindrichtung nördlich des Nil in der südlichen Nubischen Wüste liegen (Abb. 1-5, 1-13). Eine Verzahnung von äolischen und Nil-Sedimenten zu Beginn des Holozän weisen auf einen zunehmenden Anstieg des Nil, während einer Übergangsphase mit äolischen und fluvialen Sedimenten hin (Standorte 22 und 24, beide sind die einzigen Festlandstandorte). Führte dieser Wechsel des Nil-Pe-

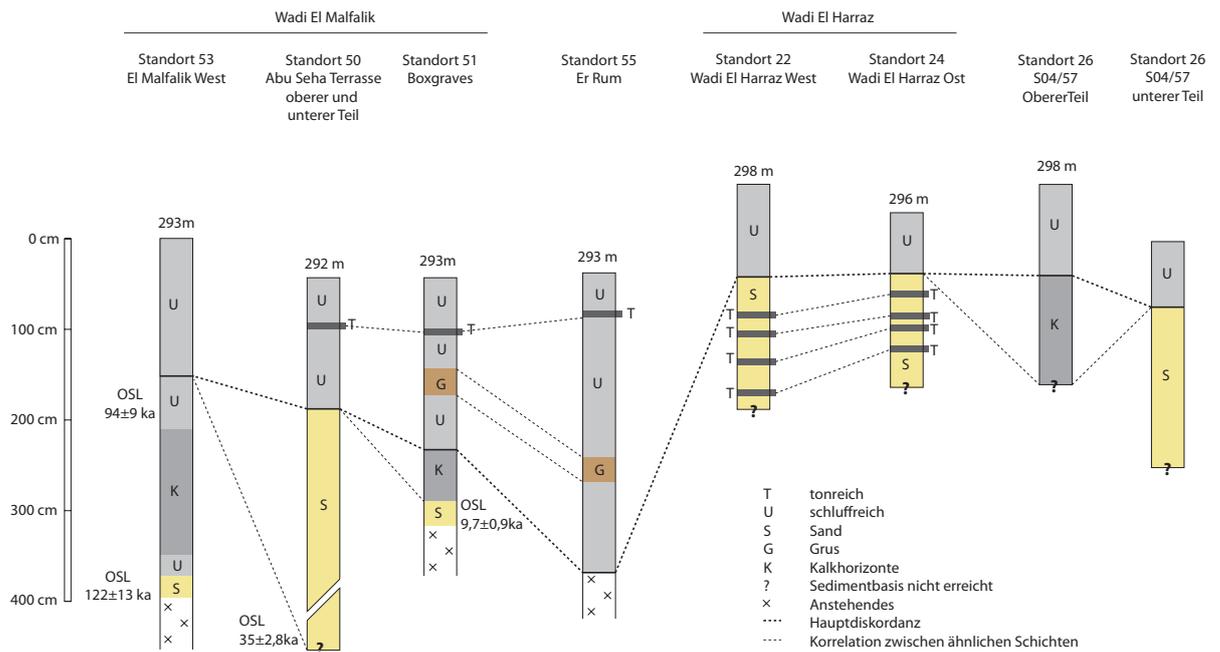


Abb.3-38: Gegenüberstellung und Korrelation der sedimentologischen Untersuchungen auf Boni Island. Die Profile sind in vereinfachter Form dargestellt, um sie anschaulicher miteinander vergleichen zu können. Die DGPS-Höhen der jeweiligen Geländeoberflächen dienen zur Orientierung und sind nicht maßstabsgetreu wiedergegeben (eigene Darstellung).

gels nicht zu einer vollständigen Austrocknung mit äolischer Überlagerung, sondern zu Stillwasserphasen und sumpfigen Milieu, könnte diese Übergangsphase zu Beginn des Holozän in Abhängigkeit vom Standort zu einer Wechsellagerung zwischen fluvialem und äolischem System kommen, oder es bilden sich temporäre Sumpfböden, in denen es dann zur pedogenen Kalkausfällung mit anschließender Aushärtung kommt. Somit besteht die Möglichkeit, dass es in Abhängigkeit von der Geländedeposition (und damit auch sedimentologischen, edaphischen und mikro-klimatischen Unterschieden) zu verschiedenen Ablagerungsbedingungen kommt. Es spiegelt sich die Kleinkammerung des Reliefs somit auch Standortunterschiede bezüglich der Sedimentation und Erosion wider.

### 3.2.4 Geländeaufnahme im Kontext archäologischer Fundplätze

#### 3.2.4.1 Standort 22: Fundplatz S04/192 "Boxgraves"

Im Norden von Boni Island liegt inmitten einer weit gespannten Wadifläche der Standort 22 (Abb. 2-12B, 3-3). Dieser Fundplatz beherbergt einen mittelalterlichen christlichen Friedhof und ein rezentes islamisches Gräberfeld. Bei den Gräbern der klassisch-christlichen Periode handelt es sich auf Grund der oberirdischen Bauform um sog. *Boxgraves* nach BORCOWSKI & WELSBY (2005). Sie stellen einen Grabtyp dar, der auf Boni Island und im gesamten Vierten Katarakt sehr verbreitet ist. Die aus den Gräbern entnommenen <sup>14</sup>C-Alter (Abb. 2-15) ergaben eine Altersspanne von 930 bis 1090 calAD (WOTZKA et al. 2012). Durch eine Tonscherbe, die typ-

logisch auf die Zeit von 850–1000 AD datiert, konnte als *terminus ante quem non* das Alter dieser Gräber bestätigt werden (PETRICK 2012).

Es wurden elf Gräber geöffnet und die Individuen für anthropologische Untersuchungen entnommen, wobei alle weitgehend zu Lebzeiten einen guten Gesundheitszustand aufwiesen, außer einigen altersbedingten Veränderungen (HEIKEL & PATOLLA 2012). Der Erhaltungszustand der natürlich mumifizierten Körper kann als sehr gut bezeichnet werden. Für eine natürliche Mumifizierung ist es sehr wichtig, dass der Körper keiner Feuchtigkeit ausgesetzt wird, da es sonst zum Abbau des organischen Gewebes kommt. Das gibt einen Hinweis darauf, dass es seit der Anlage der Gräber kaum zu einer nennenswerten Durchfeuchtung des Sedimentes gekommen sein kann. Das umgebende Sediment besteht zum überwiegenden Teil aus Sand (70–85%) und Feinkies (6–20%) mit der Folge einer guten Durchlüftung des Substrates, die für die natürliche Mumifizierung förderlich ist. Die Körper befanden sich in einer durchschnittlichen Tiefe von einem Meter unter der Geländeoberfläche, einer Tiefe also, die selbst bei oberflächlicher Infiltration trocken bleibt. Die Sedimentschichten sind weitgehend aus dünnen Wechsellagerungen aus Sand- und Feinkieslagen im Subzentimeterbereich aufgebaut und weisen keine Diskordanzen auf und können als weitgehend homogen angesprochen werden. Die Wechsellagerung deutet auf einen Oberflächenabfluss hin, der das ungerundete Verwitterungsmaterial der nahen Wollsackformationen auf der Wadifläche in Form von Schichtfluten transportiert hat.

Es stellt sich nun die Frage, warum diese Geländesituation für die Anlage des Gräberfelds ausgewählt wurde. Zum einen liegt die Fläche mit über 30 m weit oberhalb der Überflutungsbereiche des Nil und sichert auf diese Weise das Bestehen des Friedhofes selbst bei Extremfluten. Zum andern befindet sich der Fundplatz außerhalb des Ackerlandes und vermeidet somit einen Nutzungskonflikt in der fruchtbaren Nil-Aue. Für die Anlage der Gräber auf der Wadifläche spricht zudem die gute Grabbarkeit des Sedimentes und somit ein relative leichter Aushub der Gräber. Lediglich die Gefährdung durch abkommende Wadifluten wäre zu befürchten. Doch wie die Auswertung eines DGPS-basierten Höhenmodells (Abb. 2-9B, 2-10B, 2-12B) und Satellitenbildanalyse ergaben, befindet sich der Friedhof auf einer niedrigen Wasserscheidenposition innerhalb der Wadifläche und stellt damit einen Gunststandort dar, der die Anlage dieses Gräberfeldes auf relativ sicherer Geländeposition nachvollziehbar macht (RITTER et al. 2007). Die relative Persistenz dieser niedrigen Wasserscheide wird zudem durch eine Nutzungskontinuität als Grablage bis in die heutige Zeit untermauert. Eine bedeutende Verlagerung von Sediment auf der Oberfläche kann auch weitgehend ausgeschlossen werden, da der Fußbereich der oberirdischen Grabkonstruktion weder freigespült noch zuseimentiert wurde. Die Zusammenschau dieser Beobachtungen deutet darauf hin, dass es sich um eine weitgehend stabile Oberfläche handelt, die innerhalb der letzten tausend Jahre keine bedeutende Überprägung mehr erfahren hat.

#### 3.2.4.2 Standort 32: Fundplatz S05/141 "Kerma-Friedhof"

Südlich des Dorfes El Marzari (Abb. 3-3) im Norden von Boni Island befindet sich der archäologische Fundplatz S05/141, der einen gut erhaltenen Friedhof aus der Zeit des sog. *Kerma classique* (1750–1500 BC, Abb. 1-20) beherbergt. Der Fundplatz liegt rund 20 m oberhalb des aktuellen Maximalpegels des Nil auf einer kleinen Verebnung, die im Süden und Osten von niedrigen Wollsackformationen einge-

rahmt ist. Dieses Gräberfeld besteht aus mindestens 41 kleinen Steintumuli, die alle sehr eng beieinander liegen, von denen zehn ausgegraben wurden. Die Anlage der Gräber ist flachgründig; sie weisen eine maximale Tiefe von 50 cm auf, wobei ein Teil der Grube bereits in den verwitterten Granit gearbeitet wurde. PETRICK (2012) vermutet eine bereits vorzeitige Beraubung der Gräber auf Grund des gestörten Zustandes der Skelette. Zudem befanden sich an der Oberfläche wenige Keramikscherben und Steinartefakte. Gegenüber den aktuellen Beraubungen fehlen die frischen Aushubspuren, verstreuten Knochen oder zerstörten Steinstrukturen. Holz und Blätterreste aus diesen Gräbern wurden durch NUSSBAUM & DARIUS (2012) als Doum-Plame (*Hyphaene thebaica*) bestimmt, eine Art also, die heute in der Region in Flussnähe verbreitet ist. In einem Grab waren neben einem weiblichen Skelett noch zwei Ziegen bestattet. Ein Hinweis auf Kleinviehhaltung, die auch heute noch entlang des Vierten Kataraktes praktiziert wird. Die bevorzugte Haltung von Ziegen gegenüber von Schafen scheint in der besseren Anpassung von Ziegen an das felsige Terrain begründet zu sein (PÖLLATH 2012). Von diesem Fundplatz wurden zwölf Radiokohlenstoffalter mit einer Zeitspanne von 1840–1570 calBC bestimmt (Abb. 1-16, 2-15), die zusammen mit den OSL-Altern der Keramik  $1859 \pm 376$  BC– $1312 \pm 373$  BC und der Keramiktypologie genau dem *Kerma Classique* entsprechen (PETRICK 2012, WOTZKA et al. 2012).

Die sehr flache Grabanlage und die erhaltenen Steinringe an der Oberfläche zeigen, dass es nur zu einer geringen Überprägung der Oberfläche gekommen sein muss. Die weitgehend horizontale Lage dieses Fundplatzes verringert etwaige Spülprozesse. Ein sehr geringmächtiger Vesikularhorizont eines Schaumbodens zeugt von geringer Infiltration in das geringmächtige Sediment. Die Sedimentmächtigkeiten überschreiten kaum 30 cm und bestehen zum überwiegenden Teil aus unverfestigtem Grus, der vom benachbarten Anstehenden stammt. Die Steineinfassung weist eine Patinierung auf, die möglicherweise bereits schon zur Zeit der Errichtung auf den Blöcken vorhanden war, da sie auch die Unterseite der Blöcke betrifft.

#### 3.2.4.3 Standort 61: "Scharrbilder"

Weite Bereiche im Innern Boni Islands und der angrenzenden Wüstenflächen weisen ein Wüstenpflaster auf. Durch Patinierung sind diese Hammadflächen sehr dunkel gefärbt, was ein Zeichen für eine stabile Landoberfläche ist, da bei Umlagerungsprozessen diese dunklen Gesteinsüberzüge entfernt worden wären.

Am rechten Nil-Ufer 3,5 km südwestlich des Dorfes Sheriq Kanadjera (Abb. 3-3) befinden sich auf einer Hammadfläche mehrere Scharrbilder (Geoglyphen). Es handelt sich dabei um teils figürliche Darstellungen unter anderem von vier Kamelen, bei denen die Geländeoberfläche vom Wüstenpflaster befreit wurde (Abb. 3-38A). Die darunterliegenden Sedimente lassen die abgeräumten Flächen etwas heller erscheinen.

Da Spuren auf solchen Wüstenoberflächen von sehr langer Haltbarkeit sind, ist eine Datierung der Geoglyphen kaum möglich. Die Wiederpatinierung dieser gestörten Oberflächen gibt einen Hinweis darauf, dass diese Formen nicht rezenten Alters sind, da die Ausbildung einer Patina längere Zeiträume benötigt. Die allmähliche farbliche Angleichung der gestörten Bereiche gegenüber den ungestörten, erschwert die Erkennung solcher Formen im Gelände. Der rezent noch genutzte Eselspfad am rechten Bildrand hebt sich deutlich vom ungestörten Untergrund da. Ob diese Darstellungen nun Jahrzehnte oder Jahrhunderte alt sind,

lässt sich nicht bestimmen. Die Einführung des Kamels in die Region fand frühestens in napatanscher Zeit statt (Abb. 1-20) und bildet zumindest für einen Großteil der Felskunst ein *terminus post quem* im ersten Jahrtausend v.u.Z. (SHINNIE 1996: 11). GABRIEL et al. (2005) beschreiben Geoglyphen im Bereich von Dar el Arab am linken Nil-Ufer (s. Kartenbeilage). Sie weisen dort mit über 120 Einzelobjekten einen größeren Umfang auf. In diesem Bereich (ca. 30 km stromabwärts von Boni Island) handelt es sich um geometrische und abstrakte Formen, nicht um figürliche Darstellungen. Doch einen entscheidenden Hinweis geben all diese Scharrbilder oder Geoglyphen. Sie zeugen von einer langanhaltenden Oberflächenstabilität der Hammadafächen, in denen sie angelegt wurden. Oberflächliche Umlagerungsprozesse finden in nur sehr begrenztem Umfang statt. Die seltenen Niederschlagsereignisse sind lediglich in der Lage Ton und Schluff zu verlagern, der sich dann in den Vertiefungen der Scharrbilder als dünne Lagen akkumulieren. Die groben Komponenten der Hammadafäche bleiben unbewegt. Die mangelnde Verfügbarkeit von äolisch verfrachtetem Material verhindert zudem eine Überdeckung der Scharrbilder mit Sand.

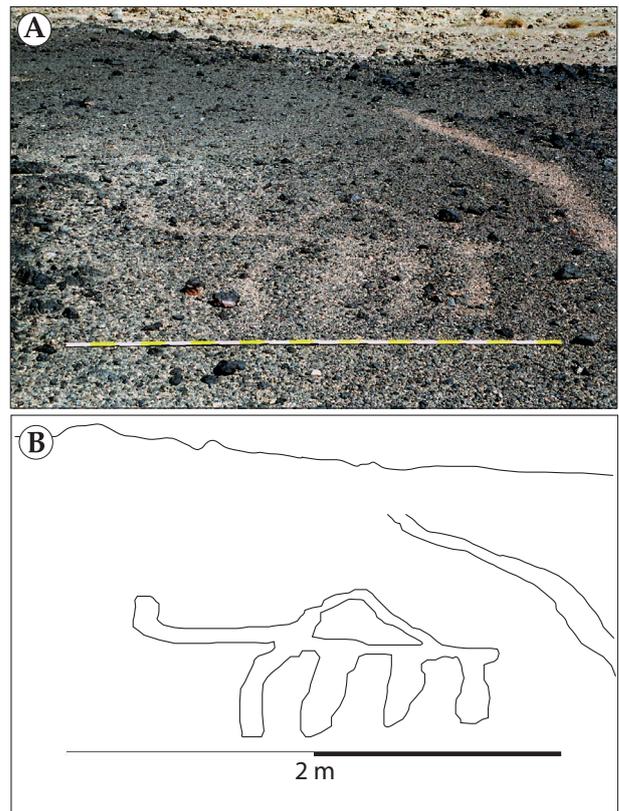


Abb.3-39: A: Scharrbild (Geoglyphe) eines Kamels auf einer Hammadafäche 3 km südwestlich von Sheriq Kanadjera (Abb. 3-3) und dessen B: Umzeichnung (Foto, Zeichnung: Ritter 2006).

### 3.2.5 Rezente anthropogene Eingriffe

Die intensivste direkte anthropogene Überprägung des natürlichen Reliefs betreffen die Kulturterrasse, da hier, bedingt durch die landwirtschaftliche Nutzung, der Mensch kontinuierlich morphologisch wirksam ist. Die Anlage von Becken für die Bewässerung ist das prägende Element der Kulturterrasse (Abb. 3-40A). Dieses Saqia-Land nimmt mit 54% über die Hälfte des gesamten ackerbaulich nutzbaren Landes auf Boni ein (RITTER & DIEHL 2007). Zudem ist es ganzjährig nutzbar und bildet damit die ökonomisch bedeutsamste Anbauzone. Zieht man das mit bewässerten Palmenhainen als Dauerkultur bestandene Ashow-Land hinzu, erhöht sich diese Fläche auf 68%. Durch teils mehrjährige Nichtnutzung werden brachgefallener Becken und Terrassen binnen kurzer Zeit äolisch überprägt und müssen wieder neu angelegt werden. Von längerer morphologischer Persistenz sind die aus Stein und Holz errichteten Kanäle und Wasserleitungsstrukturen mit Metall- und Kunststoffrippen (Abb. 3-40B).

Zum Abbau mineralischer Rohstoffe für die Gewinnung von Lehm und Ton als Bau- und Töpfermaterial werden in der Kulturterrasse kleine Gruben von bis zu zwei Metern tiefe und wenigen Quadratmetern Fläche gegraben. Nach Beendi-

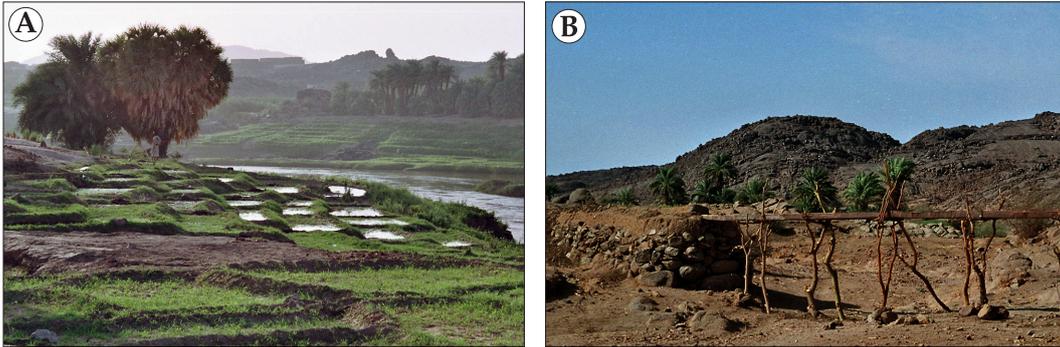


Abb.3-40: **A:** Ein ausgeklügeltes unterhaltungsintensives Bewässerungssystem aus Becken und Terrassen prägt die Kulturterrasse (südlich von El Mazari). **B:** Zur Überbrückung von Wadis aus dem Inselinnern werden Aquädukte und Mauern zum Ausgleich des Geländes errichtet (nahe Khor Rabah) (Fotos: Ritter 2005, 2006).

gung des Abbaus verstimmen die Wände relativ schnell oder die Gruben werden gezielt wieder mit Sediment verfüllt. Auf hoch gelegenen alten Terrassen ist das dortige Wüstenpflaster durch zahlreiche flache Gruben gestört. Diese Gruben dienen laut Auskunft der lokalen Bevölkerung zum sog. *Marooq*-Abbau (s. Abb. 3-23). Es handelt sich dabei um Sediment, welches auf die Felder ausgebracht wird und der Verbesserung der Bodeneigenschaften dienen soll. Eine solche Praxis wird auch von GRAY (1949) und RITTER (2008) von der Insel Mograta bei Abu Hamed beschrieben. Von SALIH (1999) werden für den stromabwärtigen Bereich auf der Insel Birta (s. Kartenbeilage) Sedimentfänger erwähnt, die quer in Hochflutrinne zur Neulandgewinnung eingebracht werden. Solche Einrichtungen konnten auf Boni Island nicht beobachtet werden. Im Inselinnern ist das Wegenetz von hoher Persistenz, denn der intensive Eselsverkehr über die Hammadaflächen erneuert ständig die alten Wege. Eine Überprägung durch natürliche Faktoren kann auf den Flächen mit der permanenten Erneuerung nicht Schritt halten. Entlang der Festlandsufer verlaufen LKW-Pisten parallel zur gesamten Katarakt-Region, die anhand ihrer markanten Doppelspur sehr gut auf den QuickBird-Bildern zu erkennen sind. Diese linienhaften Elemente haben aufgrund ihrer Lage auf den stabilen Oberflächen ebenfalls eine Erhaltungstendenz.

Der letzte und bedeutendste Eingriff in dieses landschaftliche System ist die Flutung des Vierten Kataraktes durch den Hamdab-See. Dieser Eingriff führte zur Vernichtung dieser einzigartigen Landschaft.

## 4 Topographische Karte 1:100 000

Ein erklärtes Ziel dieser Arbeit war es, eine topographische Karte des gesamten Vierten Kataraktes anzufertigen (Abb. 4-1, Kartenbeilage). Dieser Abschnitt des Nil-Tals wurde mit neuen Punkt- und Liniendaten, sowie verlässlichen Höheninformationen kartiert. Neue Fernerkundungsdaten wurden dabei mit vorliegenden Karteninformationen kombiniert und durch selbst erhobene Felddaten ergänzt. Alle verfügbaren Datensätze wurden mit ESRI ArcGIS verarbeitet und kartiert. Die zugrunde liegenden Karten weisen einen zeitlichen Rahmen von über 50 Jahren auf, in dem sie aufgenommen und veröffentlicht wurden (s. Kap. 2.3.1). Diese Heterogenität setzt sich bei den Kartenmaßstäben fort, denn die Skalenunterschiede reichen von 1:25 000 bis 1:1 000 000 (Abb. 4-2). Nicht nur bei den Karten, sondern auch bei den Fernerkundungsdaten ergibt sich ein zeitlich und räumlich (daraus auch qualitativ) sehr vielfältiges Bild (RITTER et al. 2007).

Als Basis für die Kartierung dient ein digitales Höhenmodell der SRTM-Mission (Shuttle Radar Topography Mission) mit einer räumlichen Auflösung von 90-Metern (FARR et al. 2007). Diese Auflösung wurde gewählt, da sich daraus in dem verwendeten Kartierungsmaßstab von 1:100 000 eine Pixelgröße von 0,9 mm ergibt und diese als ausreichend betrachtet wurde. Das Höhenmodell wurde mit einer vertikalen Staffelung von 25-Meter-Intervallen gewählt, um die Lesbarkeit der Karte zu gewährleisten. Die 300-Meter-Höhenlinie wurde in der Karte gesondert hervorgehoben, da sie dem maximalen Wasserstand des Hamdab-Sees entspricht. Die Verwendung des digitalen Höhenmodells erlaubte eine verlässliche Darstellung der Wüstenbereiche jenseits des Nil-Tals, deren Höheninformationen bisher aus Luftbildern abgeleitet wurden.

Die Punktdaten entstammen zum einem dem gesamten o.g. Kartenmaterial. Dabei wurde darauf geachtet, keine Doppelungen zu erzeugen. Namen wurden einheitlich oder in ihrer Schreibweise korrigiert. Zum anderen stammen zahlreiche Punktdaten aus eigenen Vermessungen, die während der Arbeiten in großer Zahl auf Boni Island und dem rechten Nil-Ufer erhoben wurden. Diese Daten umfassen Orte, Wadis, Berge und andere topographische Elemente. Darüber hinaus wurden dankenswerter Weise mehrere GPS-Waypoint-Datenbanken benachbarter Arbeitsgruppen (Abb. 1-3) zur Verfügung gestellt, um auf diese Weise Orte in allen anderen Bereichen des Kataraktes festzuhalten. Weiterhin wurden durch Satellitenbilddauswertung zahlreiche Ort und weitere Einzelobjekte kartiert. Nicht in allen Fällen konnten deren Namen ermittelt werden; sie wurden der Vollständigkeit halber mit aufgenommen. Es wurde darauf verzichtet, den einzelnen Orten eine Hierarchie in Bezug auf Größe, Einwohnerzahl oder funktionale Bedeutung zuzuweisen, da hierfür die Hintergrunddaten nicht vorhanden waren. Die Karte



Maßstab	Kartentyp	Blattnummer/Name	Jahr	Quelle
1:1000000	Geologische Karte Sudan	Nr. 5, Dongola & Berber	1988	GRAS (1988)
1:500000	Sowjetische Generalstabskarte	2030-E36A	1979	nach LEE (2005)
1:250000	Topographische Karte "Quarter Million Sheets"	NC35-45-F, Merowe NC35-45-B, El Kab	1933, 1976 1938, 1951, 1975	Sudan Survey Office (1933, 1938)
	Geologische Karte Bayuda	Geological Map of the Bayuda Desert, Sudan	1981	BGR (1981)
1:200000	Sowjetische Generalstabskarte	E-36-VIII, E-36-IX, E-36-XIV, E-36-XV	1967, 1969, 1971	nach LEE (2005)
1:25000	Dammbau-Planungskarte	Nr. 1, Gebel Kulgeila	1946	nach AL HAKEM (1993)
		Nr. 2, Gebel Umm Rahw	1946	
		Nr. 3, Hosh el Guruf	1946	
		Nr. 4, Boni Island	1947	
		Nr. 5, Shiri Island	1947	
<b>Erklärung:</b> Die <i>kursiven</i> Jahresangaben stehen für Überarbeitungen der jeweiligen Karten.				

Abb. 4-2: Übersicht der Kartenwerke, welche für die Erstellung der topographischen Karte 1:100000 des Vierten Kataraktes als Grundlage gedient haben.

Die Wasserstandsverhältnisse sind relativ niedrig und erlauben daher auch einen interannuellen Vergleich der Kartierungsergebnisse.

Als flächenhaftes Element wurde die Bedeckung mit vitaler Vegetation mittels NDVI (Normalized Differenced Vegetation Index) nach LILLESAND et al. (2008) errechnet. Die Basis dieser Berechnung bildet eine Landsat7-Aufnahme vom 23.01.2000, die die Vegetationsbedeckung vornehmlich entlang des Nil und seiner Hochflutrinnen abbildet. Ein Beispiel für den Zusammenhang zwischen zurückweichenden Wasserständen und der nachfolgenden Vegetationsbedeckung in den Hochflutrinnen wird im Bereich zwischen den Inseln Uli und Umm Duras deutlich. Hier zeichnet die Vegetation den Verlauf der trockengefallenen Nil-Arme nach.

Die Farbgestaltung der Karte wurde so gewählt, dass die Darstellung ästhetisch ansprechend ist (IMHOF 1965). Im Gegensatz zur aktuell üblichen Farbgebung mit sehr kräftig leuchtenden Farben, wurden in dieser Karte gedeckte Farbtöne verwendet. Sie werden dem Naturraum, den sie abbilden, somit gerecht.

Diese Kartierung des Vierten Kataraktes stellt einen wichtigen Bestandteil der Arbeiten in der Region dar. Dabei wurde erstmalig sowohl das Nil-Tal als auch die umgebenden Flächen der Nubischen Wüste und der Bayuda in einheitlichem Maßstab und einheitlicher Darstellung abgebildet. Die Kombination aus vorhandenem Kartenmaterial, neuen Fernerkundungsdaten und selbst erhobenen Daten machen diese Karte zu einer präzisen, aktuellen und nahezu vollständigen Darstellung dieses Nil-Talabschnittes. Es wurde der Maßstab von 1:100000 gewählt, um die Darstellung auf einem Kartenblatt zu ermöglichen, welches in seiner Ausgabegröße praktikabel nutzbar ist.

Die flächenhafte Erfassung dieser Landschaft mit dem Anspruch auf Lagegenauigkeit und Detailtreue besitzt absoluten Pioniercharakter. Diese Karte bildet somit in sich eine erste kartographische Gesamtdarstellung des Vierten Kataraktes in einer topographischen Karte.

## 5 Die Nil-Katarakte im Vergleich

Für die mögliche Übertragbarkeit der Untersuchungsergebnisse dieser Studie wird im Folgenden der Vierte Katarakt im Zusammenhang mit den anderen Katarakten betrachtet. Es sollen Unterschiede und Gemeinsamkeiten der einzelnen Teilabschnitte besprochen werden. Durch die vom Verfasser angefertigte Kartierungen werden die Katarakte erstmals in einem angemessenen Maßstab vergleichbar dargestellt, denn bisher existierten hiervon kaum einheitlichen kartographischen Darstellungen.

Den Nil-Abschnitt (s. Abb. 0-1) zwischen Khartoum und Assuan bezeichnet BALL (1939: 72, 74) als *Cataract-Region*, THURMOND et al. (2004:1) greifen diesen Terminus mit *Cataract Nile* wieder auf. Obwohl in diesem Teilstück von ca. 1900 km Länge die Katarakte je nach Zählweise lediglich zwischen einem Zehntel bzw. einem Viertel (inklusive Batn el Hajar) der gesamten Flusskilometer einnehmen, stellt diese Landschaftsform ein bedeutenderes Gliederungsmerkmal dar als die Alluvialflächen in den dazwischenliegenden Abschnitten. Die Katarakte bilden somit im gesamten Nil-Verlauf eine Singularität, denn weder oberhalb von Khartoum entlang des Weißen und Blauen Nil, noch unterhalb von Assuan sind derartige Landschaften zu finden.

### 5.1 Erster Katarakt

Der Erste Katarakt erstreckte sich einst mit etwa 60 Inseln und Felsen aus Granit über 12 km. Es sind die einzigen Felsinseln im ägyptischen Nil, denn alle anderen Inseln sind sedimentären Ursprungs (EMBABI

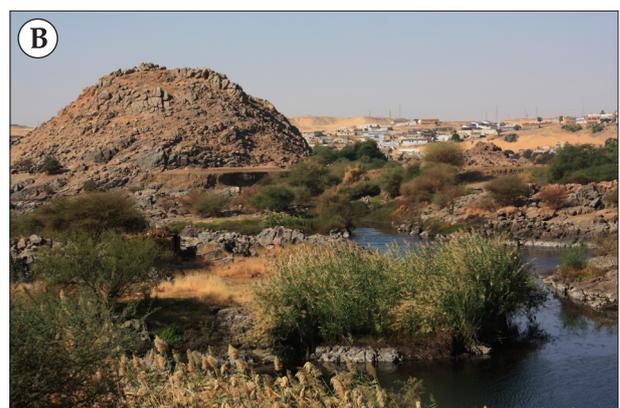


Abb.5-1: Teile des Ersten Kataraktes bei Assuan erstrecken sich noch bis 7 km unterhalb der Staumauer (s. Abb. 5-2). Er ist im Assuan-Granit (Syenit) angelegt, weist ein kleingekammertes Relief auf. **A:** Die Insel Saluga ist von zahlreichen Hochflutrinnen durchzogen, **B:** Auf der Insel Sehel sind stellenweise alte Terrassensedimente erhalten, auf denen Bewässerungswirtschaft betrieben wird (Fotos: Ritter 2010).

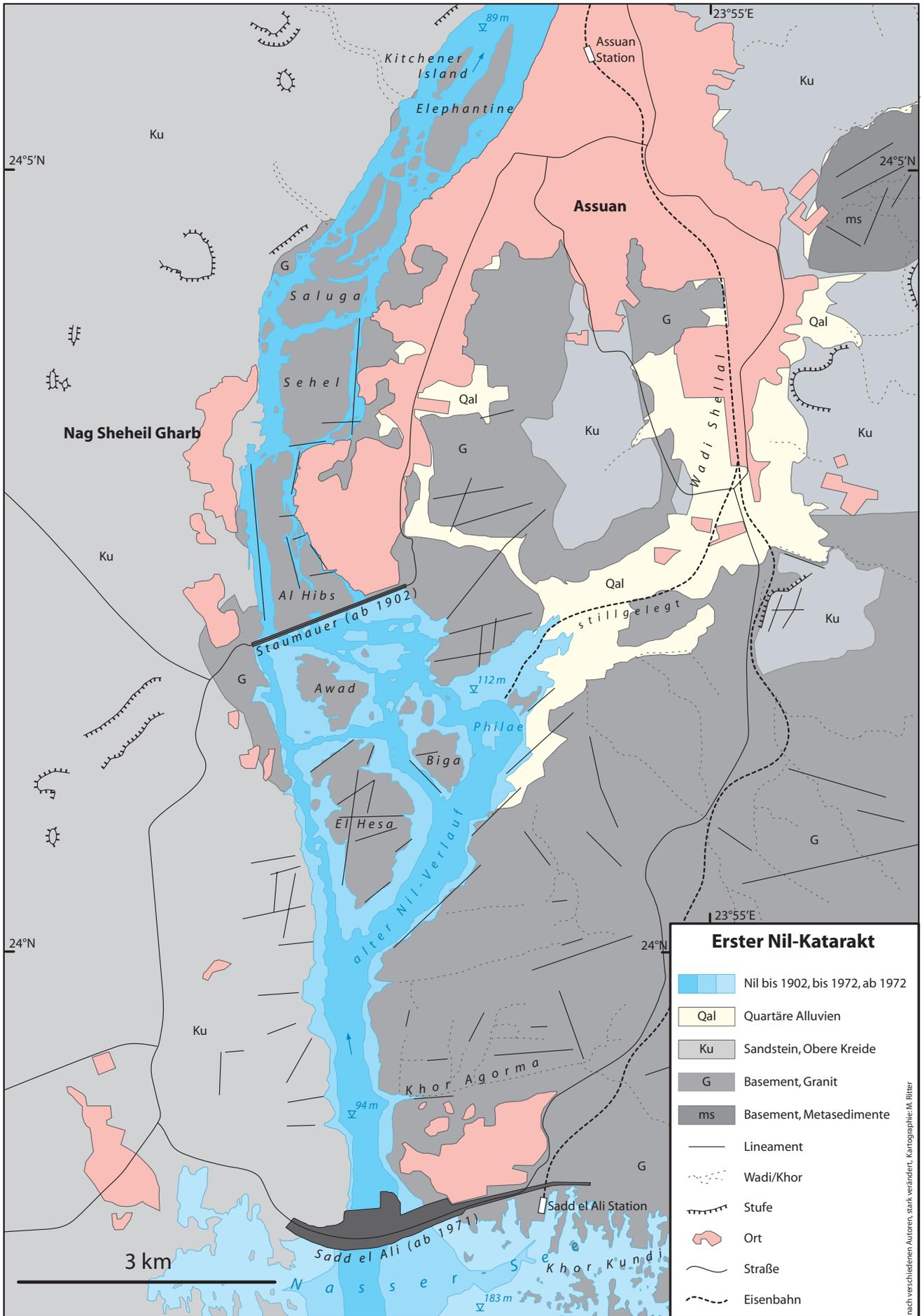


Abb.5-2: Der Erste Katarakt bei Assuan wurde durch die Staumauer von 1902 und den Hochdamm von 1972 zum Teil überftutet (eigene Kartierung nach: KRENKEL 1925, VON ESBECK-PLATEN 1962, Grundlage: GoogleEarth Catalog ID: 1010010001A1F203, 1010010001A1F202, Aufnahme datum: 13.02.2003)

2004: 60, 65). Durch die Errichtung der Assuan-Staumauer im Jahr 1902 wurden bereits Teile des Ersten Kataraktes überflutet, und durch spätere Erhöhungen der Staumauer in den folgenden Jahrzehnten versanken weitere Bereiche in einem Stausee von 320 km Länge. Der Bau des Hochdamms 7 km südlich der alten Mauer führte ab 1972 zur Entstehung eines 550 km langen Stausees, der bis in die Republik Sudan reicht. Der Erste Katarakt ist in einer Granitintrusion angelegt, die den Fluss durch tektonisch vorgeprägte Klüfte in schmale tief eingeschnittene Talbereiche und Hochflutrinnen zwingt. Der ackerbaulich nutzbare Raum beschränkt sich auf kleine Bereiche mit Terrassensedimenten (Abb. 5-1B), die Siedlungen liegen außerhalb der Überflutungszone auf den felsigen Partien über dem Tal (Abb. 5-1A). Im weiteren Verlauf wird das Nil-Tal nicht mehr durch Granite, sondern durch Sandsteinformationen der Nubischen Serien eingerahmt. Ins öffentliche Bewusstsein ist der Verlust dieser Landschaft und ihrer Kulturschätze durch die Rettungsarbeiten der UNESCO im Nil-Tal gelangt. Von geowissenschaftlicher Seite wurden zahlreiche begleitende Arbeiten entlang des Nil durchgeführt, deren wichtigstes Werk von BUTZER & HANSEN (1968) verfasst wurde. Das Alter des Ersten Kataraktes ist relativ jung, wie die geologische Prospektion im Vorfeld der Errichtung des Assuan-Hochdamms ergab (VON ESBECK-PLATEN 1962: 53). Es existierte bereits eine Talanlage vor dem Jung-Pleistozän, jedoch kein Katarakt. Der Abfluss erfolgte über das ca. 5 km weiter östlich gelegene Wadi Shellal (Abb. 5-2), welches heute verfüllt ist (SOLLE 1968d: 457f).

## 5.2 Zweiter Katarakt

Der Rückstau des Assuan-Staudamms reicht weit in die Republik Sudan hinein und wird dort als Lake Nubia bezeichnet (Abb. 5-4). Seit 1972 ist der Zweite Katarakt vollständig in diesem Stausee untergegangen. Der Übergang der Sandsteine der Nubischen Serien zum Kristallin 12 km südlich von Wadi Halfa markierte das nördliche Ende des Zweiten Kataraktes. Im Gegensatz zum Ersten wurde der Zweite Katarakt auf Grund seiner Länge und Komplexität auch als Großer Katarakt bezeichnet (SOLLE 1968d: 446). Sein südliches Ende wurde unterschiedlich festgelegt und ging in den Batn el Hajar über, einem seit jeher sehr dünn besiedelten engen Nil-Talabschnitt. Überragt wurde das Tal von Sandsteinformationen, die die Breite des nutzbaren Uferstreifens limitierten (Abb. 5-3). Die Inseln des Zweiten Kataraktes waren kaum besiedelt, denn auf Grund des saisonal schwankenden Wasserstandes veränderte sich die Größe der Inseln und die Breite der Flutrinnen

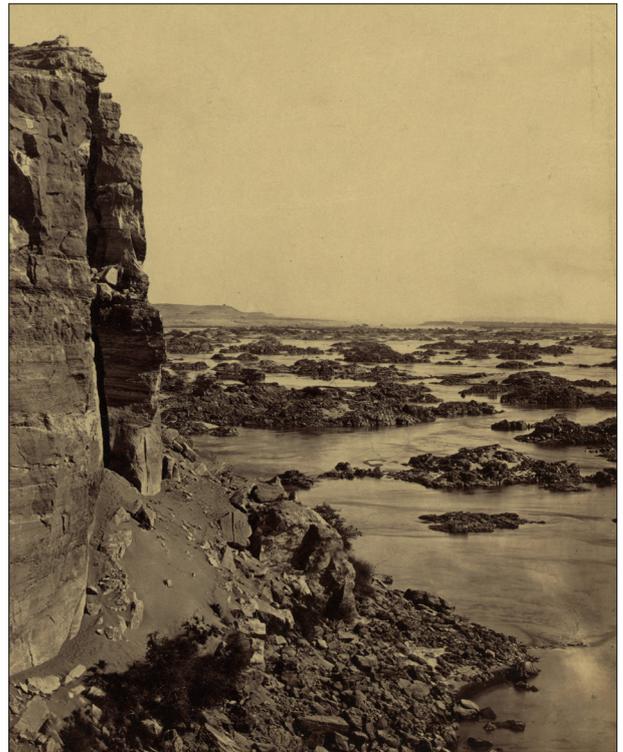


Abb.5-3: Der Felsen von Abusir (Sandstein) überragte als Landmarke den Zweiten Katarakt (s. Abb. 5-4), der sich auf einer Länge von 10 km erstreckte bis er in den 1970er Jahren im Lake Nubia/Nasser-See unterging (Foto um 1850, LOC 2012).

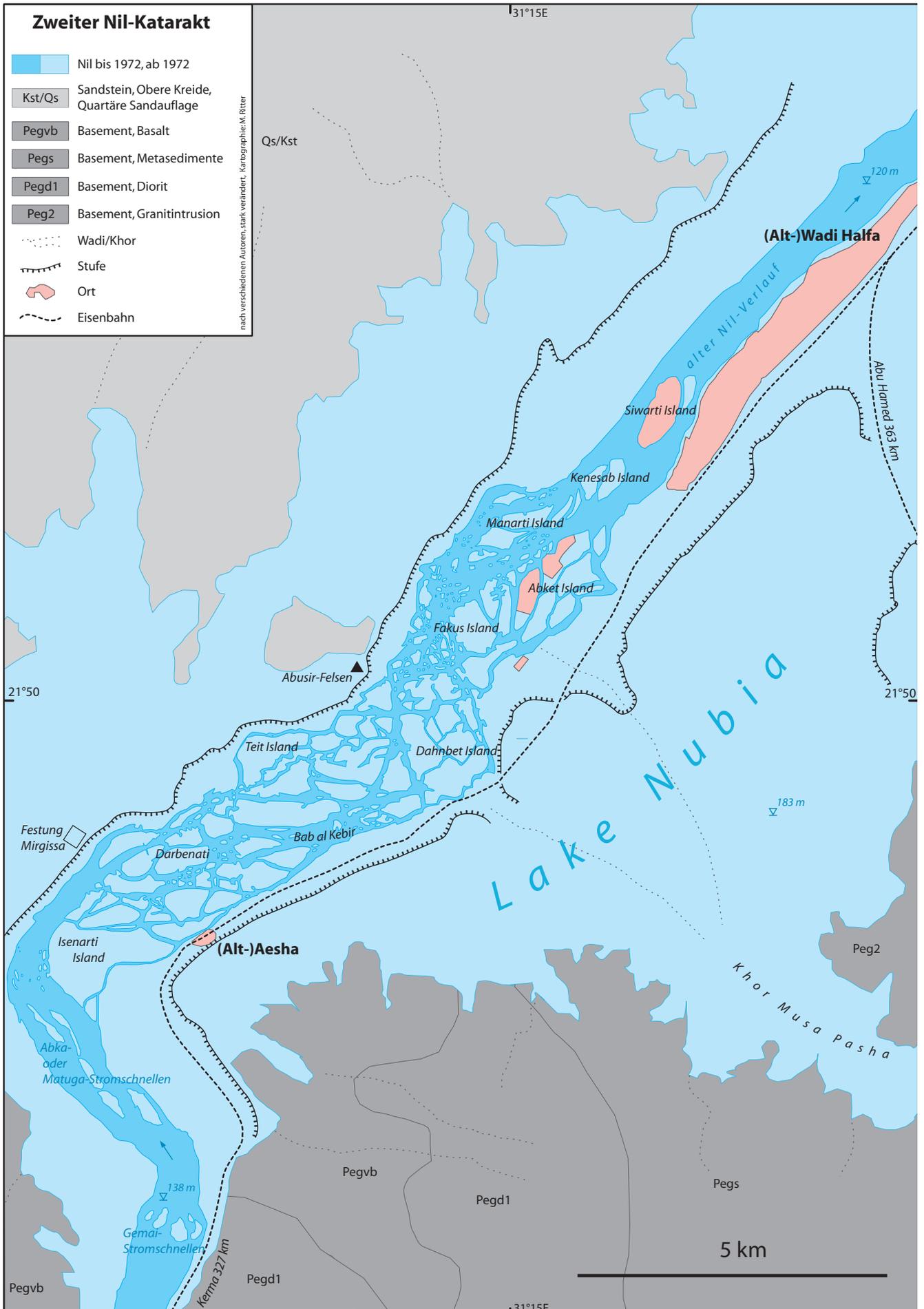


Abb.5-4: Der Zweite Katarakt bei Wadi Halfa ist heute vollkommen im Lake Nubia/Nasser-See untergegangen (eigene Kartierung nach CHÉLU 1891, MASPERO 1901, BAEDEKER 1913, VERCOUTTER 1970, GRAS 1988b, Blatt 2, GoogleEarth

erheblich (vgl. VERCOUTTER 1970: 55). Es verblieben also nur schmale Gunstlagen entlang der Talränder, in denen Hochflut- und Terrassensedimente erhalten geblieben waren und mit althergebrachten Methoden bewässert werden konnten. Das Nil-Tal wurde und wird über weite Strecken von Sanddünen begleitet, die sich wegen ihrer Mobilität, Bodenfeuchteverhältnisse und der Distanz zum Nil weder als Siedlungs- noch als Ackerland nutzen lassen. Der Zweite Katarakt bildete die Grenze zwischen Ober- und Unternubien und war Ägyptens natürliche Südgrenze während des Mittleren und Neuen Reiches (22.–11. Jh. v.u.Z.) (ADAMS 1977). Er stellte früher wie heute einen peripheren Raum und eine Grenzregion dar.

### 5.3 Dritter Katarakt

Am südlichen Ende des Batn el Hajar liegt der Dritte Katarakt, bevor sich dann das nördliche Dongola-Reach mit seinen weiten Alluvialflächen anschließt (Abb. 0-1, 5-3). Der Dritte Katarakt ist auf Grund seines geringen Gefälles nicht so deutlich ausgeprägt wie die anderen Katarakte; einige Autoren zählen ihn gar nicht zu den Katarakten (SAID 1993). Bei sehr niedrigen Wasserständen tauchen in seinem Nordteil zahlreiche Felshindernisse im Fluss auf. Nördlich des Kataraktes gibt es zwei markantere Stromschnellen: den Dal-Katarakt und den Katarakt von Kajbar (Abb. 0-1), beide werden jedoch auf Grund ihrer Kürze und Distanz nicht zum Dritten Katarakt gezählt (CHÉLU 1891: 54f, LYONS 1906: 258, BERRY & WHITEMAN 1968: 28). Der gesamte Bereich zwischen Zweitem und Drittem Katarakt ist sehr dünn besiedelt. Das dort tektonisch stark vorgeprägte Nil-Tal weist über weite Strecken kaum Terrassenkörper auf, die zur landwirtschaftlichen Nutzung genutzt werden könnten. Vereinzelt existieren kleine Weiler im Bereich von Wadimündungen und entlang alter Hochflutarmlen, doch nur in sehr beschränktem Umfang (TAHIR 2011). Die sudanesisische Regierung hat im Jahr 2010 mit der chinesischen Firma Sinohydro vereinbart, am Katarakt vom Kajbar einen Damm zu errichten, in dessen Folge auch der Dritte Katarakt überflutet werden würde und etwa 10000 Menschen umgesiedelt werden müssten. Zahlreiche wichtige archäologische Fundstätten wären von dieser Flutung ebenfalls bedroht (BOSSHARD 2011).

### 5.4 Fünfter Katarakt

Zwischen Berber und Abu Hamed tritt der Nil in die Faltenstrukturen der Keraf-Scherzone ein (Abb. 1-4) und bildet dort den Fünften Katarakt (Abb. 0-1). Besonders bei niedrigen Wasserständen ragen dort zahlreiche Felsen aus dem Nil und bilden eine Reihe von kleineren Kaskaden. Die tektonische Prägung verursacht hier einen nicht so stark verwinkelten Verlauf wie beim den anderen Katarakten, vielmehr orientiert sich hier der Fluss entlang der NNW-SSE verlaufenden Faltenstrukturen im metamorphen Gestein (Abb. 5-7). Im Fall des nördlichen Abschnittes (Abb. 5-6) folgt der Fluss einer Störungszone, die quer zu den Faltenstrukturen verläuft. Bedingt durch wechselnde morphologische Härten des Gesteins werden Felsriegel herauspräpariert. Die Uferstreifen sind schmal, ermöglichen aber wegen ihrer relativen einheitlichen Ausprägung im Bereich quartärer Alluvien die Anlage größerer zusammenhängender Anbauflächen. Der Fünfte Katarakt ist von seiner Erstreckung nicht eindeutig definiert. Die Ursache liegt in einer nicht so markant ausgeprägten Stromschnellenzone und des moderaten Gefälles. Die Kar-

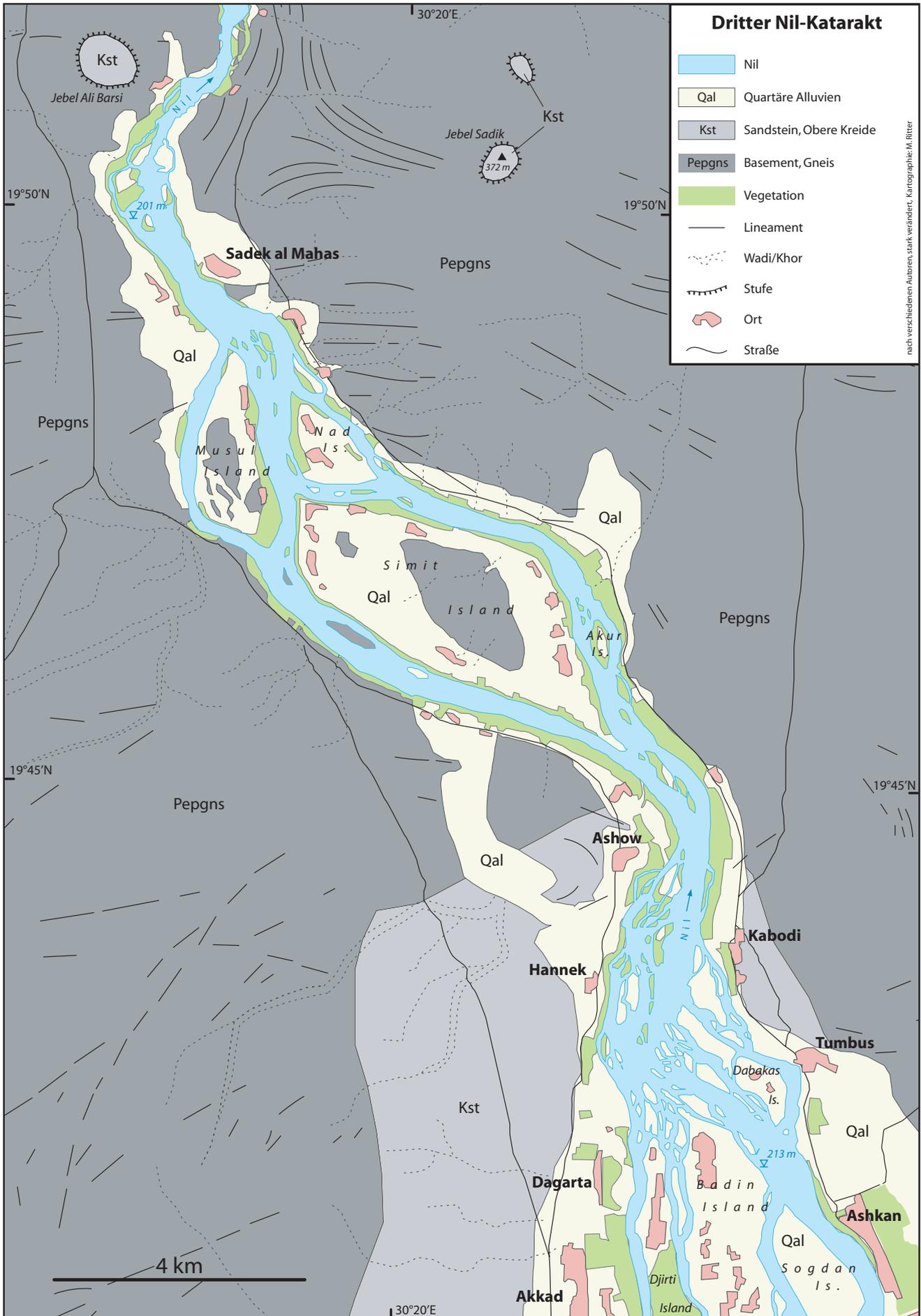


Abb.5-5: Der Dritte Katarakt nördlich von Dongola (eigene Kartierung nach CHÉLU 1891, HUME 1934, GRAS 1988a, Blatt 5, GoogleEarth: Catalog ID: 1010010002458503, 1010010002458504, 09.09.2003, 1010010002458504 22.09.2003)

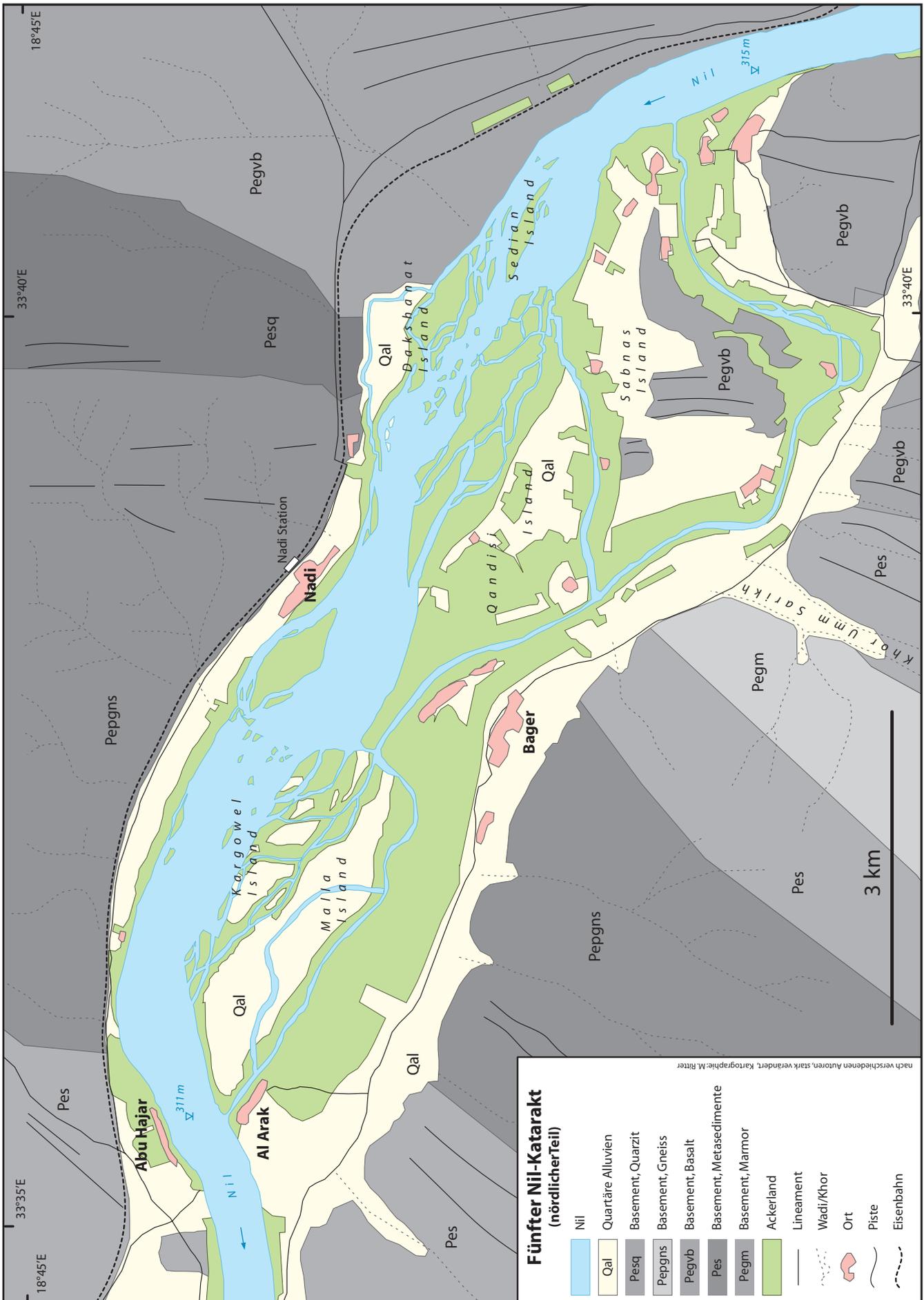


Abb.5-6: Der nördliche Bereich des Fünften Katarakts zwischen Berber und Abu Hamed (eigene Kartierung nach: Sudan Survey Office 1927, BGR 1981, GRAS 1988a, Blatt 5, GoogleEarth: Catalog ID 10100100017FF507, Aufnahme datum 21.12.2002)

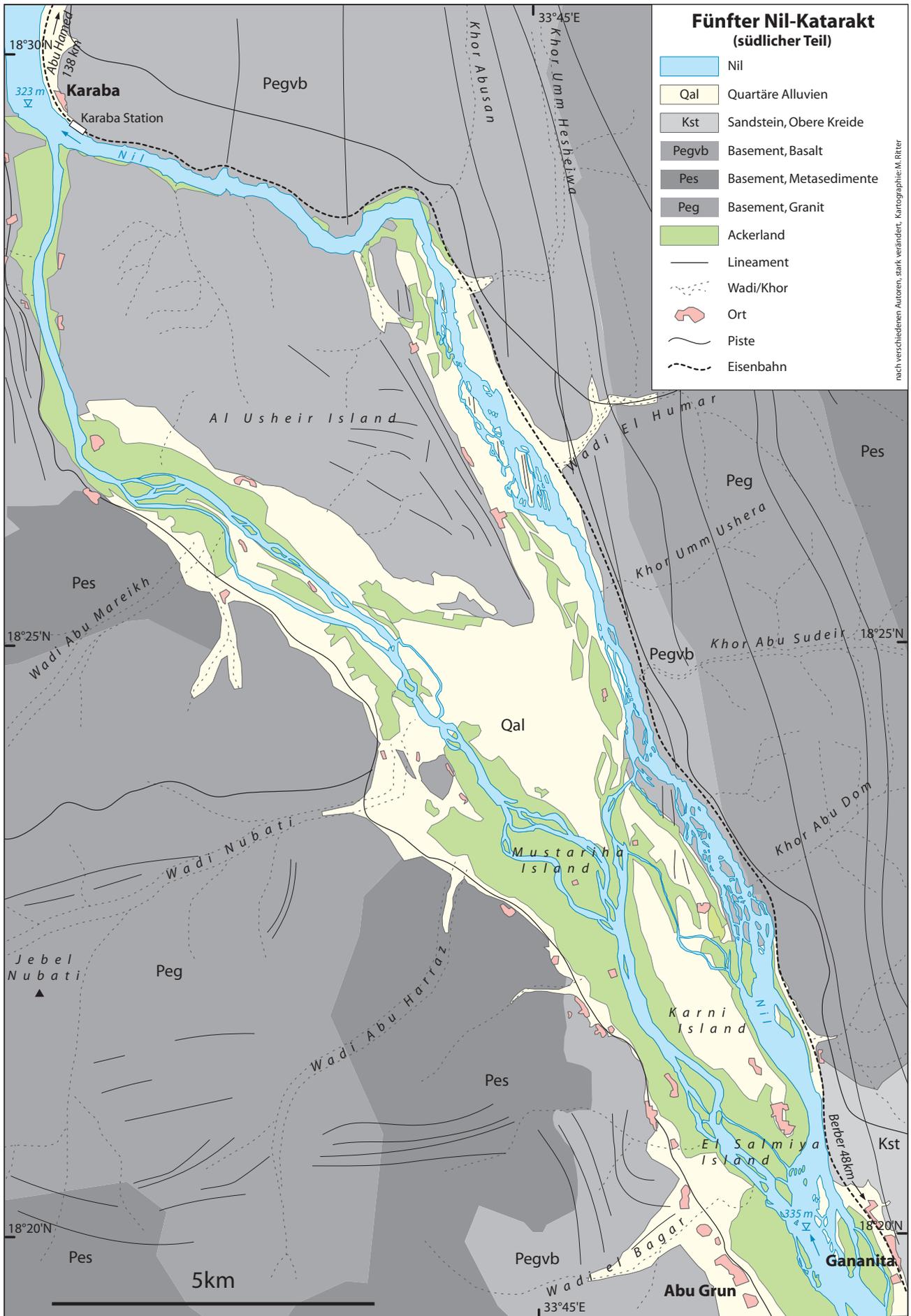


Abb.5-7: Der südliche Bereich des Fünften Katarakts nördlich von Berber (eigene Kartierung nach: Sudan Survey Office 1927, BGR 1981, GRAS 1988a, Blatt 5, GoogleEarth: Catalog ID: 1010010002CDC501, Aufnahmedatum: 23.03.2004)

tierungen in den Abbildungen 5-6 und 5-7 bilden zwei Bereiche ab, bei denen man am ehesten von einer Kataraktlandschaft sprechen kann, da hier das Gerinnebett über größere Strecken im Festgestein angelegt ist. Durch morphologische Härteunterschiede im Anstehenden und entlang von Zerrüttungszonen nimmt das Gefälle kleinräumig deutlich zu, und es bilden sich Stromschnellenbereiche. Mit dem Wechsel des Nil-Niveaus im Laufe eines Jahres verlagern sich diese Stromschnellenbereiche zwischen vielen kleinen Inseln und treten bei Niedrigwasser am deutlichsten hervor. Zwischengeschaltet sind immer wieder Flussstrecken mit alluvialen Füllungen und geringem Gefälle. Von archäologischer Seite wurden bisher in nur geringem Umfang Arbeiten durchgeführt (EL AMIN & EDWARDS 2000). Im Jahr 2010 wurde für den Fünften Katarakt ein Vertrag über ein Dammbauprojekt für Wasserkraftproduktion und Bewässerungsmaßnahmen mit chinesischen Firmen geschlossen (BOSSHARD 2011).

## 5.5 Sechster Katarakt

Der Sechste Katarakt ist ein epigenetisches Durchbruchstal, in dem der Nil auf einer Länge von 12 km einen Intrusivkörper (ALMOND 1977) in einem 150 m breiten Engtal (Abb. 5-8) quert. LYONS (1909: 47) setzt sich als erster kritisch in diesem Zusammenhang mit dem Kataraktbegriff auseinander und spricht davon, dass die Bezeichnung Katarakt für diesen Abschnitt auf Grund des geringen Gefälles nicht angebracht sei; diese Ansicht vertritt SAID (1993: 20) ebenfalls und nennt ihn Sabaloka-Gorge. *Sabaloka* oder *Shebluka* sind weitere Bezeichnungen, die den Sechsten Katarakt benennen. Sie sind lediglich dialektale Varianten der Begriffe Rinne oder Graben; somit ist die Bezeichnung Sabaloka-Gorge sprachlich eigentlich eine Doppelung. Der Sechste Katarakt nimmt unter den Katarakten eine Sonderstellung ein. Der Intrusivkörper überragt die ihn umgebende Ebene um über 120 m und stellt eine wichtige Landmarke dar. Die Form des Engtals bedingt eine sehr schmale Flussaue, die landwirtschaftlich genutzt wird, in einigen Abschnitten fallen die Felswände direkt bis in den Flusslauf ab. Dort gibt es lediglich vier kleine Weiler, die größeren Siedlungen liegen im weiten Alluvialland südlich und nördlich des Intrusivkomplexes (Abb. 5-9). Auf Grund seiner isolierten Lage innerhalb der weiten Rumpffläche kann er leicht umgangen werden und ist nicht wie die anderen Katarakte ein Durchgangsbereich.



Abb. 5-8: Das epigenetische Durchbruchstal des Sechsten Kataraktes ist teils über 150 m tief und weist in wenigen Gunstbereichen schmale bewirtschaftbare Ufersäume auf (Foto: Ritter 2008).

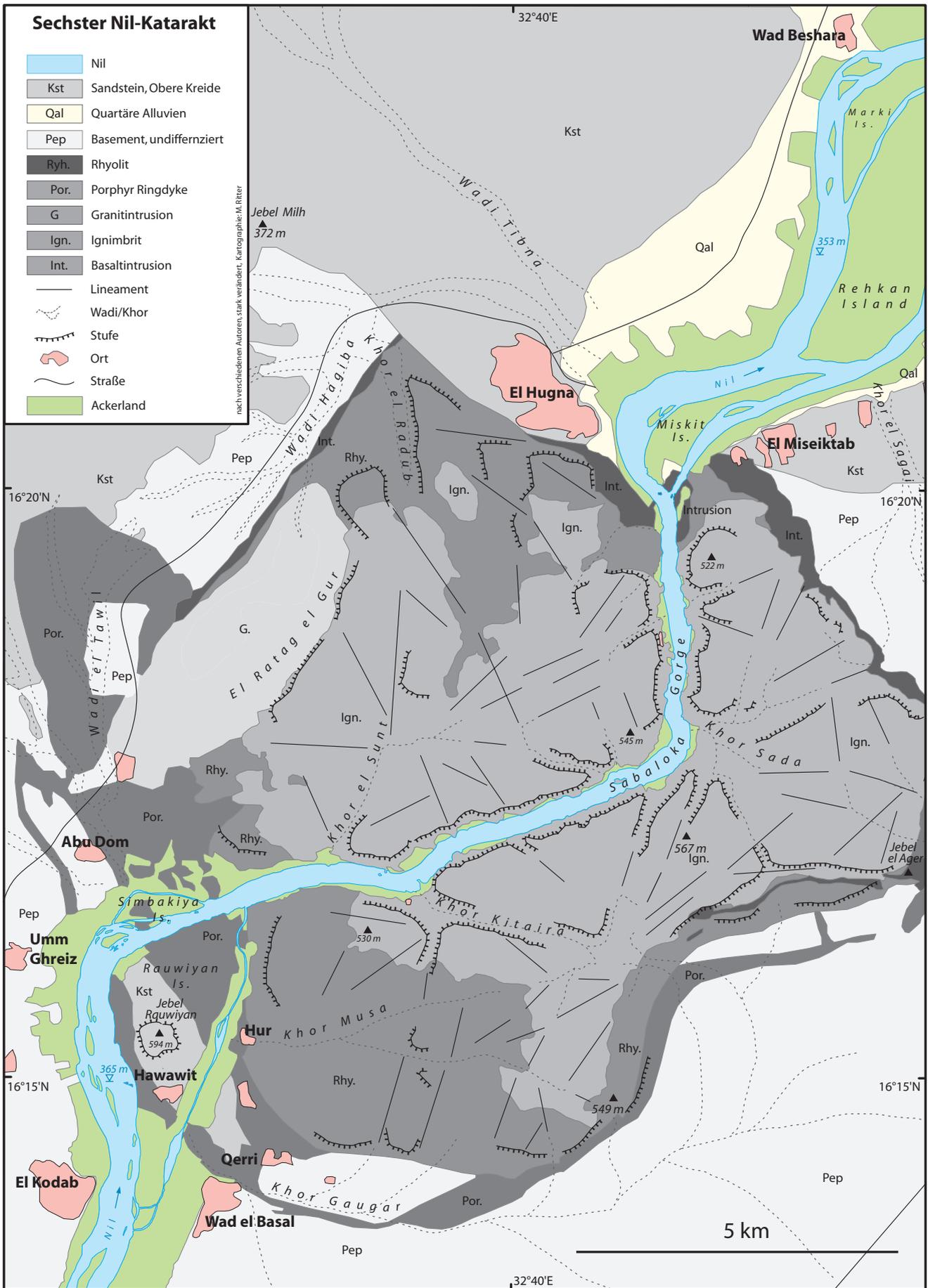


Abb.5-9: Im Sechsten Katarakt, der so genannten Sabaloka-Schlucht, bildet der Nil ein epigenetisches Durchbruchstal in einem Intrusivkomplex (eigene Kartierung nach ALMOND 1977, Grundlage: GoogleEarth Catalog ID 1010010002D95B03 Aufnahme datum: 10.04.2004)

## 5.6 Vergleich und Einordnung

Die Katarakte unterscheiden sich zunächst erheblich durch ihre Länge von zunächst wenigen hundert Metern, wie der Kajbar-Katarakt bis hin zu komplexen langen Kataraktzonen wie der Vierte Katarakt von nahezu hundert Kilometer Länge (Abb. 0-1). Die Anlage von Hochflutterrassen gestaltet sich in Abhängigkeit des präexistente Reliefs sehr unterschiedlich. So ist im Bereich des Vierten Kataraktes die Taleintiefung besonders akzentuiert, mit der Folge von schmalen tiefen Talformen, wohingegen diese im Bereich des Fünften Kataraktes nicht so prägnant hervortritt (PFLAUMBAUM 1987). Die naturräumliche Ausstattung der flussbegleitenden Wüstenzone beeinflusst die Zugangs- und damit auch Nutzungsmöglichkeiten des Nil-Tals. So verhindern Sanddünen, die bis an den Nil heranreichen, einen Zugang zum Fluss. Wie am Vierten Katarakt ist das Hinterland des Flusses stark reliefiert und daher sehr unwegsam, so dass viele Wege lediglich als Stichpisten und kaum flussbegleitend angelegt sind.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass trotz der teilweise unterschiedlichen Ausgestaltung allen genannten Katarakten eine Vielzahl von Merkmalen gemeinsam ist. Die Katarakte des Nil zwischen Khartoum und Assuan sind in Massengesteinen oder Metamorphiten angelegt, mit der Folge einer Versteilung des Flusslängsprofils und der Tendenz zur Bildung von Stromschnellen. Diese Anlage im Basement führt zudem zu einer langfristigen Lagestabilität der Inseln, im Gegensatz zu den stark veränderlichen Inseln in den Alluvialbereichen zwischen den Katarakten. Durch die tektonisch angelegte Klüftung entsteht ein kleinteiliges Reliefs, da sich entlang dieser Leitlinien in Wadis Sedimentfallen als spätere potenzielle Gunsträume bilden konnten. Zudem verzweigt sich der Fluss in zahlreiche Arme, die je nach Wasserstand nur saisonal durchflossen werden (Abb. 1-10, 6-1). Es entsteht eine komplexe Zone aus temporären Inseln und Hochflutrinnen, die sowohl in ihrer horizontalen als auch in der vertikalen Ausprägung ein gestaffeltes Relief mit kleingekammerten Gunsträumen schafft, das nur eine saisonale und kleinräumig Nutzung zulässt (SHAHIN 1985: 50). Auf Grund dieses kleinteiligen Gefügemosaiks der landschaftlichen Ausstattung ist die landwirtschaftliche Nutzfläche von vornherein stark limitiert. Die geo-ökologischen Bedingungen verändern sich auf kurze Distanzen erheblich (Sedimentbedeckung, Bodenfeuchte, Neigung). Die zwischen den Wadis gelegenen Felspartien weisen kaum eine Sedimentbedeckung auf oder sind lediglich mit dünnen Schleiern von Verwitterungsschutt überzogen. Mangelndes Substrat lässt einen Anbau oder selbst eine extensive Beweidung in den Felsbereichen nicht zu. Hinzu tritt die saisonale Pegelschwankung des Nil, die tiefer gelegene Bereiche zeitweise nicht nutzbar macht, da diese mehrere Monate überflutet sind. Mit dem Zurückweichen der Flut gibt der Fluss zum Einen die Bereiche frei, die dann als Restfeuchteland ohne künstliche Bewässerung genutzt werden, zum Anderen erhöht sich die vertikale und horizontale Distanz höher gelegener Felder zum Fluss. In der Folge können Teile dieser Flächen nicht mit herkömmlicher Bewässerungstechnik erreicht werden, fallen zeitweise brach und aus der Nutzung heraus. Dieses Problem hat sich mit der Einführung der Dieselpumpe etwas entschärft (SALIH 1999). Die landwirtschaftlich nutzbaren Anteile der gesamten Talbreite sind somit gering, da sie in allen Fällen durch das landschaftliche Gefügemosaik mit seinem kleingekammerten Nebeneinander von Gunst- und Ungunsträumen stark limitiert sind. Das saisonale Abflussregime mit der Hochflut im Spätsommer und den niedrigsten Wasserständen im Mai führt zu einem

jahreszeitlichen Rhythmus, dem der Anbau in spezieller Weise angepasst ist. Das begrenzte Nutzungspotenzial in dieser Landschaft führt zu einer angepassten Nutzung in Form speziell entwickelter Anbau- und Bewässerungsmethoden, wie dem Restfeuchtland und dem höher gelegenden Bewässerungsland. Die Aufteilung in Anbauzonen in Flussnähe und Siedlungsraum außerhalb des Fruchtlandes stellt eine der Talmorphologie entsprechenden Nutzung dar. Die über den eigentlichen Katarakt hinausgehenden geologischen Strukturen stellen und stellen zudem ein Verkehrshindernis dar, so dass auf dem Fluss keine Schifffahrt möglich ist. Doch auch entlang der Ufer gestaltet sich eine Fortbewegung ebenfalls schwierig. Dies ist ein weiterer Grund, warum die Katarakzonen häufig weiträumig umgangen wurden (Abb. 1-2).

Die Lage im (hyper-)ariden Teil der Ost-Sahara entlang des perennierenden Fremdlingsflusses ist allen Katarakten gemein. Die Flussoase als schmales diskontinuierliches Band bildet eine ökologische Sondersituation in einer Region, in der die Trockenheit das prägende übergeordnete Element ist.

Es lassen sich die grundlegenden Eigenschaften des Vierten Kataraktes als idealtypischen Ausprägung einer solchen *Kataraktlandschaft* auf die anderen Nil-Katarakte übertragen. Lokale Varietäten einzelner Elemente unterstreichen vielmehr die Einzigartigkeit einer solchen Konfiguration aus Landschaft, Klima, Hydrologie und angepassten Nutzung.

## 6 Synthese und Diskussion

Die Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung wird nachfolgend anhand der Ergebnisse aus Kapitel 3 zusammengefasst und diskutiert.

Wie die Untersuchungen gezeigt haben, stellt die tektonische Prägung des Untersuchungsgebietes den Haupt-Steuerungsfaktor für die Landschaftsentwicklung dar. Die Engständigkeit des im Basement angelegten Kluftnetzes erzeugte eine Kleinkammerung bereits des prä-existenden Reliefs. Sedimentations- und Erosionsprozesse werden maßgeblich von der Position innerhalb dieses tektonischen Gefügemusters mitbestimmt. Das gilt sowohl für die Erhaltung von Sedimentarchiven in geschützten als auch für deren Erosion in exponierteren Bereichen. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit die sedimentologischen Befunde standortübergreifend zu vergleichen, um eine Gesamtstratigraphie der Region zu erstellen.

Die am Standort 53 Wadi El Malfalik West aufgeschlossenen basalen Schotter (OSL Alter  $122 \pm 13$  ka) zeugen von einer intensiven gleichmäßigen Wasserführung während und kurz nach dem Eem-Interglazial. Sie korrespondieren möglicherweise mit den Abbassiya-Schottern SAIDS (1981: 58) in Ägypten während des Abbassiya-Pluvials, welches er mit ca. 120-80 ka zeitlich nur grob angibt. Die Erhaltung dieses Schotterpaktes ist an eine tektonisch angelegte Rinne gebunden, in der diese Gerölle vor anschließender Erosion geschützt waren. Für die Folgezeit belegen schluffreichen Klasten Nil-Hochstände mit pedogener Kalkausfällung in Form von mehrlagigen Kalkinkrustinierungen durch wechselnd wiederkehrende Sedimentation und Austrocknung. Ähnliche Bildungen wurden von BUSCHE (1998) für die zentrale Sahara sowie von PACHUR & ALTMANN (2006) für die westnubischen Seen beschrieben. Weitere schluffige fluviale Ablagerungen mit einem OSL-Alter von  $94 \pm 9$  ka weisen Spuren von Bodenbildung auf, die sich während einer Stabilitätsphase nach der Sedimentation entwickeln konnte.

Am benachbarten Standort 50 Wadi El Malfalik Abu Seha Terrasse zeugen über fünf Meter mächtige Dünensande von langanhaltenden hyperariden Bedingungen. Ein OSL-Alter  $35 \pm 2,8$  ka eines inaktiven Kammsandes korreliert zeitlich mit der Formation der Draa in der Farafra-Sandsee Ägyptens (BUBENZER & BESLER 2005, BESLER 2008), was zumindest für eine großräumige Aridität bereits vor dem LGM spricht. Ein weiteres OSL-Alter des nahegelegenen Standortes 51 Wadi El Malfalik Boxgraves weist an seiner Basis über dem Anstehenden einen inaktiven Kammsand mit einem Alter von  $9,4 \pm 0,9$  ka auf. Interessanterweise fällt diese Zeit mitten in das Holozäne Klima-Optimum (8500-5300 BC) für das KUPER & KRÖPELIN (2006) für die Großregion jährliche Niederschläge von 300 und 450 mm annehmen. Es könnte sich bei den Sanden um äolisch lokal umgelagertes Material aus dem Bereich des Standortes 50 handeln. Hierfür spricht neben der räumlichen Nähe

zwischen den Standorten, die Granulometrie der Sande, welche große Übereinstimmungen aufweist. In beiden Fällen handelt es sich um inaktive Kammsande, die keinen fluvialen Transport erfahren haben.

Kurze trockenere Intervalle innerhalb der Feuchtphase oder der jahreszeitliche Wechsel zu winterlicher Trockenheit mit starken Passaten könnten diese Verlagerung verursacht haben (BUBENZER et al. 2007b). Ein Transport des Sandes aus nördlicher Richtung aus der Nubischen Wüste scheint unwahrscheinlich, da die Sande über den Nil hätten gelangen müssen. Somit ergibt sich ein lokales Phänomen, welches, bedingt durch die Anlage des Reliefs und darin erhaltener alter Sedimentkörper, die einzige Sandquelle auf der Insel darstellt.

Höhere Niederschläge und damit einhergehend höhere Grundwasserstände führten während des Maximums der holozänen Feuchtphase zu einem sumpfigen Milieu mit pedogener Kalkausscheidung, wie sie am Standort 51 und 26 über äolischen Sanden zu finden sind. Das weist auf ein sumpfiges Milieu hin, welches wiederkehrend austrocknete und Kalkbänder entstehen ließ.

Eine höhere Sedimentfracht des Nil und eine gleichmäßigere Wasserführung führten in der Folgezeit zu einer beträchtlichen Aufsedimentation. Mächtige Schluffpakete mit ähnlichen granulometrischen und geo-chemischen Eigenschaften überlagerten großflächig die alte Geländeoberfläche. Diese Schluffe bilden an fast allen Sedimentprofilen die oberste Schicht. Unterbrochen wird diese gleichmäßige Sedimentation der Schluffe durch eine Phase mit verstärktem lokalem Abfluss mit groben ungerundeten Klasten. Sowohl am Standort 51 als auch am Standort 55 ist eine derartige Trennung der Schichtpakete zu beobachten. Dieses Ergebnis korrespondiert mit einer kurzen äolisch dominierten Phase um 9500 bp westlich des Nil bei Dongola (WILLIAMS et al. 2010), gefolgt von Ablagerungen fein klastischem Materials, bis ab ca. 5000 bp die Einschneidung des Nil in diese Sedimente begann (PFLAUMBAUM 1987: 71). WOODWARD 2001 gibt für die Austrocknung alter höher gelegener Nil-Arme bei Dongola eine Zeit ab ca. 3700 bp an. Die jungen Sedimente der noch bis zur Dammflutung genutzten Kulturterrasse und Aue wurden in der darauffolgenden Zeit akkumuliert. Die jüngsten (aktuellen) Sedimentationsraten in der heutigen Nil-Aue konnten in einer Hochflutrinne rekonstruiert werden (Standort 48). Aus einem hier in einer Tiefe von 6 Metern gewonnenen OSL-Alter von  $720 \pm 50$  a folgt eine mittlere Sedimentationsrate von 8 mm/Jahr. Dieser Wert ist auf Grund der stark verschiedenen Sedimentationsräume jedoch nur als grober, eventuell zu hoher Richtwert anzusehen.

Die Menschen, die seit der Zeit der Kerma-Periode ab ca. 1800 v.u.Z. auf Boni Island auftraten, fanden eine Landschaft vor, die, bis auf die unmittelbare Nil-Aue, keine größeren Veränderungen mehr erfuhr. Die Einschneidung des Nil in seine mittel- und früh-holozänen Sedimente hatte längst eingesetzt (PFLAUMBAUM 1987: ab 5000 bp) oder war zumindest im Gang (WOODWARD 2001: ab 3700 bp). Die klimatischen Bedingungen näherten sich zunehmend den heutigen an (KUPER & KRÖPELIN 2006), wobei der Rückzug der monsunalen Regen nach Süden dieser Region anfänglich noch höhere Niederschläge brachte. Mit dem Rückgang dieser sommerlichen Regen verminderte sich auch die morphologische Wirksamkeit dieser Ereignisse auf die Flächen außerhalb der Nil-Aue. Die Sedimentakkumulationen im Nil-Tal beschränkten sich auf flussnahe Gunstbereiche. Auf Grund des schmalen und tiefen Talquerprofils konnten sich nur leisten- oder taschenartige Sedimentfallen bilden. Der gute Erhaltungszustand der Fundplätze aus der Kerma-Periode bis hin zur christlichen Zeit gibt einen deutlichen Hinweis auf die morphologische Stabilität dieser Landoberflächen. Unter der Annahme, dass sich

während der letzten 3800 Jahre die Ausgestaltung der Landschaft nicht wesentlich verändert hat, standen den Menschen durch die Zeiten hinweg mit den schmalen Nil-Ufersäumen weniger als 4% der Inselfläche zur ackerbaulichen Nutzung zur Verfügung. Verglichen mit den Alluvialebenen außerhalb des Kataraktes, die dort mehrere Kilometer breit sind, ist die Tragfähigkeit einer solchen Landschaft für die in ihr lebende Bevölkerung nur sehr gering. Seit jeher handelte es sich beim Vierten Katarakt um einen peripheren Raum. Die der historischen Entwicklungszentren Kerma, Meroë und Napata strahlten lediglich in diese Region aus. Möglicherweise handelte es sich um einen Rückzugsraum, in den Menschen aus den dichter besiedelten Bereichen außerhalb des Kataraktes auswichen. Unter Umständen wäre der Katarakt als Ergänzungsraum für Kamelnomaden während schlechter Jahre denkbar. Im Nil-Tal fanden sie einen räumlich begrenzten, dafür aber zeitlich persistenten Gunststandort vor, denn neben den Nil-Tal-Manasir leben die nomadischen Stämme der Manasir vornehmlich in der Bayuda (SALIH 1999).

Die zentralen Fragen, welche eingangs im Kapitel „Fragestellung und Motivation“ formuliert wurden, sollen im folgenden diskutiert und beantwortet werden. Darüber hinaus soll herausgearbeitet werden, welche der rekonstruierten Phänomene und Prozesse sich auf andere Kataraktregionen übertragen lassen und welche lediglich Singularitäten darstellen.

*Welches landschaftliche Inventar weist eine typische Kataraktlandschaft in arider Umgebung auf?*

Die tektonisch angelegten Hauptkluftrichtungen strukturieren den Vierten Katarakt und somit Boni Island. Der Verlauf des Nil zeichnet diese Hauptrichtungen nach. Die zwei großen grundlegend verschiedenen landschaftlichen Bereiche sind zum einen das Nil-Tal mit Strombett, Aue und der Kulturterrasse. Zum anderen steht dem Nil-Tal das wüstenhafte Innere der Insel mit Wadis und Waditerrassen gegenüber, eine Anordnung, die so auf den gesamten Vierten sowie andere Katarakte übertragen werden kann. Eine Übergangszone bilden die alten Nil-Terrassen, die von ihrer Genese einerseits dem Nil-Tal zuzuordnen sind, andererseits von den aktuell wirkenden Prozessen dem Wüstenbereich. Auf Boni Island treten also Formengemeinschaften auf, die in ihrer Lage ein Abbild der jeweilig herrschenden Prozesskombinationen sind (Abb. 6-1). Das dauerhaft wasserführende Strombett und die saisonal überflutete Aue weisen einerseits felsige Abschnitte mit polierten Partien und Strudeltöpfen als Zeichen eines hochenergetischen Abflusses auf. Hier bilden zahllose Felsen komplexe Stromschnellenzonen. Andererseits kennzeichnen die Aue Akkumulationen von Nil-Sedimenten von mehr als acht Metern Mächtigkeit. Stellenweise entwickelt sich durch wechselnden Pegelstand dort ein sehr dynamisches Kleinrelief aus Rinnen, mobilen Sedimentinseln und Stillwasserbereichen. Oberhalb der Auenzone liegt die Kulturterrasse, die lediglich von extremen Hochflutereignissen erreicht wird. Hier ist die deutlichste anthropogene Überformung festzustellen. Außerhalb der Kulturterrasse schließen sich höher gelegene alte Terrassenniveaus an, die als Sedimentkörper oder auch als Felsterrasse ausgebildet sind. Jenseits der Reichweite der Nil-Hochwasser führen episodische lokale Niederschläge zu Spülprozessen, wobei äolische Prozesse überwiegen. Wadis und Khors (Rinnen) erreichen als tektonisch vorgezeichnete Entwässerungsbahnen das Nil-Tal (s. Kap. 3.2.2). In den großen Wadis sind mehrere Meter mächtige Terrassenkörper aus Nil-Sedimenten ausgebildet, die von frühe-

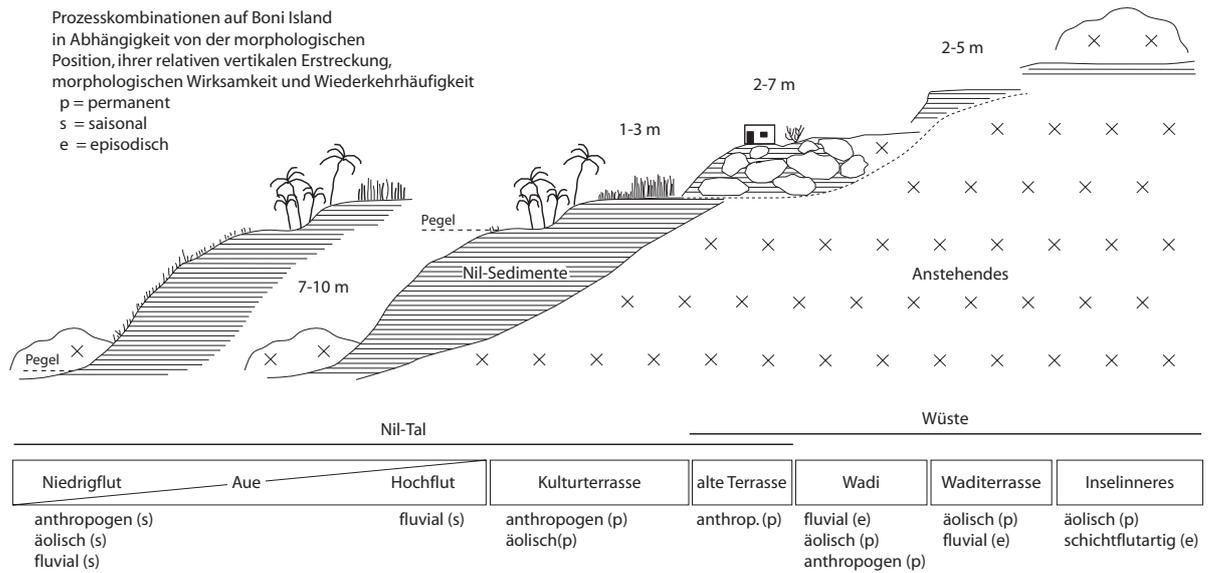


Abb. 6-1: Schematische Darstellung morphologischer Prozessbereiche auf Boni Island. In Abhängigkeit von Lage zum und über dem Nil ergibt sich eine Staffelung der Landschaftseinheiten, in denen jeweils morphologisch wirksame Prozesse oder Prozesskombinationen auftreten. Es wird nach Wiederkehrhäufigkeit (permanent, saisonal, episodisch) und dem Grad der jeweiligen Intensität anhand der Reihenfolge der Nennung unterschieden (eigene Darstellung).

ren, bedeutend höher liegenden Talböden zeugen. In den Entwässerungsbahnen führen intensive episodische Abflüsse zu einer hohen fluvialen Dynamik, wohingegen die Waditerrassen nur lateral angeschnitten werden. Hauptsächlich herrschen hier jedoch äolische Prozesse vor. Den distalen Bereich bildet das wüstenartige Inselinnere, das aus weitgespannten Hammadaflächen, Woll sackformationen und Härtlingsrücken besteht und durch alte Wadiflächen unterbrochen wird. Somit ergibt sich eine morphologische Zonierung der Landschaft in Abhängigkeit von der Distanz zum Nil sowohl in horizontaler als auch vertikaler Erstreckung. Diese Zonierung ist idealtypisch in Abbildung 6-1 dargestellt, wobei in der Realität nicht alle Glieder dieser Geotoposequenz vollständig vertreten sein müssen.

Welche Einflussfaktoren führten zur Ausgestaltung des im Untersuchungsgebiet vorliegenden Formenschatzes und des sich daraus ergebenden Nutzungspotenzials?

Sediment-Akkumulationen treten häufig an Kluftkreuzungen auf, an denen sich die Flussbreite vergrößert und die Fließgeschwindigkeit verringert (Abb. 3-8). Die tektonische Anlage der Sedimentfallen ist also ein entscheidender Faktor in der Entstehung des kleingekammertern Gefügemosaiks dieser Kataraktlandschaft. Grundsätzlich muss die Mehrphasigkeit der Landschaftsentwicklung unter wechselnden Umweltbedingungen berücksichtigt werden. So zeugen in den großen Wadis erhaltene Terrassenkörper von früheren Talböden, in denen schluffig-tonige Sedimente zur Ablagerung kamen. Solche Reliefpositionen, die weit oberhalb der aktuellen Aue liegen, zeigen Spuren eines ehemals sumpfigen Milieus mit Schilfbestand und entsprechender Molluskenfauna. Dies bedeutet, dass Teile des Nil-Tals noch nicht in der heutigen Form existierten (Kap. 3.2.2). Die freien Felsflächen zwischen den Wadis sind durch Abgrusung und Abschuppung dominiert. Sie stellen als Erosionsbereiche die Sedimente für die Wadis bereit.

Im Fall des Vierten Kataraktes ergibt sich aus der hydrologischen Besonderheit des saisonal stark schwankenden Nil-Pegels die Situation, dass große Uferabschnitte für mehrere Monate überflutet werden und nach dem Durchgang der Hochwasserspitze trocken fallen. Das führt zunächst zu einer starken fluvial-morphologischen Dynamik. Es entsteht ein eng verzahntes Nebeneinander von Erosions- und Akkumulationsbereichen in Rinnen und an Sedimentinseln. Nach der Austrocknung dieser Bereiche treten äolische Prozesse immer mehr in den Vordergrund, die durch zunehmende Austrocknung und die im Winterhalbjahr auftretenden höheren Windgeschwindigkeiten verstärkt werden.

Landschaftshaushaltsmodell des Vierten Katarakts

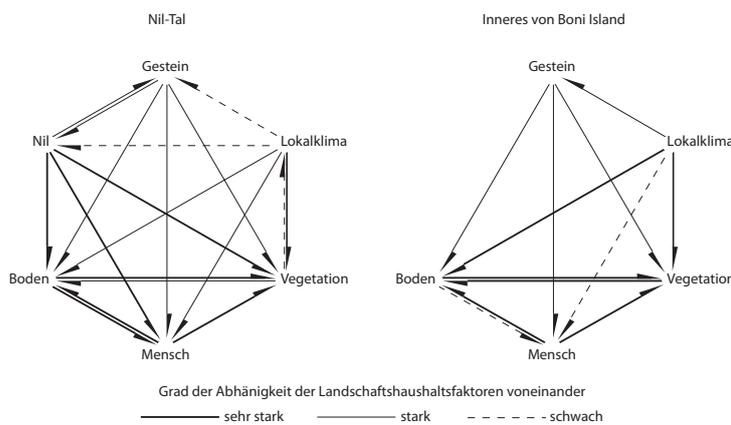


Abb.6-2: Modellhafte Darstellung der Landschaftshaushaltsfaktoren und den Grad ihrer Wirksamkeit untereinander für den Bereich des Nil-Tals (r.) und des Inselinneren (l.) von Boni. Sie bezieht sich auf die Abb. 6-1 und skizziert die zwei wichtigsten landschaftlichen Einheiten auf Boni mit dem grundlegenden rezenten Prozessinventar (eigene Darstellung).

Fluviale und äolische Prozesse sind auf Boni Island am wichtigsten für die (sub-) rezente Landschaftsentwicklung. Hinzu tritt die Aktivität des Menschen, die in unterschiedlicher Intensität in den meisten Bereichen der Insel wirksam ist. Die morphologische Zonierung Boni Islands steht somit in enger Wechselwirkung mit den jeweils wirkenden Prozessen. In der Abbildung 6-2 sind für die zwei dominierenden Großeinheiten auf Boni (Nil-Tal und wüstenhaftes Inneres, vergl. Abb. 6-1), die Verknüpfung der wichtigsten Landschaftshaushaltsfaktoren gegenübergestellt.

*Welche Rolle spielt diese Landschaftskonfiguration für die Nutzung durch den Menschen?*

Die zuvor dargelegte morphologische Gliederung bestimmt die Möglichkeiten der anthropogenen Inwertsetzung der jeweiligen Landschaftseinheiten. Zunächst muss zwischen landwirtschaftlicher und nicht-landwirtschaftlicher Nutzung unterschieden werden. Die landwirtschaftliche Nutzung wird von zwei Faktoren maßgeblich gesteuert: dem Vorhandensein von geeigneten Sedimenten und der Wasserverfügbarkeit. Die Nil-Sedimente sind auf Grund ihrer Wasserhaltekapazität, leichten Bearbeitbarkeit und fruchtbaren bodenchemischen Eigenschaften besser geeignet als die Wadisedimente. Es werden nahezu die gesamte Kulturterrasse (Ackerbau, Palmenhaine) und saisonal die Aue (Ackerbau) für verschiedenartige Kulturen genutzt. Der teils schwierige Zugang zu den leisten- und taschenartigen, oftmals isoliert liegenden Sedimentkörpern, stellt kaum ein Hindernis für deren Verwendung als Seluka-Land dar, da hier durch die Restfeuchte eine weitere Bewässerung bis zur Ernte nicht notwendig ist. Auf der höhergelegenen Kulturterrasse versorgen ausgeklügelte Wasserkanalsysteme Becken und künstliche Terras-

sen. Die Nutzung von Shaduf und Saqia als klassische Bewässerungsmethoden wurden seit den 1950er Jahren sukzessive durch Dieselpumpen ersetzt, um einfacher und mehr Wasser zu fördern sowie um höher gelegene Bereiche bewässern zu können. Das idealisierte Landnutzungsschema von RITTER & DIEHL (2007) zeigt diese Staffelung detailliert und quantifiziert (Abb. 3-2).

Die nicht-agrarische Nutzung bspw. in Form von Siedlungen findet hauptsächlich auf den die Kulturterrasse begrenzenden Felsen oder auf höher gelegenen alten Terrassenkörpern statt. Wertvolles Agrarland wird somit nicht überbaut, und durch ihre erhöhte Position sind die Siedlungen vor extremen Hochfluten sicher. Die Friedhöfe wurden ebenfalls außerhalb der Kulturterrasse angelegt. Sowohl rezente islamische als auch vorchristliche und christliche Friedhöfe liegen geschützt abseits der Ortschaften auf alten Terrassenkörpern oder in Wasserscheidenposition innerhalb von Wadiflächen im Inselinnern. Eine Nutzungskontinuität dieser Standorte über verschiedene historische Epochen hinweg verdeutlicht deren landschaftliche Stabilität. Das verbindende Element zwischen den einzelnen Landschaftseinheiten bilden die tektonisch angelegten Wadis. Sie fungierten als wichtigste Verkehrswege auf Boni, da das Terrain in den Felsbereichen sehr unwegsam ist. Der Nil kann auf Grund der Stromschnellen kaum als Verkehrsweg über größere Distanzen genutzt werden. Es findet lediglich Ruderbootverkehr zwischen den Ufern statt.

*Welche Interaktion zwischen dem Menschen und den natürlichen Faktoren lassen sich rekonstruieren, und wie morphologisch persistent sind diese menschlichen Eingriffe?*

Die Präsenz des Menschen in der Untersuchungsregion bedeutet nicht automatisch eine starke Umgestaltung der Landschaft. Spuren menschlicher Aktivität seit 7000 calBC belegen <sup>14</sup>C-Daten von Boni Island (WOTZKA et al. 2012). Wenige lithische Artefakte ohne absolute Datierungen belegen eine Präsenz des Menschen auf Boni Island bereits im frühen Paläolithikum (MAIER 2012). Der Umfang materieller Hinterlassenschaften auf Boni ist für die archäologisch untersuchten Zeitscheiben sehr unterschiedlich. Aus der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Fundplätze bevorzugte Nutzungsbereiche zu bestimmen, gestaltet sich auf Grund der wenigen bisher untersuchten Standorte allerdings schwierig.

Die Aktivität des Menschen nimmt auf Boni Island ab ca. 1800 v.u.Z zu (Kerma-Periode, Abb. 1-20, siehe z.B. auch Standort 32, S05/141, Kap. 3.2.4.2). Die Anlage von Friedhöfen in dieser Zeit stellt einen der frühesten heute noch deutlich fassbaren und datierbaren Eingriff der Menschen in seine Umgebung dar. Aus späteren Epochen treten weitere Grabanlagen verschiedener Typen auf (BORCOWSKY & WELSBY 2009). Daneben existieren auf Boni auch Siedlungsreste, die aus der spät-christlichen Zeit auf Boni stammen (PETRICK 2012). Zahlreiche Steinstrukturen lassen sich zeitlich nicht einordnen, da datierbares Material fehlt.

Rezente direkte anthropogene Eingriffe beschränken sich vor allem auf das Nil-Tal (Abb. 3-39). Im Bereich der Kulturterrasse verursachten die Feldbearbeitung und die Bewässerung die bedeutendsten anthropogene Veränderungen der natürlichen Geländeform und der Sedimenteigenschaften.

Kleinparzellige Becken und Terrassen haben trotz der großen Verbreitung eine kurze Lebensdauer, da sie in den aktuellen überfluteten Bereichen mit hoher rezenter Morphodynamik angelegt sind. Verschlammung der Rinnen und Ausbläsung nicht genutzter Felder lassen diese als Form innerhalb weniger Jahre wieder verschwinden. Danach müssen sie neu angelegt werden. Aufwändigere Steinbau-

ten für die Wasserversorgung stellen die Wasserkanäle und Aquädukte dar, die das Pumpenwasser über hunderte Meter weit transportieren. Zur Überbrückung von Wadis werden mit Hilfe von Blechrinnen und Holzkonstruktionen Aquädukte errichtet (s. Kap. 3.2.5). In den Hochflutrinnen künstlich angelegte Sedimentfallen zur Neulandgewinnung, wie sie von SALIH (1999) für Birti Island (s. Kartenbeilage) erwähnt werden, konnten auf Boni nicht beobachtet werden.

Ein Abbau von mineralischen Rohstoffen findet im Bereich der Kulturterrasse statt. Hier liegen Lehm- und Tongruben für die Herstellung von Ziegeln und als Ausgangsstoff für die Keramikherstellung. Diese Gruben sind maximal zwei Meter tief und wenige Quadratmeter groß. Sie stürzen binnen kurzer Zeit nach dem Ende ihrer Nutzung wieder ein oder werden künstlich verfüllt. Daneben werden im Bereich des Wadi El Malfalik (Abb. 3-23) auf den höher gelegenen Terrassen Sedimente aus kleinen Gruben abgebaut, die dann zur Düngung auf den Feldern ausgebracht werden. Dieser so genannte *Marooq*-Abbau wird auch weiter stromaufwärts auf der Insel Mograt bei Abu Hamed praktiziert (GRAY 1949, RITTER 2008). Dabei wird großflächig die Oberfläche des Wüstenpflasters gestört und bis zu einem Meter tief abgegraben. Das Wegenetz, welches Boni überzieht, beschränkt sich auf Eselspfade, die auf den Wüstenpflaster im Inselinnern langlebige linienhafte Störungen der Hammadaoberfläche bilden.

Die Persistenz menschlicher Eingriffe auf die Morphologie von Boni Island ist in erster Linie von ihrer Lage anhängig. Es lassen sich Bereiche differenzieren, deren naturräumliche Ausstattung Spuren menschlicher Aktivität, dem *past human impact* (BRÜCKNER 2006), in unterschiedlichem Maß konservieren. In der Abbildung 6-2 ist für die zwei landschaftlichen Hauptbereiche Bonis das Wirkungsgefüge der Landschaftshaushaltsfaktoren gegenübergestellt. Es wurde versucht, qualitativ den Grad der (Wechsel-)Wirkung anzugeben. Im Inselinnern, vor allem auf den Hammada-Flächen, sind Veränderungen der Oberfläche über Jahrhunderte oder Jahrtausende beständig. Weitgehend fehlende Niederschläge und fehlender Abfluss führen nicht zu einer Verlagerung von Material. Neben den fluvialen Prozessen sind in diesen Bereichen auch die äolische Prozesse stark reduziert, da es zum einen an Sediment zur Verfrachtung fehlt und zum anderen diese Fläche meist durch ein konservierendes Wüstenpflaster geschützt sind. Diese weitgehende Oberflächenstabilität erklärt auch die hohe Persistenz von Scharrbildern und die gute Erhaltung von Gräberfeldern.

Innerhalb der Wadis findet zwar selten, dann aber mit hoher Intensität Abfluss statt und lagert dabei Sediment in erheblichem Umfang um. Vor allem bei den großen Wadis sind die Bereiche außerhalb der Spülrinnen hingen relativ geschützte Standorte, wie die Anlage und Erhaltung zahlreicher Gräber auf Terrassen oder Wasserscheidenpositionen dokumentieren.

Die exemplarisch für Boni Island und den Vierten Katarakt erfassten und rekonstruierten Wirkungsfaktoren wurden in Abb. 6-1 modellhaft in ihren Abhängigkeiten, Intensitäten und Wechselwirkungen für die beiden wichtigsten Prozessräume dargestellt. Dieses Modell lässt sich, unter Berücksichtigung der Anpassung an möglicherweise lokal verschiedener Rahmenbedingungen auch auf die anderen Nil-Kataraktregionen übertragen. Das Verständnis der wirkenden Faktoren erlaubt schließlich nicht nur die Landschaftsrekonstruktion, sondern auch eine nachhaltigere Zukunftsplanung (s. Kap. 7).

## 7 Ausblick

Die vorliegende Arbeit stellt am Beispiel des Vierten Nil-Kataraktes die Landschaftsgeschichte und die aktuelle naturräumliche Ausstattung, einschließlich des morphologischen Formeninventars und der Eigenschaften des oberflächennahen Untergrundes, einer idealtypischen Kataraktlandschaft im Hinblick auf ihr Nutzungspotenzial für den Menschen dar. Auf Grund der mittlerweile erfolgten Überstauung wiederholte sich eine Entwicklung, die bereits nach dem Bau der Assuan-Staumauer und des Assuan-Hochdamms zu einem Totalverlust einer idealtypischen Kataraktlandschaft führte. In beiden Fällen sind es ökonomische Beweggründe, die zu einem derartig massiven Eingriff in die Landschaft und das Gesamtsystem des Nil führten.

Die naturräumliche Ausstattung des Katarakt-Nil mit seinen Gefällsstrecken und schmalen Talabschnitten bildet im Licht der bereits erfolgten Veränderungen die Bühne für zukünftige Szenarien. Wie in Kapitel 5 beschrieben, wurden die ersten Verträge zur Errichtung neuer Staudämme bereits unterschrieben und Machbarkeitsstudien für weitere Standorte durchgeführt, z.B. Dal-Katarakt, Insel Mogratt, Dagash, Shereik (Fünfter Katarakt) und Sabaloka (Sechster Katarakt) (OMER 2009, BOSSHARD 2011).

Welche Aufgaben ergeben sich unter dieser Perspektive für weitere geo-archäologische Arbeiten am Katarakt-Nil? Zunächst werden auch zukünftige Arbeiten in dieser Region unter Zeitdruck stattfinden müssen, denn durch die wirtschaftliche Entwicklung, welche die Republik Sudan zur Zeit erfährt, ist ein zügiges Vorschreiten weiterer Dammbauarbeiten zu erwarten.

Die Verzahnung von Geo-Archiven und archäologischen Fundplätzen ermöglicht in idealer Weise die interdisziplinäre geoarchäologische Untersuchung der Landschafts- und Siedlungsdynamik. Mit den Mitteln moderner Datierungsmethoden ergibt sich die Möglichkeit, eine absolute Datierung stratigraphischer Einheiten für einen Raum zu erheben, in dem bisher kaum Daten aus OSL- und TL-Datierungen vorliegen. Darüber hinaus bieten sich für zukünftige Untersuchungen Verfahren zur Datierung von Oberflächen (surface exposure dating) an. Diese neue Methode ist in diesem Bereich noch nicht zur Anwendung gekommen und bietet sich gerade im Hinblick auf die vermutete morphologische Stabilität vieler Geländeoberflächen an. Weiterhin ermöglichen neue hochaufgelöste Fernerkundungsdaten und daraus abgeleitete digitale Geländemodelle eine flächendeckende Analyse von Oberflächenstrukturen und den auf ihnen stattfindenden Prozessen.

Auch für das weitere Umfeld der Katarakte ergeben sich zukünftige Aufgaben, besonders im Bezug auf lokale klimatische Impulse. Dies gilt sowohl für die Nubische Wüste als auch die Bayuda, die auf Grund ihrer Größe, Lage und Ent-

wässerungsrichtung die fluviale Morphodynamik des Nil und damit sein Nutzungspotential, zum Beispiel im Hinblick auf Energiegewinnung und Bewässerungsmöglichkeiten, beeinflussen. Die Ergebnisse dieser Arbeit haben gezeigt, dass für ein genaueres Verständnis der wirkenden Prozesse und der Unterscheidung lokaler von regionalen und überregionalen Einflussfaktoren, sowohl die Mündungsbereiche als auch die Mittelläufe der Tributärwadis beiderseits des Nil untersucht werden müssen.

Der Hamdab-Damm als massiver Eingriff in das Gesamtsystem Nil führt zu kaum abschätzbaren regionalen ökologischen, ökonomischen, sozialen und letztendlich auch politischen Folgen, da sich, wie Vergleichsstudien im Zusammenhang mit anderen Großprojekte zeigen (z.B. WCD 2000, McCARTNEY et al. 2001), das komplexe Wirkungsgefüge kaum prognostizieren lässt (Abb. 7-1).

Der neu entstandene Hamdab-See bildet eine Sedimentfalle für etwa 90% der vom Nil mitgeführten Fracht. Zum einen entsteht distal am Einlauf zum Sees durch die Verringerung der Fließgeschwindigkeit ein propagierendes Delta. Insgesamt wird der See voraussichtlich bereits in den ersten 50 Jahren ca. 30% seines Speichervolumens verlieren und nach weiteren hundert Jahren fast vollständig aufgefüllt sein (THEODORU et al. 2006: 69). Zum andern führt proximal das verringerte Belastungsverhältnis unterhalb des Damms zu verstärkter fluvialer Erosion. Durch die jährlichen saisonalen Hochwasser wird der Seespiegel um bis zu 15 m schwanken, die Seefläche wird dadurch zwischen 350 und 800 km<sup>2</sup> variieren. Die starken Veränderungen der Uferlinie machen eine Ansiedlung entlang der Seeufer unmöglich, da weder nutzbare Sedimente noch ein sicherer Wasserzugang bestehen. Zudem werden äolische Prozesse auf den saisonal bis periodisch trockenfallenden Flächen zunehmen.

Die hohen Verdunstungsraten im hyperariden Klima entziehen dem See jährlich etwa 14% seines Volumens wodurch die Salinität zunimmt. Zudem führen vor allem in den Sommermonaten die hohen Temperaturen in dem stagnierenden Wasserkörper zu einer Stratifizierung der Wassersäule und zur Ausbildung einer ausgeprägten Thermokline zwischen warmen Oberflächen- und kälterem Tiefenwasser, die eine Durchmischung verhindert. Die vergleichsweise großen Mengen organischen Materials, welche durch die Flutung der ehemaligen Felder und Palmenhaine in den See gelangen sowie weitere Einträge der Oberlieger führen zur Ausbildung einer anoxischen Bodenwasserschicht und zur Freisetzung von klima-

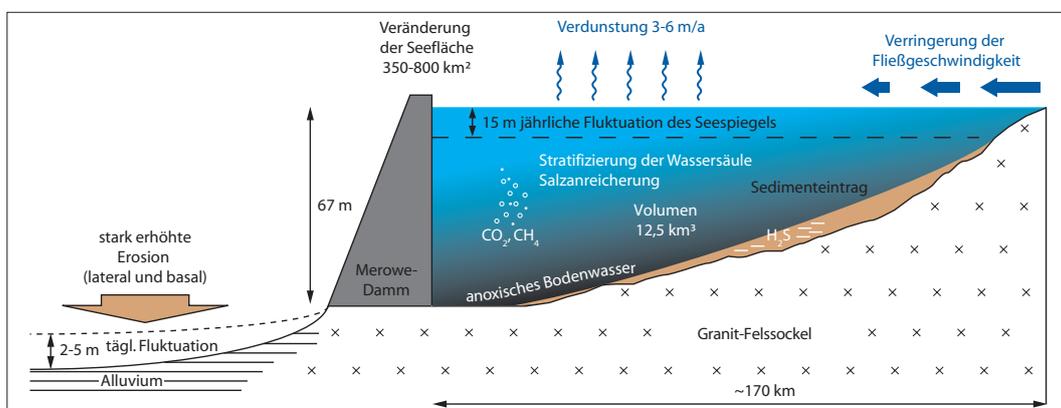


Abb. 7-1: Schematische Darstellung der Prozesse im Hamdab-See und stromabwärts der Staumauer des Merowe-Damms (RITTER & BUBENZER 2009).

schädigenden Gasen wie Kohlendioxid und Methan. Diese Faktoren beeinträchtigen die Wasserqualität im See in entscheidendem Maß. Eine weitere ökologische Folge ist die Barrierewirkung des Damms für aquatische Lebensformen, deren Wanderungsbewegungen unterbrochen werden. Die Auslegung als Spitzenlastkraftwerk für die Stromversorgung führt stundenweise zu verstärktem Abfluss und daraus folgend zu gesteigerter Erosion unterhalb des Damms (RITTER & BUBENZER 2009).

Die Zwangsumsiedlung von ca. 65000 Menschen führt zu Spannungen zwischen der Regierung und betroffenen Manasir, da Entschädigungsfragen immer noch nicht geklärt sind. Zudem herrschen in den drei Neusiedlungs-Bereichen vollkommen andere Voraussetzungen für eine geplante landwirtschaftliche Nutzung, da sich diese Flächen mehrere Kilometer vom Nil entfernt auf wenig geeigneten Wadisedimenten und Serir-Flächen befinden. Diese neu angelegten Nutzflächen werden durch neue Desertifikationserscheinungen, wie starker äolischer Austrag von Feinsediment, betroffen sein (RITTER 2008). Diese neuen Flächen liegen nicht am Wüstenrand, sondern in der Vollwüste und eignen sich in keiner Weise zur Landwirtschaft im großen Maßstab. Dort wird das Wasser für die Landwirtschaft zentral über neue Kanäle zugeteilt und schafft somit Abhängigkeiten. Durch die Umsiedlung gehen soziale Strukturen innerhalb und zwischen den Dörfern weitgehend verloren. Die langfristigen Auswirkungen auf die Volksgruppe der Manasir werden von Abd Muttalab Hadalla als *complete disappearance of Manasir people* beschrieben (Vorsitzender des Manasir-Komitee der Insel Amri, pers. Komm., 10.11.2006). Das zeigt die Furcht, dass dem Land- und Einkommensverlust nun einen schleichender Verfall der Identität folgt.

Neben dem Verlust zahlreicher archäologischer Stätten in den Flutungsbereichen führen die Bauarbeiten in den Umsiedlungsgebieten und entlang der Hochspannungsleitungen zur Beschädigung oder Vernichtung der dortigen archäologischen Befunde (SALAH 2003).

Auf internationaler Basis ergeben sich vor allem Konflikte mit Ägypten als typischem Oberlieger-Untерlieger-Problem, denn das Nilwasserabkommen von 1959 sichert Ägypten 55,5 km<sup>3</sup> und dem Sudan 18,5 km<sup>3</sup> des jährlichen Nil-Abflusses zu (SHAHIN 1985). Der existierende Hamdab-See und die geplanten weiteren Nil-Stauseen werden jedoch ein bedeutend größeres Speichervolumen haben.

Trotz allem ist der Merowe-Damm für die Republik Sudan nicht nur ein Prestigeprojekt, sondern auch wirtschaftlich von herausragender Bedeutung. Das Land, welches im Human Development Index auf Platz 169 von 187 steht (UNDP 2011), verdoppelte seine Elektroenergieproduktion durch Errichtung des Merowe-Damms. Internationale Verflechtungen im Zuge der Globalisierung, wie die Dammplannung durch die deutsche Firma Lahmeyer International und die Bauausführung durch chinesische Firmen, führen vor Augen, dass sich selbst die entlegensten Regionen dieser Entwicklung nicht entziehen können. Folgende, jahrhundertlang geltende Feststellung verliert damit ihre Geltung:

*„In old days caravan routes passed the Monasir country on either side,  
and even then its people lived out of the world  
and almost untouched by passing events. [...]“ (INNES 1931).*

## 8 Kurzzusammenfassung

Der Vierte Nil-Katarakt im Nord-Sudan ist im Jahr 2008 im Hamdab-Stausee untergegangen. Geowissenschaftlich und archäologisch bislang kaum erforscht, stellte er eine einzigartige landschaftliche Versuchsanordnung dar. Am Beispiel der Insel Boni, die für die vorliegende Studie vor der Flutung im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 389 untersucht wurde, wird gezeigt, dass die tektonisch angelegte Kleinkammerung des Reliefs und die nachfolgende, periodisch und saisonal stark wechselnde fluviale und äolische Morphodynamik die Grundvoraussetzungen für die Landschaftsgenese und damit das Nutzungspotential für den Menschen im späten Holozän darstellen. Erstmals wurde für den gesamten Vierten Katarakt eine topographische Karte im Maßstab 1:100000 auf Basis neuer lagegenauer Daten erstellt. Durch den kombinierten Einsatz von DGPS, hochauflösenden Satellitenbildern, morphologischen Kartierungen und der sediment-stratigraphischen Untersuchung von Leitprofilen konnte anhand von ausgewählten Typuslokalitäten eine Übertragung der morphologischen Befunde und Landnutzungstypen auf die gesamte Insel umgesetzt werden.

Die Ergebnisse zeigen, dass das im Basementgestein angelegte prä-existente Relief auf Boni bereits seit dem Eem wechselnde Sedimentations-, Erosions- und Stabilitätsphasen erfuhr. Phasen verstärkter lokaler fluvialer Aktivität wechselten sich mit Perioden gleichmäßiger ferngesteuerter Sedimentation ab und wurden mehrfach von Zeiten äolischer Dominanz unterbrochen. Die Kleinteiligkeit des Reliefs führte zu enormen Unterschieden in Art und Umfang der rekonstruierten Akkumulations- und Erosionsprozesse auf engstem Raum. Die fluviale Aktivität konzentrierte sich ab dem mittleren Holozän zunehmend auf die schmale Nil-Aue. Morphometrische Detailuntersuchungen belegen, dass die Einschneidung des Nil und der damit verbundenen Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis zum einen Terrassenkörper schuf, und zum andern die Längsprofile kleinerer Tributärwadis im Unterlauf kräftig versteilte. Das ehemalige Talbodenniveau konnte zudem durch Sedimente und Molluskenfunde, die durch die Vermessung mittels DGPS in ihrer Höhenlage entsprechend mit den Terrassen und Wadiprofilen korreliert wurden, rekonstruiert werden.

Archäologische Funde belegen die Anwesenheit des Menschen auf Boni Island bereits ab dem Mittleren Pleistozän. Von einer intensiven Nutzung der Insel durch den Menschen kann jedoch erst ab etwa 1800 v.u.Z. gesprochen werden. Der Erhaltungszustand eines Kerma-zeitlichen Gräberfeldes (1840-1570 cal BC) deuten auf eine Stabilität der Oberfläche seit mindestens seiner Anlage hin. Somit hat die Ausgestaltung des landschaftlichen Gefügemosaiks bereits vor 1800 v.u.Z. stattge-

funden, und das damalige morphologische Inventar entsprach weitgehend dem heutigen.

Das enge Nebeneinander von ökologischen Gunst- und Ungunstbereichen bildet die Basis für das rekonstruierte Nutzungspotential und die Mensch-Umwelt-Interaktion auf Boni. Sediment-Verfügbarkeit (Gründigkeit), und Zugang zum Nil-Wasser wurden als entscheidende Faktoren identifiziert. Speziell angepasste Nutzungsstrategien ermöglichten die optimale Inwertsetzung des Potenzials der morphologisch differenzierten Aue und der Kulturterrasse unter Ausnutzung des hydrologischen Jahresgangs des Nil. Dagegen ist außerhalb des Nil-Tals die Hyperaridität der prägende Faktor für die morphologischen Prozesse und die Nutzung durch den Menschen nur eingeschränkt möglich.

Die Zusammenschau der Ergebnisse ermöglicht die Erfassung des komplexen und kleingekammerten Gefügemosaiks der Landschaft am Vierten Nil-Katarakt, die Rekonstruktion vorzeitlicher und aktueller Nutzungspotentiale und schließlich eine modellhafte und damit übertragbare Betrachtung auch im Hinblick auf die Auswirkungen aktueller und zukünftig geplanter Nil-Staudammprojekte.

## 9 Abstract

The Fourth Cataract of the Nile in northern Sudan was flooded by the new Hamdab reservoir in 2008. This geoscientifically and archaeologically barely explored landscape formed a unique natural setting. The presented pre-flooding case study from Boni Island shows that the tectonically induced landform fragmentation is apparently the most distinctive factor for landscape formation and its human utilization in Late Holocene. For the first time a complete map in scale 1:100,000 was generated for the Fourth Cataract containing new and precise data. Applying differential GPS (DGPS) and high-resolution satellite imagery (QuickBird) at representative type localities enabled a transfer of morphological features and land use types on the whole island of Boni.

Phases of alternating sedimentation and accumulation processes with intercalated periods of surface stability since the Eemian are observed. Intense local fluvial activity changed into enormous siltation controlled by remote climatic influence of the Nile's head water region and was intermittently interrupted by times of hyperarid eolian dominance. Geo-archives show that landform fragmentation caused a high diversity in sedimentation and conservation of these accumulations, their erosion respectively. Since the Middle Holocene fluvial activity is restricted to the Nile valley flood plain. Detailed morphometric analyses show a lowering of the erosion base of the Nile followed by incision into older sediments forming terraces or cause a steepening of tributary wadi's lower sections. DGPS-recorded sediments and mollusk finds in corresponding heights above the present Nile this down cutting into this previous surface.

Although human presence on Boni Island since the Late Pleistocene is documented by a small number of finds, stability of the landscape surface can be assumed for a period from 1800 BC on. The state of preservation of several archaeological sites dating back at least to this time support this idea. The most important steering factors limiting agrarian land use are the occurrence of utilizable sediments and the access to periodically rising and falling Nile waters. The high fragmentation of the landscape causes a mosaic-like pattern of closely adjoining ecologically favorable and unfavorable conditions. Human-environmental interaction is closely related to a limited set of landscape units offering adequate conditions for highly specialized forms of land use. This means that the major landscape formation on Boni Island took place prior to 1800 BC and people inhabited an environment similar to present day conditions with a similar land use potential. Outside the Nile valley hyper aridity forms the dominant factor for morphological processes and land use.

# 10 Quellen

## 10.1 Schriftenverzeichnis

- ABDEL-RAHMAN, E., MATHEIS, G., SCHANDELMEIER, H., KARFIS, M., GADIR, I., EL KHE-  
DIR, M. 1993. Evolution of the Keraf back-arc basin: Constraints on the Nubi-  
an Shield margin. In: THORWEIHE, U., SCHANDELMEIER, H. (Hrsg.), Geoscienti-  
fic Research in NE Africa. Balkema, Amsterdam, 93-98.
- ABDELSALAM, M. G., STERN, R. J., SCHANDELMEIER, H., SULTAN, M. 1995. Deformati-  
onal history of the Neoproterozoic Keraf Zone in the NE Sudan revealed by  
Shuttle Imaging Radar. *Journal of Geology* 103, 475-491.
- ABDELSALAM, M. G., LIÉGEOIS, J., STERN, R. J. 2002. The Saharan Metacraton. *Journal*  
*of African Earth Sciences* 34, 119-136.
- ABDELSALAM, M. G., ABDEL-RAHMAN, E. M., EL-FAKI, E. M., AL-HUR, B., EL-BASHIER,  
F. M., STERN, R. J., THURMOND, A. K. 2003. Neoproterozoic deformation in the  
northeastern part of the Saharan Metacraton, northern Sudan. *Precambrian*  
*Research* 123, 203-221.
- ABELL, P. I., HOELZMANN, P. 2000. Holocene palaeoclimates in northwestern Sudan:  
stable isotope studies on molluscs. *Global and Planetary Change* 26, 1-12.
- ADAMS, W. Y. 1977. *Nubia: Corridor to Africa*. New York University Press, Prince-  
ton.
- AHMED SULIMAN, E. T. B. 2000. Keraf Shear Zone, NE Sudan - geodynamic charac-  
teristics of the Nile Craton-Nubian Shield boundary. Berlin.
- AHNERT, F. 2009. *Einführung in die Geomorphologie*. UTB, Stuttgart.
- AL-HAKEM, A. M. A. 1993. Merowe (Hamdab) High dam and its impacts. *Kush* 16,  
1-25.
- ALMOND, D. C., AHMED, F., KHALIL, B. E. 1969. An excursion to the Bayuda volcanic  
field of northern Sudan. *Bulletin of Volcanology* 33, 549-565.

- ALMOND, D. C. 1977. The Sabaloka igneous complex, Sudan. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences* 287, 595-633.
- ARKELL, A. J. 1949. *Early Khartoum. An account of the excavation of an early occupation site.* Oxford University Press, Oxford.
- BAEDEKER, K. 1913. *Ägypten und der Sudan. Handbuch für Reisende.* Karl Baedeker Verlag, Leipzig.
- BALL, J. 1939. *Contributions to the geography of Egypt.* Cairo Government Press, Kairo.
- BECK, K. 1997. Wer kennt schon Hamdab? Ein Staudammvorhaben im Sudan. *Erfurter Geographische Studien* 5, 79-88.
- BERRY, L., WHITEMAN, A. J. 1968. The Nile in the Sudan. *Geographical Journal* 134, 1-33.
- BERTRAND, J. M. L., CABY, R. 1978. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: A new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *International Journal of Earth Sciences* 67, 357-388.
- BESLER, H. 1979. Feldversuche zur Aktuellen Granitverwitterung und Rindenbildung in der Namib (Südwest Afrika/Namibia). *Stuttgarter Geographische Studien* 93.
- BESLER, H. 1981. Der Ostjet als Ursache verstärkter Aridität in der Sahara. *Geographische Rundschau* 33, 163-166.
- BESLER, H. 1996. Granulometrische Sandtypen im Wüstenvergleich (Häufigkeitsverteilung als Informationsträger). *Zeitschrift für Geomorphologie* 40, 23-46.
- BESLER, H. 2005. The granulometric evolution of aeolian sands – an empirical and statistical approach. In: Garcia-Rojo, R., Herrmann, H., McNamara, S. (Hrsg.), *Powders and Grains.* Balkema, Leiden, 973-976.
- BESLER, H. 2008. *The Great Sand Sea in Egypt. Formation, dynamics and environmental change - A sediment-analytical approach.* Elsevier, Amsterdam [u.a.].
- BESLER, H., RITTER, M. 2010. A note on granulometric sand types and the Wentworth classification. *Zeitschrift für Geomorphologie* 53, 487-504.
- BILLWITZ, K. 2000. Substrat- und Bodenaufnahme. In: BARSCH, H., BILLWITZ, K., BORK, H. (Hrsg.), *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie.* Klett-Perthes, Gotha, 172-209.

- BLACK, R., LIÉGEOIS, J. 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society* 150, 89-98.
- BLÜTHGEN, J., WEISCHET, W. 1980. *Allgemeine Klimatologie*. Walter de Gruyter, Berlin, New York.
- BORCOWSKI, Z., WELSBY, D. 2009. The Merowe Dam Archaeological Salvage Project. Provisional type series of monuments. <http://www.nubiansociety.org/PDF/MDASP/MDASP-TypeSeries12-09.pdf>, 24.11.2011
- BOLTEN, A. 2007. Geomorphometrische Analysen zur Rekonstruktion holozäner Nutzungspotentiale ausgewählter Standorte in der Western Desert (Ägypten). Dissertation, Geographisches Institut, Universität zu Köln.
- BOSSHARD, P. 2011. New Chinese dam project fuels ethnic conflict in Sudan. <http://www.internationalrivers.org/en/blog/peter-bosshard/2011-1-19/new-chinese-dam-project-fuels-ethnic-conflict-sudan>, 23.01.2012.
- BREHM, A. E. 1855. *Reiseskizzen aus Nord-Ost-Africa oder den unter ägyptischer Herrschaft stehenden Ländern Egypten, Nubien, Sennahr, Rosseeres und Kordofahn ; gesammelt auf seinen in den Jahren 1847 bis 1852 unternommenen Reisen*. Mauke, Jena.
- BROKVIN, V., CLAUSSEN, M. 2008: Comment on "climate-driven" ecosystem succession in the Sahara: The past 6000 years. *Science* 322, 1326.
- BRUCE, J. 1804. *Travels to discover the source of the Nile in the years 1768, 1769, 1770, 1771, 1772 & 1773*. Longman, London.
- BRÜCKNER, H. 2006. Holozäne Umweltrekonstruktion und Geoarchäologie. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement*. 148, 55-58.
- BRÜCKNER, H., GERLACH, R. 2007. Geoarchäologie. In: GEBHARDT, H., GLASER, R., RADTKE, U., REUBER, P. (Hrsg.) *Geographie*, München, 513-520.
- BRUNOTTE, E., GEBHARDT, H., MEURER, M., MEUSBURGER, P., NIPPER, J. (Hrsg.) 2002. *Lexikon der Geographie*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- BUBENZER, O. 2001. Manual coring equipment for the collection of stratified samples from dry sand dunes. *Ancient TL* 19 (1)1, 1-3.
- BUBENZER, O., BESLER, H. 2005. Human Occupation of Sand Seas during the Early and mid-Holocene – Examples from Egypt. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd., N.F.* 138: 153-165.
- BUBENZER, O., BOLTEN, A., DARIUS, F. (Hrsg.) 2007a. *Atlas of Cultural and Environmental Change in Arid Africa*. Köln.

- BUBENZER, O., BESLER, H., HILGERS, A. 2007b. Filling the gap: OSL-dataexpanding <sup>14</sup>C chronologies of late Quaternary environmental Change in the Libyan desert. *Quaternary International* 175, 41-52.
- BUBENZER, O., BOLTEN, A., RITTER, M. 2007c. Scale-specific geomorphometry of arid regions: Examples from the Eastern Sahara. In: BOLLIG, M., BUBENZER, O., VOGELSANG, R., WOTZKA, H.-P. (Hrsg.), *Aridity, Change and Conflict in Africa. Colloquium Africanum 2*. Köln, 17-34.
- BUBENZER, O., RIEMER, H. 2007. Holocene climatic change and human settlement between the central Sahara and the Nile Valley: Archaeological and geomorphological results. *Geoarchaeology* 22, 607-620.
- BUDKA, J. 2004. Die Humboldt-University Nubian Expedition (H.U.N.E.) in Dar al-Manasir – Erster Bericht: Survey 2004, H.U.N.E. 2004, Teil 2: Begehung des Festlands. *Der Antike Sudan Mitteilungen der Sudanarchäologischen Gesellschaft zu Berlin e. V. MittSAG* 15, 105-116.
- BUDYKO, M. I., MILLER, D. H. 1974. *Climate and Life*, Academic Press, New York, London.
- BURCKHARDT, J. L. 1822. *Travels in Nubia*. John Murray, London.
- BUSCHE, D. 1998. *Die zentrale Sahara. Oberflächenformen im Wandel*. Justus Perthes Verlag, Gotha.
- BUSCHE, D., KEMPE, J., STENGEL, I. 2005. *Landschaftsformen der Erde. Bildatlas der Geomorphologie*. WBG, Darmstadt.
- BUTZER, K. W. 1980. Pleistocene history of the Nile Valley in Egypt and Lower Nubia. In: WILLIAMS, M., FAURE, H. (Hrsg.), *The Sahara and the Nile*. Taylor and Francis, Rotterdam, 253-280.
- BUTZER, K. W., HANSEN, C. L. 1968. *Desert and River in Nubia - Geomorphology and prehistoric environments at the Aswan Reservoir*. University of Wisconsin Press, Madison, London.
- BUTZER, K. W. 1997. Late Quaternary problems of the Egyptian Nile: stratigraphy, environments, prehistory. *Paléorient* 23, 151-173.
- CAILLIAUD, F. 1826-27. *Voyage à Méroé, au Fleuve Blanc, au dela de Fâzoql dans le midi du royaume de Sennâr, à Syouáh et dans cinq autres oasis: fait dans les années 1819, 1820, 1821 et 1822 par Frédéric Cailliaud*. Paris.
- CHÉLU, A. J. 1891. *Le Nil, le Soudan, l'Égypte*. Chaux, Paris.
- CHURCHILL, W. S. 1899. *The river war. An historical account of the reconquest of the Sudan*. Longmans, Green & Co., London.

- COHEN, K. M., GIBBARD, P. L. 2011. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge.
- COMBES, E. 1846. Voyage en Egypte, en Nubie, dans les déserts de Beyouda, des Bicharys, et sur les cote de la mer rouge. Desessart, Paris.
- CRAIG, G. M. 1991. The agriculture of the Sudan. Oxford University Press, Oxford.
- DE HEINZELIN, J. 1968. Geological history of the Nile valley in Nubia, In: WENDORF, F. (Hrsg.), Prehistory of Nubia. Southern Methodist University Press, Dallas, 19-55.
- DE MENOCAL, P., ORTIZ, J., GUILDERSON, T., ADKINS, J., SARNTHEIN, M., BAKER, L., YARUSINSKY, M. 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. Quaternary Science Reviews 19, 347-361.
- DIEHL, T. 2005. Nutzungskartierung einer Nilkataraktlandschaft (Region Boni Island, Nordsudan) mittels Quickbird-Satellitendaten. Examensarbeit (unveröffentl.) Geographisches Institut, Universität zu Köln.
- DONADONI, S. 1997. A survey north of the Fourth Cataract. Der Antike Sudan - Mitteilungen der Sudanarchäologischen Gesellschaft zu Berlin e. V., MittSAG 7, 10-22.
- DORN, R. I. 1998. Rock Coatings. Developments in Earth Surface Processes 6, Elsevier, Amsterdam [u. a.].
- DUBIEF, J. 1950. Evaporation et coefficients climatiques au Sahara. Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes 6, 13-44.
- DUCASSOU, E., MULDER, T., MIGEON, S., GONTHIER, E., MURAT, A., REVEL, M., CAPOTONDI, L., BERNASCONI, S. M., MASCLE, J., ZARAGOSI, S. 2008. Nile floods recorded in deep Mediterranean sediments. Quaternary Research 40, 382-391.
- Duden - Dudenredaktion 2007. Duden. Die deutsche Rechtschreibung. Mannheim [u.a.].
- DUNKERLEY, D. L. 2011. Desert Soils. In: THOMAS, D.S.G (Hrsg.). Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands, Wiley Blackwell, Oxford, 101-129.
- DUMONT, H. J. 2010. The Nile - Origin, environments, limnology and human use. Springer, Amsterdam.
- EDWARDS, D. N. 2004. The Nubian past. An archaeology of the Sudan. Routledge, London [u.a.].

- EL AMIN, Y., EDWARDS, D. N. 2000. Field survey in the Fifth Cataract Region. Sudan & Nubia 4, 44-50.
- ELLERBROCK, R. E. 2000. Carbonatgehalt in Boden und Wasser. In: BARSCH, H., BILLWITZ, K., BORK, H.-R. (Hrsg.), Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. Klett-Perthes, Gotha, 328-332.
- EMBABI, N. S. 2004. The Geomorphology of Egypt. -The Nile valley and the western desert. The Egyptian Geographical Society, Cairo.
- EVETTS, B., BUTTLER, A. 1895. The churches and monasteries of Egypt and some neighbouring countries attributed to Abu Salih the Armenian. Clarendon Press, Oxford.
- FARR, T. G., ROSEN, P. A., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSLEY, S., KOBRICK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E., ROTH, L., SEAL, D., SHAFFER, S., SHIMADA, J., UMLAND, J., WERNER, M., OSKIN, M., BURBANK, D., ALSDORF, D. 2007. The shuttle radar topography mission. Reviews of Geophysics 45, 1-33.
- FLOHN, H. 1960a. Zur Didaktik der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre. Geographische Rundschau 4, 129-142.
- FLOHN, H. 1960b. Zur Didaktik der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre. Geographische Rundschau 5, 189-195.
- FOLK, R. L., WARD, W. C. 1957. Brazos River Bar: a study on the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27, 3-26.
- FRANKENBERG, P. 1979. Zur Vegetation des Niltals zwischen Mittelmeerküste und Khartoum - Ein Beitrag zu dem Problem Steppe/Savanne. Die Erde 110, 127-133.
- GABRIEL, B., BRADLEY, R., WOLF, P., ABDEL HAFIZ, N., FAROUG ALI, M. 2005. Nazca lines in the Sudan? Gravel features at the Fourth Nile Cataract. Sahara 16, 75-90.
- GABRIEL, B., WOLF, P. 2008. River and landscape at the 4<sup>th</sup> Nile Cataract (Sudan) during the late Quaternary. Meroitica 23, 34-42.
- GARZANTI, E., ANDO, S., VEZZOLI, G., ABDEL MEGID, A. A., EL KAMMAR, A. 2006. Petrology of Nile River sand (Ethiopia and Sudan): sediment budgets and erosion patterns. Earth and Planetary Science Letters 252, 327-341.
- GASSE, F., ROGNON, P., STREET, F. 1980. Quaternary history of the Afar and Ethiopian Rift Lakes. In: WILLIAMS, M., FAURE, H. (Hrsg.), The Sahara and the Nile. Rotterdam, 361-400.

- GASSE, F., CHARLIÉ, F., VINCENS, A., WILLIAMS, M.A.J., WILLIAMSON, D. 2008. Climatic patterns in equatorial and southern Africa from 30,000 to 10,000 years ago reconstructed from terrestrial and near-shore proxy data. *Quaternary Science Reviews* 27, 2316-2340.
- GEB, M. 2000. Factors favouring precipitation in North Africa: seen from a viewpoint of present day climatology. *Global and Planetary Change* 26, 85-96.
- GEISER, P. 1967. Some Differential Factors Affecting Population Movement: The Nubian Case. *Human Organization* 26, 164-177.
- GEYH, M. A. 2005. *Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung*. WBG, Darmstadt.
- GIEBEL, M. 2005. *Plinius der Ältere - Naturalis historia*. Reclam, Stuttgart.
- GLÄSER, B. 1987. Altdünen und Limnite in der nördlichen Republik Sudan als morphogenetisch-paläoklimatischer Anzeiger. Untersuchungen zur jungquartären morphogenetischen Sequenz eines Regionalkomplexes. Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Göttingen, Hamburg.
- GLEICHEN, C. 1897. Report on the Nile and country between Dongola, Suakin, Kassala and Omdurman. War Office. Intelligence Division, London.
- Goudi, A. 1995. *Physische Geographie. Eine Einführung*. Spektrum Akademischer verlag, Heidelberg [u.a.].
- GOUDI, A. 1998. *Geomorphologie: ein Methodenhandbuch für Studium und Praxis*. Berlin, Springer, Berlin [u.a.].
- GOUDI, A. 2005. The drainage of Africa since the Cretaceous. *Geomorphology* 67, 437-456
- GRAY, T. 1949. The Fourth Cataract. *Sudan Notes and Records* 30, 120-121.
- GRIFFITHS, J., SOLIMAN, K. 1972. The Northern Desert (Sahara). In: GRIFFITHS, J. F. (Hrsg.), *Climates of Africa, World Survey of Climatology* 10. Elsevier, Amsterdam, 75-103.
- GRIFFITHS, P. S., CURTIS, P. A. S., FADUL, S. E. A., SCHOLLES, P. D. 1987. Reconnaissance geological mapping and mineral exploration in northern Sudan using satellite remote sensing. *Geological Journal* 22, 225-249.
- HABERLAH, D., VON DEM BUSSCHE, J. 2005. Das Dorf Atoyah auf der Insel Sherari. Wandel der Siedlungsstruktur im Dar al-Manasir. *Der Antike Sudan - Mitteilungen der Sudanarchäologischen Gesellschaft zu Berlin e. V. - MittSAG* 16, 125-136.

- HAUDE, W. 1959. Die Verteilung der potentiellen Verdunstung in Ägypten. *Erdkunde* 13, 214-224.
- HEIKEL, M., PATOLLA, M. M. 2012. Biological traces of activity-induced stress markers in a medieval population on Boni Island, Sudanese Nubia. In: WOTZKA, H.-P. (Hrsg.), *Proceedings of the Third International Conference on the Archaeology of the Fourth Nile Cataract*. 13.-14.07.2006 Köln, *Africa Praehistorica* 24, 203-216.
- HELCK, W., OTTO, E., WESTENDORF, W. (Hrsg.) 1980. *Lexikon der Ägyptologie*. Bd. 3. Wiesbaden.
- HELCK, W., OTTO, E., WESTENDORF, W. (Hrsg.) 1982. *Lexikon der Ägyptologie*. Bd. 4. Wiesbaden.
- HOLROYD, A. T. 1839. Notes on a Journey to Kordofan in 1836-7. *The Journal of the Royal Geographical Society of London* 9, 163-191.
- HOSKINS, G. A. 1835. *Travels in Ethiopia, above the second cataract of the Nile*. Longman & Co., London.
- HUCKRIEDE, R., VENZLAFF, H. 1962. Über die pluvialzeitliche Molluskenfauna aus Kordofan (Sudan). *Paläontologische Zeitschrift* 36, 93-109.
- HUME, W. F. 1934. *Geology of Egypt - The Fundamental Pre-Cambrian rocks of Egypt and Sudan; their distribution, age and character*. Vol. 1: The Metamorphic Rocks, Government Press, Cairo.
- HUME, W. F. 1935. *Geology of Egypt - The Fundamental Pre-Cambrian rocks of Egypt and Sudan; their distribution, age and character*. Vol. 2: The later Plutonic and Minor Intrusive Rocks, Government Press, Cairo.
- HURST, H. E. 1952. *The Nile. A general account of the river and the utilization of waters*. Constable, London.
- IMHOF, E. 1965. *Kartographische Geländedarstellung*. Walter de Gruyter & Co, Berlin.
- INNES, N. M. 1931. The Monasir Country. *Sudan Notes and Records* 14, 185-190.
- JESSE, F., KEDING, B. 2007. Holocene settlement dynamics in the Wadi Howar region (Sudan) and the Ennedi Mountains (Chad). In: BUBENZER, O., BOLTEN, A., DARIUS, F. (Hrsg.), *Atlas of Cultural and Environmental Change in Arid Africa*. *Africa Praehistorica* 21, Köln, 42-43.
- JESSE, F.; KEDING, B., PÖLLATH, N., BECHHAUS-GERST, M., LENSSEN-ERZ, T. 2007. Cattle herding in the southern Libyan Desert. in: BUBENZER, O., BOLTEN, A., DARIUS, F. (Hrsg.), *Atlas of Cultural and Environmental Change in Arid Africa*. *Africa Praehistorica* 21, Köln, 46-49.

- JOHNSON, T. C. 1996. The limnology, climatology and paleoclimatology of the East African Lakes, Gordon and Breach Publishers, Amsterdam.
- KABESH, M. L. 1962. Pegmatites of the Mograt area, Northern Province, Sudan. *Journal of Geology of the United Arab Republic* 1, 45-71.
- KABESH, M. L. 1971. Mineralogical studies in muscovite, beryl and tourmaline from Mograt pegmatites, Sudan. *Journal of Geology of the United Arab Republic* 15, 83-92.
- KAMMERZELL, F. 2004. Die Humboldt-University Nubian Expedition (H.U.N.E.) in Dar al-Manasir – Erster Bericht: Survey 2004, Teil 1: Rahmenbedingungen. *Der Antike Sudan - Mitteilungen der Sudanarchäologischen Gesellschaft zu Berlin e. V. - MittSAG* 15, 99-104.
- KASSAS, M. 1971. Pflanzenleben in der östlichen Sahara. In: SCHIFFERS, H. (Hrsg.), *Die Sahara und ihre Randgebiete*. Weltforum Verlag, München, 477-497.
- KLEINITZ, C., OLSSON, C. 2005. Christian period rock art landscapes in the Fourth Cataract region: the Dar el-Arab and et-Tereif rock art surveys. *Sudan & Nubia* 9, 31-38.
- KLEINITZ, C., KOENITZ, R. 2006. Fourth Nile Cataract petroglyphs in context: the ed-Doma and Dirbi rock-art survey. *Sudan & Nubia* 10, 34-42.
- KLITZSCH, E. 1989. Zur Stratigraphie Nubiens: Das Ende des Nubischen Sandsteins als stratigraphischer Begriff. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 140, 151-160.
- KLITZSCH, E., THORWEIHE, U. (Hrsg.) 1999. *Nordost-Afrika: Strukturen und Ressourcen. Ergebnisse aus dem Sonderforschungsbereich "Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten"*. Wiley-VCH, Weinheim.
- KLITZSCH, E., WYCISK, P. 1999. Beckenentwicklung und Sedimentationsprozesse in kratonalen Bereichen Nordost-Afrikas im Phanerozoikum. In: KLITZSCH, E., THORWEIHE, U. (Hrsg.), *Nordost-Afrika: Strukturen und Ressourcen Ergebnisse aus dem Sonderforschungsbereich "Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten"*. Wiley-VCH, Weinheim, 61-108.
- KNAPP, R. 1973. *Die Vegetation von Afrika unter Berücksichtigung von Umwelt, Entwicklung, Wirtschaft, Agrar- u. Forstgeographie*. Fischer, Stuttgart.
- KNOTHE, D. 2000. Physikalische und chemische Analysen. In: BARSCH, H., BILLWITZ, K., BORK, H.-R. (Hrsg.), *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*. Julius Perthes Verlag, Gotha, 293-366.
- KORTKOFF, G. 1990. *Langenscheidts Taschenwörterbuch der Arabischen und Deutschen Sprache*. Langenscheidt, Berlin, München.

- KRENKEL, E. 1925. Geologie Afrikas. Erster Teil. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- KRETSCHMER, R. 1986. Kulturtechnisch-bodenkundliches Praktikum. Ausgewählte Laboratoriumsmethoden. Eine Anleitung zum selbständigen Arbeiten. Christian-Albrechts-Universität Kiel, Kiel.
- KRÖPELIN S., VERSCHUREN D., LÉZINE A.-M., EGGERMONT H., COCQUYT C., FRANCUS P., CAZET J.-P., FAGOT M., RUMES B., RUSSELL J. M., DARIUS F., CONLEY D. J., SCHUSTER M., SUCHODOLETZ H. v., ENGSTROM D. R. 2008. Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: The Past 6000 Years. *Science* 320, 765-768.
- KRÖNER, A. 1977. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. *Precambrian Research* 4, 163-213.
- KUPER, R. 2003. Das DFG-Projekt „Besiedlungsgeschichte der Ost-Sahara“ (B.O.S.) [www.uni-koeln.de/hbi/Texte/BOS\\_Bericht03.pdf](http://www.uni-koeln.de/hbi/Texte/BOS_Bericht03.pdf), 15.08.2007.
- KUPER R., KRÖPELIN S. 2006. Climate-Controlled Holocene Occupation in the Sahara: Motor of Africa's Evolution. *Science* 313, 803-807.
- KÜSTER, D., LIÉGEOIS, J. 2001. Sr, Nd isotopes and geochemistry of the Bayuda Desert high-grade metamorphic basement (Sudan): an early Pan-African oceanic convergent margin, not the edge of the East Saharan ghost craton? *Precambrian Research* 109, 1-23
- KÜSTER, D., LIÉGEOIS, J., MATUKOV, D., SERGEEV, S., LUCASSEN, F. 2008. Zircon geochronology and Sr, Nd, Pb isotope geochemistry of granitoids from Bayuda Desert and Sabaloka (Sudan): Evidence for a Bayudian event (920-900 Ma) preceding the Pan-African orogenic cycle (860-590 Ma) at the eastern boundary of the Saharan Metacraton. *Precambrian Research* 164, 16-39.
- LAMB, H. F., BATES, C. R., COOMBES, P. V., MARSHALL, M. H., UMER, M., DAVIES SARAH J.; DEJEN, DEJEN, E. 2007. Late Pleistocene desiccation of Lake Tana, source of the Blue Nile. *Quaternary Science Reviews* 26, 287-299.
- LAUER, W., FRANKENBERG, P. 1977. Zum Problem der Trockengrenze in der Sahara. *Erdkunde* 31, 1-15.
- LEBON, J. H. G. 1965. Land use in Sudan. The World Land Use Survey. Regional Monograph 4, Bude/Cornwall Geographical Publications Ltd., Khartoum.
- LECLANT, J. 1990. L'expédition archéologique de la zone de la IVe Cataracte du Nil. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des Inscriptions et Belles-Lettres* 134, 316-320.
- LEE, K. D. 2005. Russian Military Mapping. A guide using the most comprehensive source of global geospatial intelligence. East View Cartographic, Minneapolis.

- LEPSIUS, R. 1853. Letters from Egypt, Ethiopia, and the Peninsula of Sinai. Henry G. Bohn, London.
- LESER, H. 1977. Feld- und Labormethoden der Geomorphologie. De Gruyter, Berlin, New York.
- LIÉGEOIS, J., BLACK, R., NAVEZ, J., LATOUCHE, L. 1994. Early and late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg Shield, Niger). *Precambrian Research* 67, 59-88.
- LILLESAND, T. M., KIEFER, R. W., CHIPMAN, J. W. 2008. Remote Sensing and Image Interpretation. John Wiley & Sons, London.
- LIU, T., BROECKER, W. S. 2000. How fast does rock varnish grow? *Geology* 28, 183-186.
- LYONS, H. G. 1906. The physiogeography of the River Nile and its basin. National Printing Department, Kairo.
- LYONS, H. G. 1909. The longitudinal section of the Nile. *The Geographical Journal* 34, 36-51.
- MAIER, A. 2012. The stone artefacts from the 2004 survey on Boni Island: Technology and typology. In: WOTZKA, H.-P. (Hrsg.), Proceedings of the Third International Conference on the Archaeology of the Fourth Nile Cataract. 13.-14.07.2006 Köln, *Africa Praehistorica* 24, 107-116.
- MALTERER, A. 2006. Landnutzung und Vegetation im Flutungsgebiet eines geplanten Staudamms im Nordsudan. Dipl.-Arbeit. (unveröffentlicht), Fachbereich Landschaftsnutzung und Naturschutz, Fachhochschule Eberswalde.
- MARKS, A. E., SHINER, J. L., HAYS, T. 1968. Survey and Excavations in the Dongola Reach, Sudan. *Current Anthropology* 9, 319-323.
- MASPERO, G. 1901. History of Egypt, Chaldea, Syria, Babylonia, and Assyria, Bd. 2, The Grolier Society Publishers, London.
- MCCARTNEY, M.P., SULLIVAN, C., ACREMAN, M.C. 2001. Ecosystem impacts of large dams. Background paper Nr. 2. <http://intranet.iucn.org/webfiles/doc/archive/2001/iucn852.pdf> 02.07.2011
- MEINOLD, K. 1979. The Precambrian Complex of the Bayuda Desert, Northern Sudan. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique* 21, 395-401.
- MELESSE, A. M. 2011. Nile River basin - hydrology, climate and water use. Dordrecht, Springer, London.
- MÜLLER, G. 1964. Methoden der Sedimentuntersuchung. Schweizerbart, Stuttgart.

- NÄSER, C. 2004. Die Humboldt-University Nubian Expedition (H.U.N.E.) in Dar al-Manasir – Erster Bericht: Survey 2004, H.U.N.E. 2004, Teil 3: Bericht über den Insel-Survey. *Der Antike Sudan - Mitteilungen der Sudanarchäologischen Gesellschaft zu Berlin e. V. - MittSAG* 15, 117-130.
- NÄSER, C., LANGE, M. (Hrsg.) 2008. Proceedings of the Second International Conference on the Archaeology of the Fourth Nile Cataract. 04.-06.08.2005, Harrasowitz, Berlin, Wiesbaden.
- NASH, D. J. 2011. Desert crusts and rock coatings. In: THOMAS, D. S. G. (Hrsg.), *Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands*. Wiley-Blackwell, Oxford, 132-180.
- NUSSBAUM, S.; DARIUS, F. 2012. First archaeobotanical results from Boni Island. In: WOTZKA, H.-P. (Hrsg.), *Proceedings of the Third International Conference on the Archaeology of the Fourth Nile Cataract*. 13.-14.07.2006 Köln, Africa Praehistorica 24, 177-186.
- ODADA, E. O., OLAGO, D.O. 2002. *The East African great lakes*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston.
- OMER, A. 2009. Hydropower potential and priority for dams development in Sudan. [http://www.scitopics.com/Hydropower\\_potential\\_and\\_priority\\_for\\_dams\\_development\\_in\\_Sudan.html](http://www.scitopics.com/Hydropower_potential_and_priority_for_dams_development_in_Sudan.html), 27.01.2012.
- OYAMA, M. 1970. Revised standard soil color charts. o.A.
- PACHUR, H., ALTMANN, N. 2006. *Die Ostsahara im Spätquartär. Ökosystemwandel im größten hyperariden Raum der Erde*. Springer, Berlin [u.a.].
- PANER, H. 1998. The Hamdab Dam Project. Preliminary report of results from work in the Fourth Cataract Region 1996-1997. *Gdańsk Archaeological Museum African Reports* 1, 115-132.
- PANER, H. 2003. Archaeological Survey on the Right Bank of the Nile between Kareima and Abu Hamed: a brief overview. *Sudan & Nubia* 7, 15-20.
- PAULITSCHKE, P. 1880. *Die geographische Erforschung des afrikanischen Continents von den ältesten Zeiten bis auf unsere Tage*. Brochhausen & Bräuer, Osna-brück.
- PETERMANN, A., HASSENSTEIN, B. 1862. *Inner-Afrika nach dem Stande der geographischen Kenntniss im Jahre 1861*. Justus Perthes, Gotha.
- PETERSEN, G. 2008. *The Hydrology of the Sudd. Hydrologic Investigation and Evaluation of Water Balances in the Sudd Swamps of Southern Sudan*. Dissertation, Kiel.

- PETERS, S. W. 1991. Regional geology of Africa. Springer, Berlin [u.a.].
- PETRICK, B. 2012. The Cologne Fourth Cataract Project 2005 field season on Boni Island. In: WOTZKA, H.-P. (Hrsg.), Proceedings of the Third International Conference on the Archaeology of the Fourth Nile Cataract. 13.-14.07.2006 Köln, Africa Praehistorica 24, 117-128.
- PFLAUMBAUM, H. 1987. Waditerrassen- und Fußflächengeneese in der Bayuda-Wüste (Republik Sudan). Ein Beitrag zur 'Morphogenetischen Sequenz' eines randtropisch-ariden Raumes. Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Göttingen, Hamburg.
- PIOTROVSKII, A. 1996. Surveys at the Merowe hydro development in the Sudan for a reliable substantiation of the project: engineering-geologic conditions and characteristics of the method of investigations. Hydrotechnical Construction 30, 719-723.
- PÖLLATH, N. 2012. Bones from Boni - Preliminary results of the faunal analyses. In: WOTZKA, H.-P. (Hrsg.), Proceedings of the Third International Conference on the Archaeology of the Fourth Nile Cataract. 13.-14.07.2006 Köln, Africa Praehistorica 24, 187-196.
- PREUSSER, F., DEGERING, D., FUCHS, M., HILGERS, A., KADEREIT, A., KLASSEN, N., KREBETSCHKE, M., RICHTER, D., SPENCER, J. Q. G. 2008. Lumenescence dating: basics, methods and applications. Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal 57, 95-149.
- PUDLO, D., FRANZ, G. 1999. Junger Vulkanismus, Mantle Plumes und Tektonik im Sudan. In: KLITZSCH, E., THORWEIHE, U. (Hrsg.), Nordost-Afrika: Strukturen und Ressourcen. Weinheim, 109-136.
- RADT, S. L. 2005. Strabos Geographika. Buch XIV - XVII, Text und Übersetzung. Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen.
- RITTER, C. 1822. Die Erdkunde im Verhaeltnis zur Natur und zur Geschichte des Menschen. G. Reimer, Berlin.
- RITTER, M. 2005. Die neue Klimastation des SFB 389 in Balat (Oase Dakhla, Ägypten). Dipl.-Arbeit. (unveröffentl.), Geographisches Institut, Universität zu Köln.
- RITTER, M., BOLTEN, A., BUBENZER, O. 2007. Combined use of satellite data and digital elevation models in different scales applicable for geomorphological and landscape historical research: Examples from the Fourth Nile Cataract (Northern Sudan). Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I 3/4, 399-413.

- RITTER, M., DIEHL, T. 2007. High resolution satellite images and Differential GPS in geomorphological and geoarchaeological research on Boni Island (Fourth Nile Cataract, north Sudan). In: BUBENZER, O., BOLTEN, A., DARIUS, F. (Hrsg.), Atlas of Cultural and Environmental Change in Arid Africa. Africa Praehistorica 21, Köln, 92-95.
- RITTER, M. 2008. Die Insel Mograt - eine geographische Übersicht der größten Insel im Nil. Der Antike Sudan - Mitteilungen der Sudanarchäologischen Gesellschaft zu Berlin e. V. - MittSAG 19, 77-88.
- RITTER, M., BUBENZER, O. 2009. Der Merowe-Damm am Nil - Probleme und Folgen von Großstaudämmen in Trockengebieten. Praxis Geographie 6, 26-31.
- RITTER, M. 2012. QuickBird satellite images and Differential GPS (DGPS) in geomorphological and geoarchaeological research: Applied techniques for the reconstruction of Holocene landscape development on Boni Island. In: WOTZKA, H.-P. (Hrsg.), Proceedings of the Third International Conference on the Archaeology of the Fourth Nile Cataract. 13.-14.07.2006 Köln, Africa Praehistorica 24, 225-236.
- ROCCI, G. 1965. Essai d'interprétation de mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest africaine. Science de la Terre 10, 461-479.
- RÜPPELL, E. 1829. Reisen in Nubien, Kordofan und dem peträischen Arabien vorzüglich in geographisch-statistischer Hinsicht. F. Wilmans, Frankfurt.
- RUSSEGGER, J. 1842. Reisen in Europa, Asien und Afrika, mit besonderer Rücksicht auf die naturwissenschaftlichen Verhältnisse der betreffenden Länder. E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung, Stuttgart.
- RUSSEGGER, J. 1846. Reise in Egypten, Nubien und Ost-Sudan, mit besonderer Rücksicht auf die naturwissenschaftliche Verhältnisse der betreffenden Länder, unternommen in den Jahren 1836, 1837 und 1838. E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung Stuttgart.
- RZOSKA, J. 1976a. Nile sediments. In: RZOSKA, J. (Hrsg.), The Nile, Biology of an Ancient River. Dr. W. Junk B. V., The Hague, 155-161.
- RZOSKA, J. 1976b. Nile Waters - Hydrology past and present. In: RZOSKA, J. (Hrsg.), The Nile, Biology of an Ancient River. Dr. W. Junk B. V., The Hague, 145-153.
- RZOSKA, J. 1976c. Origin and History of the Nile - The geological evolution of the River Nile in Egypt. In: RZOSKA, J. (Hrsg.), The Nile, Biology of an Ancient River. Dr. W. Junk B. V., The Hague, 1-10.
- RZOSKA, J. 1976d. The Atbara - An example of temporary rivers. In: RZOSKA, J. (Hrsg.), The Nile, Biology of an Ancient River. Dr. W. Junk B. V., The Hague, 259-262.

- RZOSKA, J. 1976e. The joint Nile in the Sudan. In: RZOSKA, J. (Ed.), *The Nile, Biology of an Ancient River*. Dr. W. Junk B. V., The Hague, 263-270.
- SAID, R. 1981. *The geological evolution of the River Nile*. Springer, New York.
- SAID, R. 1993. *The river Nile. Geology, hydrology, and utilization*. Pergamon, Oxford.
- SALAH, M. A. 2003. Merowe Dam Archaeological Salvage Project (MDASP). *Sudan & Nubia* 7, 11-14.
- SALIH, A. M. 1999. *The Manasir of Northern Sudan: land and people - A riverain society and resource scarcity*. Köppe, Köln.
- SCHÄFER, A. 2005. *Klastische Sedimente. Fazies und Sedimentstratigraphie*. Elsevier, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- SCHANDELMEIER, H., RICHTER, A., HARMS, U. 1987. Proterozoic deformation of the East Sahara craton in southeast Libya, south Egypt and north Sudan. *Tectonophysics* 140, 233-246.
- SCHANDELMEIER, H., WIPFLER, E. 1999. Der strukturelle Rahmen Nordost-Afrikas am Ende der panafrikanischen Orogenese. In: KLITZSCH, E., THORWEIHE, U. (Hrsg.), *Nordost-Afrika: Strukturen und Ressourcen Ergebnisse aus dem Sonderforschungsbereich "Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten"*. WILEY-VCH Verlag GmbH, Weinheim, 40-60.
- SCHIEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P. 1998. *Lehrbuch der Bodenkunde*. F. Enke, Stuttgart.
- SCHIFFERS, H. 1971. *Die Sahara und ihre Randgebiete*. 1. Bd. Weltforum Verlag, München.
- SCHULTZ, J. 2000. *Handbuch der Ökozonen*. UTB, Stuttgart.
- SHAHIN, M. 1985. *Hydrology of the Nile Basin*. Elsevier, Amsterdam, New York.
- SHINNIE, P. 1996. *Ancient Nubia*. London, Keagan Paul International, New York.
- SOLLE, G. 1968a. Die Katarakte des Nils I. *Natur und Museum* 98 (5), 211-215.
- SOLLE, G. 1968b. Die Katarakte des Nils II. *Natur und Museum* 98 (7), 269-274.
- SOLLE, G. 1968c. Die Katarakte des Nils III. *Natur und Museum* 98 (8), 341-349.
- SOLLE, G. 1968d. Die Katarakte des Nils IV. *Natur und Museum* 98 (11), 449-460.
- STERN, R. J., ABDELSALAM, M. G. 1996. The origin of the Great Bend of the Nile from SIR-C/X-SAR imagery. *Science* 274, 1696-1698.

- STERN, R. J., ABDELSALAM, M. G. 1998. Formation of juvenile continental crust in the Arabian-nubian shield: evidence from granitic rocks of the Nakasib suture, NE Sudan. *Geologische Rundschau* 87, 150-160.
- SUTCLIFFE, J. V., PARKS, Y. P. 1999. The hydrology of the Nile. International Association of Hydrological Sciences, Wallingford.
- TAHIR, Y. F. 2011. Reconstruction of the palaeoenvironment of Wadi Farja (Nile, Third Cataract) from zooarchaeological remains. *African Journal of History and Culture* 3 (1), 13-19.
- TALBOT, M. R., WILLIAMS, M. A. J., ADAMSON D. A. 2000. Strontium isotope evidence for late Pleistocene reestablishment of an integrated Nile drainage network. *Geology* 28, 343-346.
- TEODORU. C., WUEST, A. WEHRLI, B. 2006. Independent review of the environmental impact assessment for the Merowe Dam Project (River Nile, Sudan). Kastanienbaum. <http://www.eawag.ch/medien/bulletin/archiv/2006/20060323/Independent-Review-20060323.pdf>, 15.02.2008.
- THURMOND, A. K., STERN, R. J., ABDELSALAM, M. G., NIELSEN, K. C., HINZ, E. 2004. The Nubian swell. *Journal of African Earth Sciences* 39, 401-407.
- UNDP - United Nations Human Development Report (Hrsg.) 2011. International Human Development Indicators. <http://hdr.undp.org/en/statistics/> 21.01.2012
- UNEP - United Nations Environment Programme (Hrsg.) 1992. World Atlas of Desertification. Nairobi, London.
- UNEP - United Nations Environment Programme (Hrsg.) 2008. Africa: Atlas of our Changing Environment, Nairobi.
- VAIL, J. R. 1972. Pre-Nubian tectonic trends in Northeastern Sudan. *Journal of the Geological Society* 128, 21-31.
- VAIL, J. R. 1978. Outline of the geology and mineral deposits of the Democratic Republic of the Sudan and adjacent areas. *Overseas geology and mineral resources* 49, Her Majesty's Stationery Office, London.
- VAIL, J. R. 1988. *Lexicon of geological terms for the Sudan*. A A Balkema Publishers, Rotterdam [u.a.].
- VERCOUTTER, J. 1970. Mirgissa I., Direction Générale des Relations Culturelles, Scientifiques et Techniques, Paris.
- VERCOUTTER, J. 1986. Editorial. *Archaeologie du Nil moyen* 1, 5-6.

- VON ESBECK-PLATEN, H. 1962. Ingenieurgeologische Vorarbeiten für das Projekt des Nilstaudamms Sadd-el Ali (Ägypten). *Geologische Mitteilungen* 3, 43-66.
- WALGER, E. 1964. Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen. *Geologische Rundschau* 54, 976-1002.
- WARNER, T. 2004. *Desert meteorology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- WCD - World Commission on Dams 2000. Environmental and social impact assessment for large dams. <http://www.agsci.utas.edu.au/WCDreportEIA&dams.pdf>. 02.07.2010.
- WELSBY, D. A. 1996. *The Kingdom of Kush: the Napatan and Meroitic empires*, British Museum Press, London.
- WELSBY, D. A. 2002. Der Amri-Kirbekan Survey (1991). *Der Antike Sudan. Mitteilungen der Sudanarchäologischen Gesellschaft zu Berlin. MittSaG* 12, 110-120.
- WELSBY, D. A. 2003. Survey above the Fourth Nile Cataract. SARS publication 10, 1-4.
- WELSBY, D. A., ANDERSON, J. R. (Hrsg.) 2004. *Sudan, Ancient Treasures. An Exhibition of Recent Discoveries from the Sudan*. London.
- WENIGER, B., JÖRIS, O. 2004. Glacial radiocarbon calibration. The CalPal Program. In: HIGHAM, T., RAMSEY, C. B., OWEN, C. (Hrsg.) *Radiocarbon Archaeology. Fourth International Symposium, St. Catherines College, Oxford 9<sup>th</sup>-14<sup>th</sup> April 2002*. Oxford University School of Archaeology Monograph 62, 9-16.
- WENDORF, F., SCHILD, R. 1980. *Prehistory of the Eastern Sahara*. Academic Press, New York [u.a.].
- WHITEMAN, A. J. 1971. Structural geology of Sudan. In: UNESCO (Hrsg.), *Tectonics of Africa*. Paris, 433-445.
- WILLIAMS, M. A. J. 2003. A new light on the age of the White Nile. *Geology* 31, 1001-1004.
- WILLIAMS, M. A. J., ADAMSON, D.A. 1980. Late Quaternary dispositional history of the Blue and White Nile Rivers in Central Sudan. In: WILLIAMS, M., FAURE, H. (Hrsg.), *The Sahara and the Nile*. Taylor and Francis, Rotterdam, 281-304.
- WILLIAMS, M. A. J., TALBOT, M. R., AHARON, P., SALAAM, Y. A., WILLIAMS, F. M., BRENDELAND, K. I. 2006. Abrupt return of the summer monsoon 15,000 years ago: new supporting evidence from the lower White Nile valley and Lake Albert. *Quaternary Science Reviews* 25, 2651-2665.

- WILLIAMS, M. A. J., WILLIAMS, F. M., DULLER, G. A. T., MUNRO, R. N., EL TOM, O. A. M., BARROWS, T. T., MACKLIN, M., WOODWARD, J., TALBOT, M. R., HABERLAH, D., FLUIN, J. 2010. Late Quaternary floods and droughts in the Nile valley, Sudan: new evidence from optically stimulated luminescence and AMS radiocarbon dating. *Quaternary Science Reviews* 29, 1116-1137.
- WOLF, P. 2004. The SARS Anglo-German Expedition at the Fourth Cataract of the Nile: the 2003/2004 season. *Sudan & Nubia* 8, 9-18.
- WMO - World Meteorological Organization 1996. Climatological Normals (CLINO) for the period 1961-1990. WMO, Genf.
- WOODWARD, J.C., MACKLIN, M.G., WELSBY, D.A. (2001) The Holocene fluvial sedimentary record and alluvial geoarchaeology in the Nile Valley of Northern Sudan. In: MADDY, D.R., MACKLIN, M.G., WOODWARD, J.C. (Hrsg.) *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change*. A.A. Balkema, Rotterdam, 327-356.
- WOTZKA, H.-P. 2004. Landschaftsarchäologie am Vierten Nilkatarakt im Nord-Sudan. *Heinrich-Barth-Kurier* 3, 3-9.
- WOTZKA, H.-P., FELBER, H. 2004. Landschaftsarchäologie des Niltals bei Boni Island (Nord-Sudan): Vergleichende Untersuchungen zu Potential und holozäner Nutzungsgeschichte einer Kataraktzone. In: SFB 389: Kultur- und Landschaftswandel im ariden Afrika. Entwicklungsprozesse unter ökologischen Grenzbedingungen. Finanzierungsantrag für die Jahre 2005-2007. Köln, 243-278, unveröffentlicht.
- WOTZKA, H.-P., GOEDICKE, CHR., MICHELS, M. 2012. Boni Island radiocarbon and OSL dates. in: WOTZKA, H.-P. (Hrsg.), *Proceedings of the Third International Conference on the Archaeology of the Fourth Nile Cataract*. 13.-14.07.2006 Köln, *Africa Praehistorica* 25, 137-176.

## 10.2 Kartenwerke

- BGR - Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe 1981 (Hrsg.). *Geological map of the Bayuda Desert*, 1:250000, Sudan. Hannover.
- GRAS - Geological Research Authority of the Sudan. 1988a. *Geological Map of the Sudan, Dongola und Berber, Blatt 5*, 1:1000000, Khartoum.
- GRAS - Geological Research Authority of the Sudan. 1988b. *Geological Map of the Sudan, Wadi Halfa, Blatt 2*, 1:1000000, Khartoum.

- KIEPERT, H., WEILAND, C. F. 1853. Die Nilländer oder Aegypten, Nubien und Habesch. 1:5000000, Blatt 53. In: Geographisches Institut Weimar (Hrsg.), Allgemeiner Hand-Atlas der Erde und des Himmels nach den besten astronomischen Bestimmungen, neuesten Entdeckungen und kritischen Untersuchungen entworfen. Weimar.
- o. A. 1946. Planungskarte Dammprojekt, Gebel Kulgeila, Blatt 1:25000  
(nach AL HAKEM 1993)
- o. A. 1946. Planungskarte Dammprojekt, Gebel Umm Rahw, Blatt 1:25000  
(nach AL HAKEM 1993)
- o. A. 1946. Planungskarte Dammprojekt, Hosh el Guruf, Blatt 1:25000  
(nach AL HAKEM 1993)
- o. A. 1947. Planungskarte Dammprojekt, Boni Island, Blatt 1:25000  
(nach AL HAKEM 1993)
- o. A. 1947. Planungskarte Dammprojekt, Shiri Island, Blatt 1:25000  
(nach AL HAKEM 1993)
- Sudan Survey Office 1926. Topographische Karte Abu Hamed, Blatt NC 35-45-C, 1:250000, Khartoum.
- Sudan Survey Office 1927. Topographische Karte Berber, Blatt NC 35-45-G, 1:250000. Khartoum.
- Sudan Survey Office 1930. Topographische Karte Atbara, Blatt NC 35-45-K, 1:250000. Khartoum.
- Sudan Survey Office 1933. Topographische Karte Merowe, Blatt NC 35-45-F, 1:250000. Khartoum.
- Sudan Survey Office 1938. Topographische Karte El Kab, Blatt NC 35-45-B, 1:250000. Khartoum.
- The Edinburgh Geographical Institute 1896. Special map of the Sudan, 1:2000000, Edinburgh.
- Times 1895. Africa, north-east, Blatt 105/106, 1:10000000. In Times (Hrsg.) The Times Atlas. London.
- War office 1884. Scetch map of the Nile from Wady Halfa to Khartum with notes on caravan routes, navigability of Nile, towns, climate & c., ca. 1:1000000. London.

### 10.3 Fernerkundungsdaten und Datenbanken

DIGITALGLOBE 2007. <http://www.digitalglobe.com/digitalglobe2/file.php/784/QuickBird-DS-QB.pdf>, 17.08.2010

GoogleEarth 2011. DigitalGlobe, <http://archive.digitalglobe.com/archive/showBrowse.php?catID>

Catalog ID: 10100100016B0304, Aufnahmedatum: 15.11.2002.

Catalog ID: 10100100017FF507, Aufnahmedatum: 21.12.2002

Catalog ID: 1010010001A1F203, 1010010001A1F202, Aufnahmedatum: 13.02.2003

Catalog ID: 1010010002458503, 1010010002458504, Aufnahmedatum: 09.09.2003,

Catalog ID: 1010010002458504, Aufnahmedatum: 22.09.2003

Catalog ID: 1010010002CDC501, Aufnahmedatum: 23.03.2004

Catalog ID: 1010010002D95B03 Aufnahmedatum: 10.04.2004

Catalog ID: 101001000522E202, 101001000522E201, Aufnahmedatum 12.08.2006

LOC - Library of Congress 2012. <http://www.loc.gov/pictures/item/2004671973/>. 23.01.2012.

OGIMET, 2011. Ogimet daily weather summaries. <http://www.ogimet.com/gsyn-res.phtml.en>, 16.07.2011.

Russias Weather Server, 2009. Russias Weather Server - Archive. <http://meteo.infospace.ru/main.htm>. 15.10.2010.

USGS - United States Geological Survey 2009. [http://eros.usgs.gov/#/Find\\_Data/Products\\_and\\_Data\\_Available/gtopo30/e020n40](http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30/e020n40), 16.01.2012.

# Anhang

Auf den folgenden Seiten sind die Daten der Laboranalysen und Vermessungen zur Dokumentation aufgeführt.

Abb. A-1: Datentabelle der granulometrischen, geochemisch-physikalischen Laboranalysen (Teil 1)

Probe	Granulometrie [in %]							geo-chemisch/-physikalische Analysen				
	Ton	Schluff (2-63 $\mu$ m)			Sand (63-2000 $\mu$ m)			pH-Wert	el. Leitf. [ $\mu$ S/cm]	C <sub>org</sub> [%]	CaCO <sub>3</sub> [%]	Munsell-Farbe
	<2	2-6,3	6,3-20	20-63	63-200	200-630	630-2000					
S06_001	0,8	0,7	0,8	1,8	17,9	77,8	0,2	9,98	136,4	0,3	0,8	10 YR 8/4
S06_002	2,0	2,3	3,3	13,2	40,7	29,1	9,4	8,84	363,0	0,7	3,3	10 YR 6/4
S06_003	2,9	5,7	7,0	8,9	37,7	37,8	0,0	9,23	2640,0	0,9	5,3	10 YR 6/3
S06_004	1,7	1,7	1,9	7,1	62,5	25,1	0,0	9,10	84,2	0,8	1,0	2,5 Y 5/2
S06_005	4,7	8,9	9,7	12,0	48,5	16,0	0,2	8,98	5370,0	3,6	2,3	10 YR 6/4
S06_006	2,4	1,9	1,8	8,4	69,8	15,8	0,0	9,11	55,1	2,0	0,0	2,5 Y 5/2
S06_007	0,8	0,8	1,2	3,9	28,6	50,7	14,0	9,18	62,3	1,3	0,0	2,5 Y 5/2
S06_008	1,8	1,6	1,6	6,6	66,3	22,0	0,1	9,07	80,0	1,8	0,0	2,5 Y 5/3
S06_009	2,0	1,8	1,7	6,1	61,8	26,3	0,2	9,11	56,9	2,1	0,1	2,5 Y 5/2
S06_010	2,9	3,9	3,6	7,8	49,0	29,6	3,3	8,97	86,3	2,1	0,0	2,5 Y 5/3
S06_011	2,2	2,9	2,8	5,5	49,6	36,7	0,3	8,85	255,0	1,8	0,2	2,5 Y 6/3
S06_012	3,9	4,6	4,7	15,3	67,3	4,3	0,0	8,58	1126,0	2,5	0,0	10 YR 4/3
S06_013	6,0	8,3	9,0	24,5	48,7	3,6	0,0	9,13	581,0	3,8	0,7	2,5 Y 5/3
S06_014	3,4	3,5	3,2	10,4	57,8	20,5	1,2	9,41	102,7	2,2	0,0	2,5 Y 6/3
S06_015	1,9	2,2	2,3	3,6	38,7	51,0	0,2	9,04	2761,1	1,6	0,0	2,5 Y 5/3
S06_016	3,9	4,2	4,6	10,9	50,3	25,9	0,2	9,79	171,2	2,2	0,0	2,5 Y 5/3
S06_017	2,5	3,3	3,5	8,9	60,1	21,7	0,0	9,31	127,5	2,2	0,0	2,5 Y 5/3
S06_018	2,8	3,4	3,6	8,3	55,7	26,1	0,2	9,85	177,4	2,1	0,0	2,5 Y 6/3
S06_019	2,5	2,7	3,1	7,6	39,6	44,4	0,1	9,36	329,0	1,7	0,0	2,5 Y 5/3
S06_020	2,2	3,0	3,5	7,6	57,1	26,5	0,0	9,32	124,4	1,8	0,0	2,5 Y 5/3
S06_021	2,5	3,2	3,6	8,2	52,5	29,8	0,3	9,34	166,4	1,9	0,2	2,5 Y 5/3
S06_022	2,3	2,0	2,1	9,2	52,4	27,9	4,0	8,67	121,6	2,3	0,1	10 YR 4/3
S06_023	4,2	4,4	5,5	13,4	31,9	40,7	0,0	9,03	98,8	2,5	0,1	2,5 Y 5/3
S06_024	7,5	8,6	9,8	21,2	40,3	12,5	0,1	9,06	124,7	4,5	1,0	2,5 Y 5/3
S06_025	4,3	5,8	8,1	29,5	49,3	2,9	0,0	8,99	139,2	1,7	1,6	2,5 Y 5/3

Abb. A-2: Datentabelle der granulometrischen, geochemisch-physikalischen Laboranalysen (Teil 2)

Probe	Granulometrie [in%]							geo-chemisch/-physikalische Analysen				
	Ton	Schluff (2-63µm)			Sand (63-2000µm)			pH-Wert	el. Leitf. [µS/cm]	C <sub>org</sub> [%]	CaCO <sub>3</sub> [%]	Munsell-Farbe
	<2	2-6,3	6,3-20	20-63	63-200	200-630	630-2000					
S06_026	5,0	8,4	9,0	15,6	40,5	21,3	0,2	8,98	163,5	1,3	0,4	2,5 Y 4/3
S06_027	7,4	9,5	14,9	39,3	27,3	1,6	0,0	8,74	93,5	2,1	0,7	10 YR 4/3
S06_028	3,6	4,5	5,8	11,3	20,4	47,2	7,2	9,21	107,9	1,5	1,6	2,5 Y 5/3
S06_029	6,1	13,1	19,7	27,4	30,9	2,8	0,0	8,93	1264,0	2,3	1,7	10 YR 5/3
S06_030	8,6	9,2	13,5	20,6	35,0	13,0	0,0	8,52	131,4	2,6	0,4	10 YR 4/3
S06_031	2,8	2,4	3,3	8,6	58,9	24,1	0,0	8,97	81,1	1,1	0,0	2,5 Y 5/3
S06_032	4,8	4,0	5,5	16,2	50,2	19,3	0,0	8,90	96,2	1,4	0,4	10 YR 5/3
S06_033	3,8	5,2	5,3	10,5	28,9	46,0	0,3	9,16	117,3	1,3	0,0	2,5 Y 5/3
S06_034	1,7	1,3	1,6	8,6	74,6	12,2	0,0	8,89	75,9	1,2	0,0	2,5 Y 5/3
S06_035	5,9	7,1	12,5	38,7	34,7	1,0	0,0	8,58	113,2	3,4	0,3	2,5 Y 4/3
S06_036	1,7	1,5	1,8	3,7	53,1	38,2	0,0	8,89	66,4	1,1	0,0	2,5 Y 6/2
S06_037	3,7	3,1	4,1	19,0	65,4	4,8	0,0	8,78	84,9	1,5	0,4	2,5 Y 5/2
S06_038	5,4	4,9	6,4	7,5	41,6	33,5	0,7	8,76	91,7	1,8	0,0	2,5 Y 5/3
S06_039	4,4	3,6	5,3	10,5	48,8	27,2	0,2	8,94	78,1	1,2	0,0	2,5 Y 5/3
S06_040	3,4	2,6	3,3	10,1	50,8	29,7	0,1	8,94	74,9	1,3	0,0	2,5 Y 6/3
S06_041	1,4	1,2	1,5	2,4	46,1	47,4	0,0	8,98	55,5	0,8	0,0	2,5 Y 6/2
S06_042	4,9	5,3	5,9	7,7	40,4	35,8	0,1	8,92	3780,0	0,9	0,5	2,5 Y 7/3
S06_043	5,5	9,4	7,6	8,2	24,7	40,1	4,5	9,05	1630,0	1,0	1,0	10 YR 6/4
S06_044	6,5	12,8	11,8	12,3	32,9	23,0	0,7	9,55	783,0	1,3	3,9	10 YR 7/3
S06_045	1,2	1,2	1,5	4,8	17,8	41,7	31,7	9,87	117,0	0,4	0,0	10 YR 7/3
S06_046	1,2	1,1	1,1	3,9	19,8	43,5	29,4	9,50	41,2	0,4	0,0	10 YR 7/4
S06_047	0,9	0,8	0,9	2,1	21,7	73,3	0,3	9,97	130,3	0,3	0,0	10 YR 8/3
S06_048	1,1	1,1	1,2	2,5	18,9	73,9	1,3	10,05	165,0	0,3	0,0	10 YR 8/3
S06_049	9,6	19,7	26,0	24,4	17,3	2,9	0,1	8,16	4610,0	5,4	2,9	2,5 Y 5/1
S06_050	3,1	4,9	8,3	15,4	49,4	18,2	0,6	8,89	1118,0	2,6	0,1	2,5 Y 7/2
S06_051	3,1	6,3	8,3	11,9	36,0	33,7	0,6	8,42	1939,0	2,1	0,0	2,5 Y 6/3
S06_052	5,5	11,0	11,4	11,7	19,9	28,0	12,4	8,50	445,0	1,3	0,0	10 YR 5/4
S06_053	9,9	14,9	22,5	28,3	21,2	3,2	0,0	8,51	641,0	3,6	2,1	2,5 Y 6/3
S06_054	6,9	11,3	11,6	20,4	43,7	6,1	0,0	10,30	527,0	1,8	0,2	2,5 Y 6/3
S06_055	0,8	0,6	0,7	2,1	25,1	68,8	1,8	8,78	547,0	0,5	0,0	10 YR 7/4
S06_056	0,9	0,6	0,6	1,6	18,1	78,1	0,1	8,61	307,0	0,4	0,0	10 YR 7/4
S06_057	1,5	1,3	1,1	3,6	26,5	61,0	4,9	8,78	548,0	0,6	0,0	10 YR 7/4
S06_058	1,1	1,1	1,0	2,5	16,3	61,0	17,1	9,30	159,9	0,3	0,0	10 YR 7/3
S06_059	1,0	0,9	1,1	3,3	32,0	56,5	5,2	9,08	281,0	0,5	0,0	10 YR 6/4
S06_060	1,1	1,1	1,5	4,1	32,6	53,7	5,9	8,39	1377,0	0,8	0,0	10 YR 6/3
S06_061	3,3	4,9	8,5	18,4	38,5	22,5	4,0	9,92	431,0	2,3	0,5	10 YR 6/3
S06_062	2,0	2,9	5,2	16,7	56,8	15,4	0,9	8,67	8240,0	3,5	1,4	10 YR 5/3
S06_063	2,8	3,9	6,8	19,7	52,6	12,4	1,8	8,47	6080,0	3,8	2,5	2,5 Y 5/3
S06_064	3,1	4,1	7,2	22,1	56,4	7,2	0,0	9,19	144,6	2,5	2,1	10 YR 6/3
S06_065	0,9	1,0	1,3	3,6	32,7	60,2	0,1	9,30	692,0	1,0	0,0	2,5 Y 6/3
S06_066	1,1	1,1	1,4	3,1	23,0	66,6	3,5	9,15	755,0	0,7	0,3	2,5 Y 6/3

Abb.A-3: Datentabelle der granulometrischen, geochemisch-physikalischen Laboranalysen (Teil 3)

Probe	Granulometrie [in %]							geo-chemisch/-physikalische Analysen				
	Ton	Schluff (2-63µm)			Sand (63-2000µm)			pH-Wert	el. Leitf. [µS/cm]	C <sub>org</sub> [%]	CaCO <sub>3</sub> [%]	Munsell-Farbe
		<2	2-6,3	6,3-20	20-63	63-200	200-630					
S06_067	1,5	1,8	2,6	7,7	63,3	23,2	0,0	9,70	299,0	1,3	0,1	2,5 Y 5/2
S06_068	1,1	1,2	1,3	2,2	27,7	66,2	0,2	6,90	1074,0	0,8	0,0	2,5 Y 6/2
S06_069	5,6	10,4	15,4	23,9	29,4	15,0	0,3	7,82	4400,0	3,1	0,7	10 YR 6/3
S06_070	4,8	8,2	10,9	16,4	32,5	26,7	0,4	7,81	3300,0	2,1	0,0	10 YR 5/3
S06_071	2,4	3,0	2,8	3,7	13,5	40,3	34,4	7,49	1477,0	0,6	0,0	2,5 Y 6/3
S06_072	1,8	1,7	1,5	6,5	31,3	35,6	21,5	8,28	407,0	0,4	1,2	10 YR 7/3
S06_073	3,7	3,7	4,4	20,6	54,5	9,9	3,3	8,80	1281,0	1,0	6,9	10 YR 7/3
S06_074	3,7	3,9	4,2	12,6	40,3	23,3	12,0	8,61	136,5	0,9	6,6	10 YR 7/4
S06_075	1,2	1,0	1,1	1,8	16,5	74,7	3,7	7,73	47,5	0,5	0,0	10 YR 7/3
S06_076	2,2	2,3	2,3	3,8	36,8	51,9	0,7	7,69	43,4	1,1	0,0	2,5 Y 6/3
S06_077	16,5	27,4	25,2	17,3	8,1	5,3	0,2	8,33	180,4	3,9	0,0	10 YR 5/3
S06_078	11,6	17,5	15,9	23,2	29,2	2,6	0,0	8,12	269,0	3,1	0,0	10 YR 5/4
S06_079	2,9	2,9	2,7	8,6	23,8	36,3	22,8	8,72	273,0	0,9	0,2	10 YR 6/4
S06_080	2,5	2,4	2,6	10,1	23,3	27,5	31,7	9,19	88,9	0,8	0,1	7,5 YR7/4
S06_081	3,7	6,3	10,2	23,6	30,8	21,8	3,5	8,51	826,0	2,8	13,8	2,5 Y 6/4
S06_082	1,7	2,9	3,8	6,8	18,5	64,9	1,5	8,05	733,0	0,9	0,0	10 YR 7/4
S06_083	3,4	6,2	10,0	18,8	50,8	10,4	0,5	8,19	2910,0	3,3	3,3	2,5 Y 7/3
S06_084	4,1	8,9	12,8	22,1	31,8	16,6	3,6	8,82	2130,0	3,2	1,6	2,5 Y 7/2
S06_085	9,2	16,1	16,3	15,8	19,5	18,7	4,5	8,64	3310,0	2,7	21,8	10 YR 6/2
S06_086	2,4	4,1	6,3	11,9	43,1	30,8	1,6	8,86	765,0	1,4	0,1	2,5 Y 6/3
S06_087	1,8	2,9	3,7	5,7	20,6	52,5	12,7	8,75	1282,0	0,7	0,6	10 YR 6,4
S06_088	1,8	3,2	5,1	8,3	45,7	35,8	0,1	8,76	1008,0	2,2	0,1	2,5 Y 7/3
S06_089	4,4	4,5	5,5	11,7	40,4	33,5	0,0	8,61	109,6	1,5	0,0	2,5 Y 7/3
S06_100	0,7	0,3	0,1	0,2	26,0	72,7	0,0	8,01	25,9	0,4	0,0	10 YR 7/4
S06_101	1,2	0,5	0,2	0,9	18,6	76,5	2,2	8,06	34,7	0,2	0,0	2,5YR 6/8

Abb.A-4: Datentabelle der granulometrischen Analyse ( $\varphi$ -Siebung) und daraus abgeleiteter Kornparameter: Mittlerer Korndurchmesser MZ in  $\varphi$  und mm, Sortierung So, Schiefe Sk und Kurtosis K. (Teil 1)

Probe	Siebrückstand der $\varphi$ -Siebung [in %]							Abgeleitete Kornparameter				
	<63 Wanne	63	125	250	500	1000	2000	MZ [ $\varphi$ ]	MZ [mm]	So	Sk	K
S06_001	4,1	5,1	23,6	63,5	3,7	0,0	0,0	1,924	0,264	0,732	0,379	1,466
S06_002	20,7	26,4	19,5	18,5	13,2	1,7	0,0	2,663	0,158	1,334	-0,229	0,715
S06_003	24,5	9,9	44,2	21,5	0,0	0,0	0,0	2,895	0,135	0,947	0,282	0,586
S06_004	12,4	28,3	46,9	12,4	0,0	0,0	0,0	2,920	0,132	0,794	0,145	0,881
S06_005	35,4	22,2	34,0	7,6	0,7	0,0	0,0	3,285	0,103	0,865	-0,150	0,718
S06_006	14,5	33,8	45,6	6,1	0,0	0,0	0,0	3,082	0,118	0,743	0,151	0,867
S06_007	6,7	11,8	25,0	34,9	19,1	2,5	0,0	1,930	0,262	1,162	0,160	0,975
S06_008	11,6	30,7	45,4	10,6	1,8	0,0	0,0	2,920	0,132	0,828	0,053	0,989
S06_009	11,6	27,7	45,1	13,3	2,3	0,0	0,0	2,859	0,138	0,869	0,046	0,987
S06_010	18,1	22,3	36,7	17,1	5,7	0,1	0,0	2,825	0,141	1,086	0,000	0,862
S06_011	13,3	18,1	45,3	20,8	2,4	0,0	0,0	2,733	0,150	0,951	0,141	0,965
S06_012	28,4	42,9	27,9	0,8	0,0	0,0	0,0	3,462	0,091	0,637	-0,096	0,729
S06_013	47,7	34,9	16,5	0,9	0,0	0,0	0,0	3,716	0,076	0,619	-0,506	0,877
S06_014	20,5	30,0	36,3	10,6	2,6	0,0	0,0	3,058	0,120	0,932	-0,034	0,847
S06_015	10,0	10,8	44,4	32,2	2,4	0,0	0,0	2,442	0,184	0,886	0,212	1,137
S06_016	23,6	23,0	38,1	14,4	1,0	0,0	0,0	3,009	0,124	0,939	0,069	0,710
S06_017	18,2	29,0	41,2	11,1	0,5	0,0	0,0	3,042	0,121	0,858	0,087	0,812
S06_018	18,0	28,5	36,1	16,2	1,2	0,0	0,0	2,962	0,128	0,944	0,014	0,794
S06_019	15,9	15,5	37,7	29,3	1,6	0,0	0,0	2,729	0,151	1,02	0,235	0,818
S06_020	16,4	23,1	47,0	13,2	0,4	0,0	0,0	2,957	0,129	0,876	0,179	0,851
S06_021	17,4	22,0	42,8	17,1	0,7	0,0	0,0	2,915	0,133	0,932	0,144	0,804
S06_022	15,7	24,6	38,1	15,7	5,4	0,5	0,0	2,821	0,142	1,065	-0,012	0,930
S06_023	27,4	15,0	28,2	28,8	0,5	0,0	0,0	2,881	0,136	1,022	0,142	0,568
S06_024	47,1	24,5	21,0	6,8	0,6	0,0	0,0	3,553	0,085	0,833	-0,595	0,847
S06_025	47,8	35,5	16,2	0,6	0,0	0,0	0,0	3,727	0,076	0,604	-0,496	0,871
S06_026	38,0	20,7	28,0	12,5	0,9	0,0	0,0	3,251	0,105	0,946	-0,28	0,714
S06_027	71,1	21,6	6,9	0,3	0,0	0,0	0,0	3,998	0,063	0,465	-0,490	1,614
S06_028	25,2	9,7	18,2	34,3	11,9	0,7	0,0	2,472	0,180	1,305	0,228	0,597
S06_029	66,3	21,5	11,6	0,6	0,0	0,0	0,0	3,888	0,068	0,563	-0,570	1,253
S06_030	52,0	18,8	22,9	6,4	0,0	0,0	0,0	3,607	0,082	0,816	-0,668	0,782
S06_031	17,0	25,5	45,8	11,7	0,0	0,0	0,0	3,004	0,125	0,841	0,182	0,797
S06_032	30,5	24,4	35,1	10,0	0,0	0,0	0,0	3,197	0,109	0,860	-0,038	0,681
S06_033	24,8	12,0	28,1	33,2	1,8	0,0	0,0	2,759	0,148	1,080	0,218	0,584
S06_034	13,2	38,8	44,5	3,5	0,0	0,0	0,0	3,134	0,114	0,679	0,139	0,89
S06_035	64,3	26,6	9,0	0,1	0,0	0,0	0,0	3,923	0,066	0,503	-0,511	1,199
S06_036	8,6	16,2	54,0	20,3	0,9	0,0	0,0	2,620	0,163	0,799	0,174	1,203
S06_037	29,8	44,4	24,5	1,3	0,0	0,0	0,0	3,492	0,089	0,643	-0,164	0,769
S06_038	24,2	15,0	39,1	19,5	2,3	0,0	0,0	2,883	0,136	1,029	0,12	0,673
S06_039	23,9	21,0	39,8	14,9	0,6	0,0	0,0	3,001	0,125	0,931	0,106	0,690
S06_040	19,4	23,4	38,9	17,7	0,6	0,0	0,0	2,937	0,131	0,942	0,103	0,747
S06_041	6,5	11,6	54,9	26,1	0,9	0,0	0,0	2,436	0,185	0,742	0,162	1,239

Abb. A-5: Datentabelle der granulometrischen Analyse ( $\varphi$ -Siebung) und daraus abgeleiteter Kornparameter: Mittlerer Korndurchmesser MZ in  $\varphi$  und mm, Sortierung  $S_o$ , Schiefe  $S_k$  und Kurtosis  $K$ . (Teil 2)

Probe	Siebrückstand der $\varphi$ -Siebung [in %]							Abgeleitete Kornparameter				
	<63 Wanne	63	125	250	500	1000	2000	MZ [ $\varphi$ ]	MZ [mm]	$S_o$	$S_k$	$K$
S06_042	23,7	12,5	42,6	20,8	0,4	0,0	0,0	2,891	0,135	0,969	0,219	0,639
S06_043	30,7	12,5	19,1	28,7	7,9	1,0	0,0	2,712	0,153	1,258	-0,001	0,629
S06_044	43,3	15,7	24,3	14,2	2,4	0,0	0,0	3,260	0,104	1,034	-0,438	0,732
S06_045	8,8	9,8	11,5	23,2	44,7	1,9	0,0	1,633	0,322	1,264	0,538	0,95
S06_046	7,3	11,9	10,7	24,0	45,8	0,3	0,0	1,669	0,314	1,204	0,605	0,931
S06_047	4,8	6,6	25,8	58,6	4,3	0,0	0,0	1,978	0,254	0,793	0,373	1,353
S06_048	5,9	5,8	24,6	57,5	6,2	0,0	0,0	1,951	0,259	0,837	0,358	1,371
S06_049	79,8	13,3	5,3	1,3	0,4	0,0	0,0	4,106	0,058	0,440	-0,460	2,440
S06_050	31,7	24,3	33,1	9,1	1,7	0,0	0,0	3,206	0,108	0,915	-0,131	0,753
S06_051	29,7	16,4	30,0	21,9	2,0	0,0	0,0	2,935	0,131	1,051	0,022	0,624
S06_052	39,7	10,6	13,9	18,7	12,7	4,5	0,0	2,724	0,151	1,476	-0,321	0,670
S06_053	75,6	14,3	8,9	1,2	0,0	0,0	0,0	4,005	0,062	0,515	-0,561	2,546
S06_054	50,2	27,1	20,7	2,0	0,0	0,0	0,0	3,695	0,077	0,688	-0,604	0,815
S06_055	4,3	9,8	24,8	52,2	9,0	0,0	0,0	1,973	0,255	0,880	0,309	1,149
S06_056	3,7	6,2	20,7	64,2	5,3	0,0	0,0	1,889	0,270	0,745	0,357	1,452
S06_057	7,5	11,1	24,7	43,4	13,3	0,0	0,0	2,051	0,241	1,027	0,296	1,003
S06_058	5,6	6,6	15,8	41,3	30,5	0,3	0,0	1,646	0,320	1,012	0,369	1,182
S06_059	6,3	12,2	30,1	36,3	15,1	0,0	0,0	2,048	0,242	1,032	0,186	0,964
S06_060	7,8	12,3	31,3	36,3	12,0	0,2	0,0	2,152	0,225	1,044	0,177	1,015
S06_061	35,1	22,2	22,7	13,4	5,8	0,8	0,0	3,090	0,118	1,141	-0,350	0,794
S06_062	26,8	35,3	27,2	8,4	2,3	0,0	0,0	3,236	0,106	0,899	-0,226	0,834
S06_063	33,2	34,5	22,7	6,0	3,6	0,0	0,0	3,350	0,098	0,915	-0,362	0,950
S06_064	36,5	38,4	22,1	3,0	0,0	0,0	0,0	3,526	0,087	0,698	-0,303	0,823
S06_065	6,9	11,5	37,4	42,0	2,2	0,0	0,0	2,274	0,207	0,839	0,306	1,113
S06_066	6,8	7,6	28,6	47,9	8,2	0,8	0,0	2,008	0,249	0,931	0,262	1,220
S06_067	13,6	28,5	47,5	10,4	0,0	0,0	0,0	2,970	0,128	0,787	0,162	0,871
S06_068	5,9	5,9	39,9	45,9	2,3	0,0	0,0	2,128	0,229	0,767	0,304	1,290
S06_069	55,3	18,4	16,4	8,8	1,1	0,0	0,0	3,590	0,083	0,889	-0,708	0,909
S06_070	40,4	16,0	25,5	16,4	1,6	0,0	0,0	3,178	0,111	1,028	-0,305	0,680
S06_071	11,9	5,2	14,1	26,9	24,9	17,0	0,0	1,483	0,358	1,475	0,231	0,908
S06_072	11,6	19,8	16,6	21,3	28,4	2,3	0,0	2,097	0,234	1,359	0,167	0,680
S06_073	32,3	42,1	15,9	4,4	5,1	0,2	0,0	3,407	0,094	0,938	-0,430	1,278
S06_074	24,3	24,2	21,9	13,0	15,0	1,7	0,0	2,664	0,158	1,372	-0,267	0,701
S06_075	5,2	5,0	21,0	57,1	11,7	0,1	0,0	1,818	0,284	0,872	0,319	1,430
S06_076	10,6	10,7	41,5	33,6	3,6	0,0	0,0	2,424	0,186	0,934	0,218	1,113
S06_077	86,4	5,0	4,8	3,1	0,7	0,0	0,0	4,227	0,053	0,449	-0,344	3,279
S06_078	68,2	20,2	11,0	0,7	0,0	0,0	0,0	3,912	0,066	0,552	-0,561	1,400
S06_079	17,1	13,7	14,5	23,2	26,9	4,6	0,0	2,126	0,229	1,502	0,224	0,683
S06_080	17,5	13,6	13,9	17,5	20,1	17,4	0,0	1,900	0,268	1,700	0,127	0,625

Abb.A-6: Datentabelle der granulometrischen Analyse ( $\varphi$ -Siebung) und daraus abgeleiteter Kornparameter: Mittlerer Korndurchmesser MZ in  $\varphi$  und mm, Sortierung  $S_o$ , Schiefe  $S_k$  und Kurtosis  $K$ . (Teil 3)

Probe	Siebrückstand der $\varphi$ -Siebung [in %]							Abgeleitete Kornparameter				
	<63 Wanne	63	125	250	500	1000	2000	MZ [ $\varphi$ ]	MZ [mm]	$S_o$	$S_k$	$K$
S06_081	43,8	21,1	14,5	14,8	5,0	0,8	0,0	3,234	0,106	1,149	-0,579	0,800
S06_082	15,2	10,0	13,5	53,3	8,1	0,0	0,0	2,322	0,200	1,174	0,494	0,864
S06_083	38,4	29,1	27,3	4,2	1,0	0,0	0,0	3,447	0,092	0,787	-0,312	0,766
S06_084	48,0	20,4	15,2	9,4	6,8	0,1	0,0	3,375	0,096	1,111	-0,694	0,935
S06_085	57,3	10,7	13,2	11,9	6,0	0,8	0,0	3,391	0,095	1,174	-0,780	0,874
S06_086	24,6	18,8	34,5	18,7	3,4	0,0	0,0	2,900	0,134	1,059	0,026	0,690
S06_087	14,1	9,5	16,9	35,4	24,1	0,1	0,0	2,117	0,231	1,275	0,382	0,796
S06_088	18,4	15,2	44,6	21,2	0,5	0,0	0,0	2,852	0,139	0,956	0,227	0,786
S06_089	26,1	18,6	33,5	21,7	0,0	0,0	0,0	1,796	0,288	0,793	0,325	1,400
S06_100	1,4	2,7	44,7	51,3	0,0	0,0	0,0	2,081	0,236	0,430	0,332	1,002
S06_101	2,7	7,8	16,9	61,3	11,2	0,0	0,0	1,798	0,288	0,795	0,314	1,394

Im Folgenden werden alle weiteren Beschreibungen und Vermessungen aufgeführt, die in den Auswahl in Kapitel 3.2.2 nur erwähnt wurden.

#### Wadilängsprofil 2 (ohne Name)

Das Wadi 2 liegt im NW von Boni Island und mündet gegenüber der Festlandortschaft Kodjera in den rechten Nil-Arm (Abb. 3-3, 19°01'04"N, 32°24'46"E). Dieses Wadi entwässert eine der größeren Wadiflächen im Innern des Nordteils der Insel. Es handelt sich um schwach geneigte Flächen aus groben Wadiseditimenten, die von regelmäßig angeordneten Wollsackformationen um 10 bis 20 m überragt werden. Die Wadiflächen folgen der tektonischen Prädisposition des Basementgesteins. Die Wollsackformationen fungieren als Wassersammler und am Ausgang von Klüften finden sich im Fußbereich kleine Spülrinnen. Die Reste ephemerer Regenflora sind in diesem

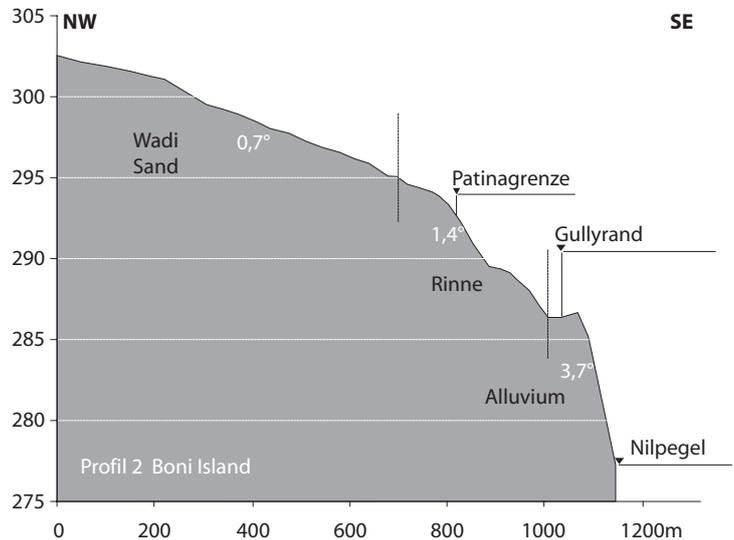


Abb. A-7: Das Wadilängsprofil 2 im NW von Boni Island (eigene Darstellung).

Gunstbereich zu finden sowie Tonhäutchen, die vom letzten Niederschlagsereignis zeugen. Der Ton stammt vermutlich aus der Verwitterung des Granits. Eigentliche Wadianfänge sind somit nicht zu erkennen. Auf den Wadiflächen selbst findet auf Grund der geringen Neigungen (0,1°–0,2°) die Entwässerung in verflochtenen Bahnen statt. Die Oberfläche ist zudem relativ stark verfestigt. Es bilden sich wechselnde Wasserscheidenpositionen in Abhängigkeit der räumlichen Verteilung einzelner Niederschlagsereignisse zwischen einzelnen Einzugsgebieten aus. Im Übergangsbereich von flächenhafter zu linearer Erosion sind die Abflussrinnen wenige Zentimeter bis Zehnerzentimeter ins Lockersediment eingetieft. In diesen Bereichen treten die erste Akaziengehölze auf, die einen Hinweis auf ausreichendes Grundwasser geben. Die Breite der Entwässerungsbahn beträgt zwischen 30 und 50 m. Im Mittellauf konzentriert sich der Abfluss auf ein Wadi mit ca. 20–30 m. Es sind deutliche Rinnen im Sediment zu erkennen, die Kleinterrassen geschaffen haben. Das kürzlich umgelagerte Material ist weich und unkonsolidiert. Der weitere Wadiverlauf wird für die nächsten 560 m durch zahlreiche Akazien, die Höhen von bis zu vier Metern erreichen, begleitet. Am Ende dieser Strecke verengt sich das Wadi auf 4 m. Dieser Engstelle ist durch einige Blöcke im Meterbereich blockiert. Hochflutspuren in Form von zusammengespülten Ästen und Zweigen finden sich eingeklemmt zwischen den Felsen in 2 m Höhe über dem Wadiboden.

Im Weiteren entwickelt sich das Wadi zu einer Rinne von 2–4 m. Das Gefälle nimmt von 0,7° auf 1,4° zu und ist für das weitgehende Fehlen von Feinsedimenten verantwortlich. Das Feinmaterial wird wegen der hohen Fließenergie nur hindurch transportiert und akkumuliert sich kaum. Die Wände des Wadis weisen im

Unterlauf des Rinnenabschnitts eine fehlende Patinierung auf. Erst oberhalb einer sich auf ähnlichem Niveau durchziehenden Höhenlage ist die dunkle Patinierung des Anstehenden zu erkennen. Nach einer ca. 860 m langen Rinnenstrecke tritt das Gerinne ins Nil-Tal und in die Nil-Sedimente ein. Die Terrasse in den feinen Sedimenten ist an dieser Stelle durch eine 4 m tiefe Gullyrinne stark zerschnitten. Es zeigt an, dass es hier kürzlich zu einem Niederschlagsereignis mit entsprechendem Abfluss gekommen ist.

#### Wadilängsprofil 3 (ohne Name)

Das Wadi 3 mündet einen halben Kilometer vor der Ortschaft El Hogna in den rechten Nil-Arm (Abb. 3-3, 19°00'32"N, 32°24'22"E). Das Einzugsgebiet dieses Wadis ist mit 0,406 km<sup>2</sup> relativ klein (Abb. 3-4). Das Wadi beginnt im Fußbereich mehrerer Woll sackformationen, in deren Fußbereich sich das Zuschusswasser sammelt. Aus den leicht geneigten Bereichen um die Felsburgen herum tritt das Gerinne in eine tektonisch vorgeprägte Wadifläche ein, die über sehr niedrige Flächenpässe an den Wasserscheidenpositionen von den Nachbareinzugsgebieten getrennt ist. Dort, wo der Abfluss sich konzentriert, sind einzelne Akaziengehölze bis zu 4 m Höhe zu finden. Das Wadi folgt einer weiteren tektonischen Leitlinie, die nahezu im rechten Winkel zu der vorherigen liegt. Am Anfang dieses Abschnitts hat das Wadi noch eine Breite von 50 m und verengt sich nach ca. 220 auf 11 m. Der Boden ist mit grobsandigfeinkiesigen Wadisedimenten gefüllt. Das Gerinne hat auf Grund seines Gefälles von 0,7° einen verwilderten Lauf mit zahlreichen kleinen Rinnen, die im Sediment Kleinstterrassen geschaffen haben, die vom letzten Abflussereignis zeugen. Im Bereich der Wadiverengung ändern sich die Eigenschaften des Wadis grundlegend. Das Gefälle nimmt auf 2,9° zu, das Wadi selbst wird zu einer wenige Meter breiten Rinne, die nur noch mit groben Geröll und Blöcken gefüllt ist, vielerorts ist nur das polierte Anstehende vorhanden. Etwas unterhalb des markanten Profilknicks ist an den Wänden der Rinne wiederum ein auffälliger Farbwechsel im Anstehenden zu erkennen. Oberhalb einer sich auf gleichem Niveau befindlichen Höhe weisen die Felsen eine dunkle Patinierung auf, unterhalb dieses Niveaus fehlt die Patinierung. Am Ende der steilen Gefällstrecke geht die Rinne in die Nil-Terrasse über. Die feinen leicht ausräumbaren Nil-Sedimente sind entlang einer über 3 m tiefen Gullyrinne eingeschnitten. Stellenweise ist das Nil-Sediment bis auf das Anstehende ausgeräumt.

Die tektonische Anlage dieses kurzen Wadis korrespondiert mit einem Wadi (Wadi 4) auf dem rechten Festlandsufer (Abb. 3-8). Beide folgen einer NW-SE streichenden Störung, entlang derer sich die Wadis eintiefen konnten. Lediglich 220 m

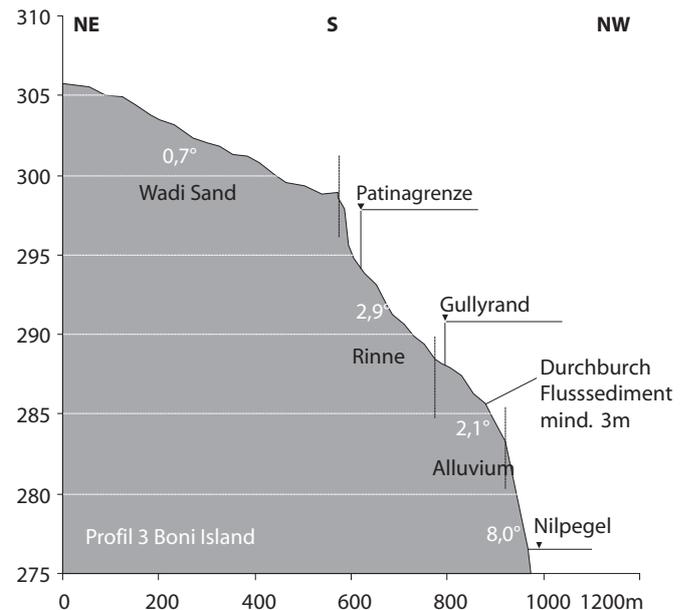


Abb. A-8: Das Wadilängsprofil 3 im NW von Boni Island (eigene Darstellung).

sind die Mündungen beider Wadis voneinander getrennt. Im Kreuzungspunkt der Schwächezonen addieren sich die leichter ausräumbaren Zonen, was nahezu zu einer Verdopplung der Breite des Nil-Arms an dieser Stelle führt.

#### Wadilängsprofil 4 (ohne Name)

Vom Festland aus mündet das Wadi 4 direkt gegenüber des Wadi 3 in den rechten Nil-Arm (Abb. 3-3, 19°00'28"N, 32°24'16"E). Die Anlage des Drainagenetzes dieses Wadis beginnt weitgehend im Bereich von Woll-sackformationen, die als Wassersammler den Abfluss in deren Fußbereichen sammeln. Dem flachen Gelände folgend vereinigen sich die Entwässerungsbahnen im Bereich von tektonisch vorgegebenen Wadiflächen. In diesen Abschnitten ist die Abgrenzung zu den Nachbareinzugsgebieten nur durch sehr niedrige Talwasserscheiden gegeben. Auf der 50–30 m breiten schwach geneigten (0,6°) Wadiflächen bilden sich ein verflochtenes Gerinnenetz

aus. Der Wadiboden ist mit grobsandigem feinkiesigem Lockersediment bedeckt, in den das letzte Niederschlagsereignis kleinere Rinnen hinterlassen hat. Im Mittellauf des Wadis verringert sich die Breite für eine kurze Strecke auf ca. 4 Meter, die benachbarten Felsen treten unmittelbar an das Wadi heran, um sich anschließend für ca. 180 nochmals auf 25–30 Meter zu erweitern. An der Engstelle befindet sich ein Spülloch von ca. 70 cm Tiefe im Lockersediment, auf dessen Oberfläche noch Tonröllchen erhalten sind. Nach weiteren 180 m verengt sich das Wadi zu einer 1–2 m schmalen Rinne, das Gefälle erhöht sich zunächst noch geringfügig, nimmt dann auf 9,9° stark zu. Der Untergrund ist ab hier entweder im Anstehenden angelegt, bzw. durch grobe Blöcke bis zu mehreren Metern Größe versperrt. Zwei dieser Blöcke sind mit Felsbildern verziert, die Rinder, Strauße und Reiter abbilden. Das umliegende Anstehende weist einen weitgehend in einem Höhenniveau verlaufenden Farbunterschied auf, der durch eine unterschiedlich stark ausgeprägte Patinierung hervorgerufen wird. Nach kurzer Distanz endet die Rinne im Nil. Die Schluffterrasse ist an dieser Stelle kaum ausgebildet, und das Wadi mündet fast unmittelbar in den Fluss.

#### Wadilängsprofil 5 (Simit Garib)

Die Mündung des Wadis 5 liegt nahe der Ortschaft Simit Garib (Abb. 3-3) im Westen von Boni (18°59'59"N, 32°24'07"E). Dieses Wadi weist eine relativ komplexe Anlage auf, denn es ist durch mehrere tektonisch vorgegebene Strukturen, die

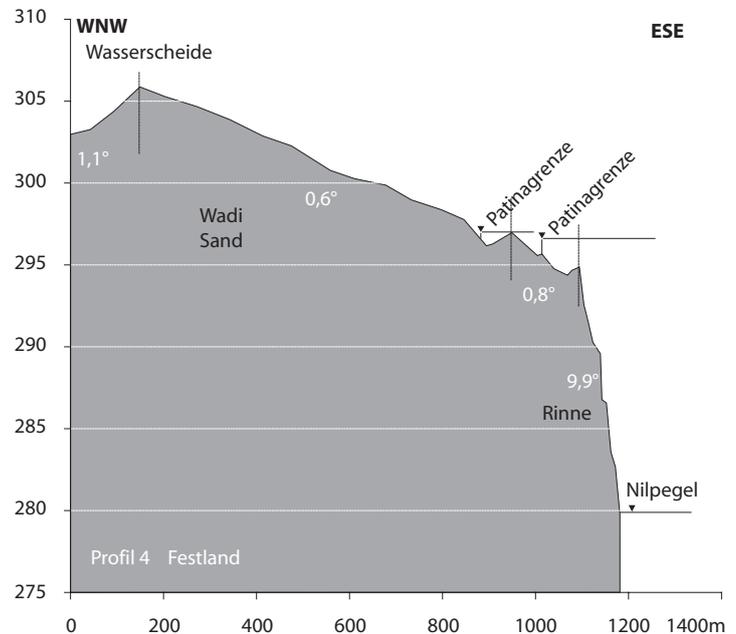


Abb. A-9: Das Wadilängsprofil 4 auf rechten Nil-Ufer gegenüber des Profil 3.

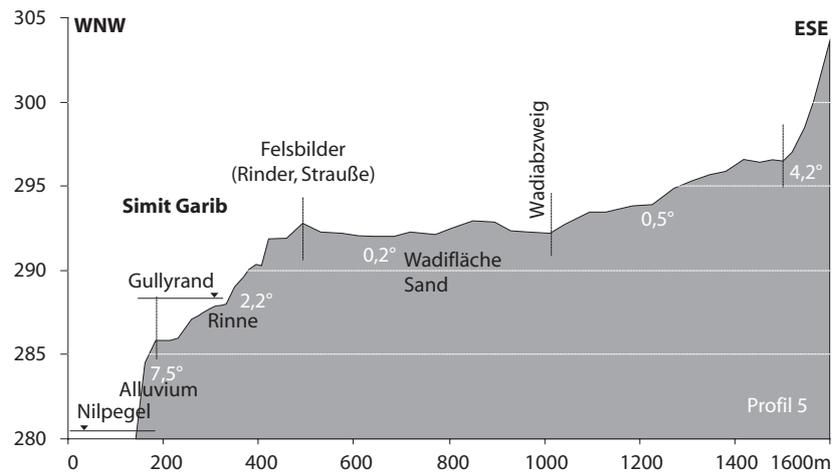


Abb. A-10: Das Wadilängsprofil 5 im Westen von Boni Island nahe des Dorfes Simit Garib (eigene Darstellung).

teils fast rechtwinklig zueinander orientiert sind, geprägt. Mehrere isolierte Wollsackformationen überragen die Wadiflächen um 15–25 m, die flachen Gerinne zerschneiden die um die Wollsackformationen gelegenen schwach geneigten Bereiche des Anstehenden, um dann in die weiten Wadiflächen überzugehen. In anderen Bereichen grenzen die Wollsäcke direkt an die Wadis. Die Neigung der einzelnen Teilwadis ist sehr gering ( $0,2^\circ$ – $0,5^\circ$ ), so dass der Abfluss in weiten verflochtenen Rinnen stattfindet. Die Breite der Wadiflächen schwankt, je nach Teilstück zwischen 20 und 40, 30 und 70, 90 und 140 m. Die Bereiche des Hauptabflusses werden durch eine große Zahl von Akazien mit Wuchshöhen von bis zu 6 m nachgezeichnet. In den tektonisch angelegten Hauptwadis sind die Einzugsgebiete durch sehr niedrige Talwasserscheiden getrennt. Das beobachtete Gerinnenetz zeigt entlang dieser Wasserscheidenpositionen Fließstrukturen, die beide Richtungen weisen. Es wird sich vermutlich um die Zeugnisse verschiedener Abflussereignisse, bzw. verschieden starker Wasserführung handeln. Im weiteren Verlauf verengt sich das Wadi zu einer 2–3 m schmalen Rinne mit einem Gefälle von  $2,2^\circ$ . Im oberen Teil besteht der Boden aus poliertem Anstehenden und großen Blöcken bis zu Metergröße. Dazwischen liegen kurze Bereiche, in denen sich Wadisedimenten abgelagert haben, in diesen feineren Abschnitten treten an Engstellen bis zu 80 cm tiefe Spüllöcher auf. Weiter unterhalb tritt das Wadi dann aus dem Anstehenden heraus in die Nil-Terrassensedimente, in die ein ca. 2 m tiefer Gully gespült wurde. Das deutet auf ein kürzlich erfolgtes Niederschlagsereignis hin.

#### Wadilängsprofil 7 (Esh Shubahiya)

Das Wadi 7 mündet bei der Ortschaft Esh Shubahiya (Abb. 3-3) in den linken Nil-Arm auf der östlichen Seite von Boni Island ( $18^\circ 59' 30'' \text{N}$ ,  $32^\circ 25' 37'' \text{E}$ ). Der Wadi-anfang liegt zwischen Ausbissen des Anstehenden und niedrigen Wollsackformationen. Im Fußbereich der Wollsackformationen sammelt sich der Abfluss und konzentriert sich dort zu einem Gerinne. Die flachwelligen Bereiche des Anstehenden weisen ebenfalls Fließstrukturen auf, die sich weiter vereinigen und einem tektonisch vorgezeichneten Hauptgerinne zustreben. Der Oberlauf dieses Wadis liegt in einer weiten (70–80 m breit) SW-NE verlaufenden Wadifläche, die durch

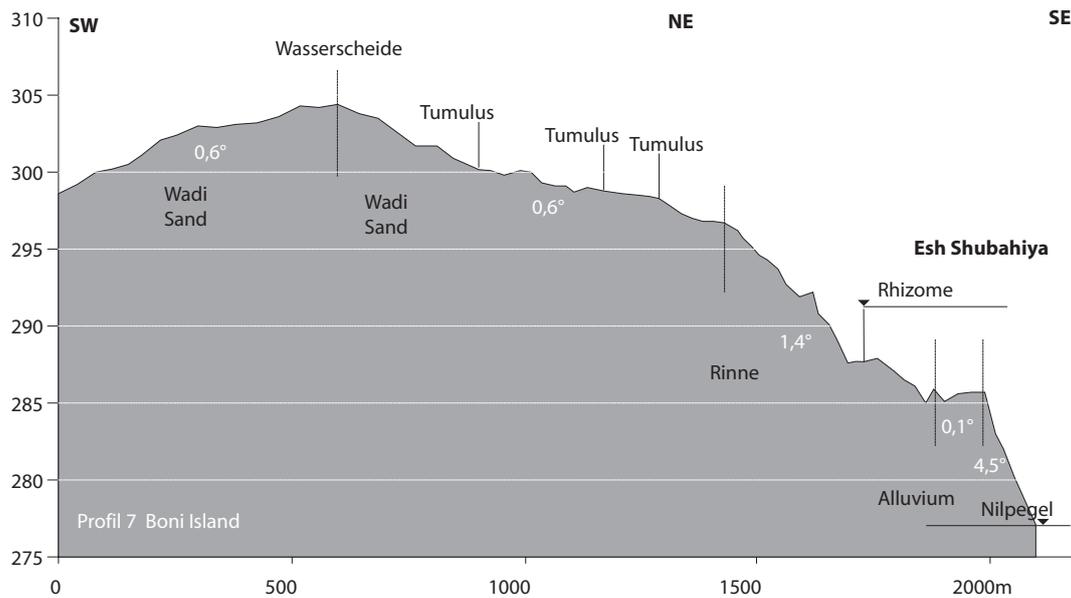


Abb. A-11: Das Wadilängsprofil 7 im Osten von Boni Island mündet nahe des Dorfes Esh Shubahiya in den linken Nil-Arm (eigene Darstellung).

eine niedrige Talwasserscheide vom Nachbareinzugsgebiet getrennt ist. Zu beiden Seiten dieses Flächenpasses weist das Gefälle eine Neigung von  $0,6^\circ$  auf. Nach der Vereinigung beider Gerinne verengt sich das Wadi relativ stark von 40 auf 15–20 m, wobei die Neigung zunächst für 330 m annähernd gleich bleibt. Dann verengt sich das Wadi auf 2–4 m Breite und das Gefälle nimmt auf  $1,4^\circ$  zu. Der bis dahin mit grobsandig-feinkiesigen Lockersedimenten bedeckte Talboden wechselt nun zum polierten Anstehenden mit einer Blockauflage von bis zu einem Meter Größe. Feineres Material ist nur in kleinen geschützten Positionen zu finden. Die Felsen des Anstehenden weisen in höheren Niveaus eine sehr dunkle Patinierung auf, unterhalb einer relativ einheitlichen Höhenlage sind sie heller und ohne Patinierung. Am nördlichen Rand der Rinne sind nahe der Ortschaft in einigen Spalten noch Rhizomreste zu erkennen. Mit dem Eintritt in die Nil-Terrasse, verliert sich der weitere Verlauf des Wadis in den Sedimenten. Das zeigt, dass es bei diesem Wadi seit längerer Zeit zu keinem Abfluss gekommen sein kann, da die Spuren eines solchen Ereignisses im Lockersediment der Kulturterrasse zu erkennen wären, so wie es bei den Wadis 2 und 5 zu erkennen ist. Dieser Sachverhalt spiegelt anschaulich das räumlich stark begrenzte Auftreten und reliefbedingt auch die akzentuierte Wirksamkeit einzelner Niederschlagsereignisse wider.

#### Wadilängsprofil 8 (ohne Name)

Das Wadi 8 ist eines der kleineren Wadis, die nach Osten in den linken Nil-Arm münden (Abb. 3-3). Seine Mündung liegt zwischen den Ostschaften Esh Shubahiya im Norden und El Karan im Süden ( $18^\circ 59' 22'' \text{N}$ ,  $32^\circ 25' 33'' \text{E}$ ). Das Wadi hat seinen Anfang auf einer flachen Talwasserscheide in einer 50–80 m breiten tektonischen Talanlage, die sich sukzessive auf 550 m Länge auf 30 m verengt, diese Passage ist von 30 bis 40 m hohen Wollsackformationen eingerahmt. In diesem Bereich weist das Wadi ein Gefälle von  $0,4^\circ$  auf und das Gerinne zeichnet einen verwilderten Lauf. Zuschusswasser aus den Wollsackformationen führen zu einer Randkerbe

im grobsandig-feinkiesigen Wadis sediment. Für eine Distanz 300 m verengt sich das Wadi auf 8–20 m, stellenweise auf 4 m, und das Gefälle nimmt zu. Danach mündet ein weiteres Teilwadi von NW ein, die Verlängerung dieser Tektonischen Anlage bildet dann den Unterlauf in SE-Richtung. Dieses Teilwadi hat eine Länge von 300–400 m und hat seine Anfänge entlang mehrerer hoher Wollsackformationen. Die Tributäre folgen streng der tektonischen Anlage und stehen rechtwinklig auf dem Hauptwadi. Das Gesamtwadi

zeigt nach der Einmündung eine weitere Verengung auf 1–2 m Breite. Zusammen mit dem Rinnencharakter verstärkt sich auch das Gefälle auf  $7,2^\circ$ . In der Rinne ist das Anstehende poliert. Nach etwa 100 m tritt die Rinne in die Nil-Terrassen-sedimente ein. Eine Spülvertiefung im feinen Nil-Sediment ist am Übergang noch erkennbar, die eigentliche Entwässerungsrinne hat jedoch keinen deutlichen Einschnitt in die Terrasse geschaffen.

Das Wadi 8 ist in der Hinsicht etwas besonderes, da seiner Südwand sehr viele Felsbilder zu finden sind, am Unterlauf, kurz vor Eintritt in die Nil-Terrasse befindet am Nordrand ein Rockgong. Dabei handelt es sich um einen Felsblock, der durch Anschlagen mit einem Stein einen gut vernehmbaren Ton erzeugt. Diese Lithophone treten im gesamten Bereich des Vierten Kataraktes auf (KLEINITZ & OLSSON 2005, KLEINITZ & KOENITZ 2006). Sie benötigen jedoch unverwittertes Gestein, damit der Block in Schwingung geraten kann. Die Form des Wadis verstärkt an dieser Stelle den Schall gut hörbar. Aufgrund der schlechten Begehrbarkeit der Uferböschung konnte der Pegel dieses Profils nicht gemessen werden.

#### Wadilängsprofil 9 (ohne Name)

Das Wadiprofil 9 führt zum Dort El Karan (Abb. 3-3), wo es das Wadi in den linken Nil-Arm mündet ( $18^\circ 59' 09''$ ,  $32^\circ 25' 30''$ ). Das Wadi beginnt an einem an der Ostseite eines Wollsacks und mündet nach kurzer Distanz in eine weite tektonisch angelegte Wadiflächen von 120–160 m Breite, das Gefälle beträgt  $0,7^\circ$ . Das Gerinne verwildert innerhalb der Fläche, wird von mehreren kleineren und größeren Seitengerinnen gespeist, die ihrerseits im Bereich von Wollsackformationen oder Härtlingsrücken ihren Anfang haben. Das Gerinne quert ein großes NNW-SSE laufendes Wadi, welches einer der Hauptstörungsrichtungen der Insel folgt. Am Eingang dieses Wadiabschnitts befinden sich einige Blöcke, die mit Felsbildern verziert sind, bei denen bis zu einer Höhe von 60 cm über dem Boden die Patinierung fehlt, bzw. entfernt ist. Das Wadi verengt sich auf einer Distanz von 440 m von 80 m Breite bis auf 10 m. Von da an ist der Querschnitt des Wadi rinnenhaften Charakters, hat jedoch weiterhin ein Gefälle von  $0,7^\circ$ , auch der Boden ist noch mit grobsandig-feinkiesigem Wadis sediment bedeckt. Nach weiteren 310 m erhöht sich das Gefälle markant auf  $5,9^\circ$  und die Rinne hat nur noch eine Breite von 1–2 m. In mehreren steilen Ab-

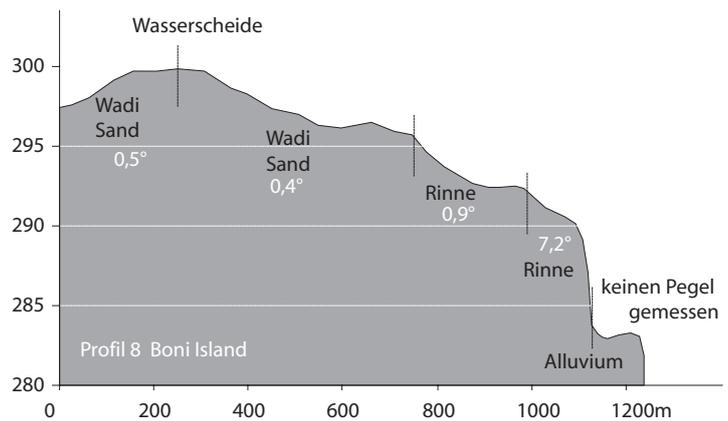


Abb. A-12: Das Wadilängsprofil 8 im Osten von Boni Island (eigene Darstellung).

schnitten ist das Anstehende poliert und nur in geschützten Positionen finden sich noch geringe Reste von feineren Sedimenten. Beim Übertritt des Gerinnes in die Nil-Terrassensedimente befinden sich mehrere bis zum 90 cm tiefe Spüllöcher. In diesen Bereichen findet sich sowohl aufgearbeitetes Wadis sediment als auch Nil-Sedimente. Im weiteren Verlauf hat sich das Gerinne etwa 2 m tief in die Nil-Sedimente eingeschnitten, bevor es im Nil endet. Oberhalb

des Dorfes El Karan lässt sich im Anstehenden die farbliche Grenze des Patinierungsunterschieds sehr gut erkennen.

#### Wadilängsprofil 10 Wadi Abu Seha

Das Wadi Abu Seha ist eines der größten Wadis auf Boni Island (Abb. 3-3). Es mündet nahe der Ortschaft Abu Seha zunächst in das Wadi El Malfalik und gemeinsam mit diesem in den rechten Nil-Arm ( $18^{\circ}58'33''\text{N}$ ,  $32^{\circ}23'17''\text{E}$ ). Das Hauptwadi folgt einer großen tektonischen Struktur, die SW-NE verläuft. In seiner Verlängerung bildet diese Struktur das Wadi in dem das Profil 8 aufgenommen wurde. Es ist mit 3,3 km auch das längste Wadi und hat auch mit  $3,44 \text{ km}^2$  das größte Einzugsgebiet (Abb. 3-4). Von den Wadis mit den Profilen 7, 8 und 9 ist es lediglich durch niedrige Talwasserscheiden getrennt. Teilwadis folgen den weiteren Hauptkluftrichtungen NNE-SSW und NNW-SSE.

Der Beginn der Teilwadis liegt überwiegend im Fußbereich von Wollsackformationen, bzw. auf den dazwischen liegenden Flächen im Anstehenden. Das weitere Gerinne folgt geringen Neigungen zwischen  $0,2^{\circ}$  und  $0,6^{\circ}$  wobei die Hauptentwässerung einen verflochtenen Verlauf aufweist und weitgehend die gesamte Wadibreite einnimmt. Diese Wadiflächen sind zwischen 50 und 120 m breit. In den grobsandig-feinkiesigen Sedimenten sind einzelne Spülrinnen als Spuren des letzten Abflussereignisses einige Zehner Zentimeter eingetieft. Das Hauptwadi ist durch eine große Zahl von Akazien bestanden, von denen einige bis 7 m Höhe erreichen.

Entlang des Wadi Abu Seha sind an zwei Punkten Geröllterrassen aufgeschlossen, die zwischen 1,2 und 4 m über dem aktuellen Wadiniveau liegen. Die Oberfläche ist mit gut gerundeten patinierten Kieselgeröllen bedeckt. Die Terrassenmächtigkeit nimmt in Richtung der Mündung ins Wadi El Malfalik zu, was einer

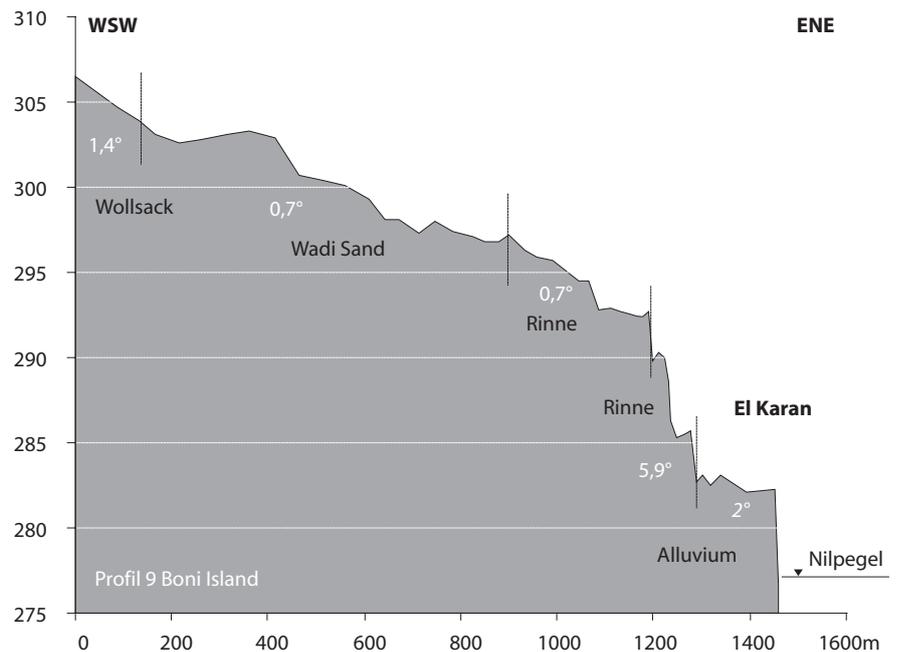


Abb. A-13: Längsprofil 9 im Osten von Boni Island (eigene Darstellung).

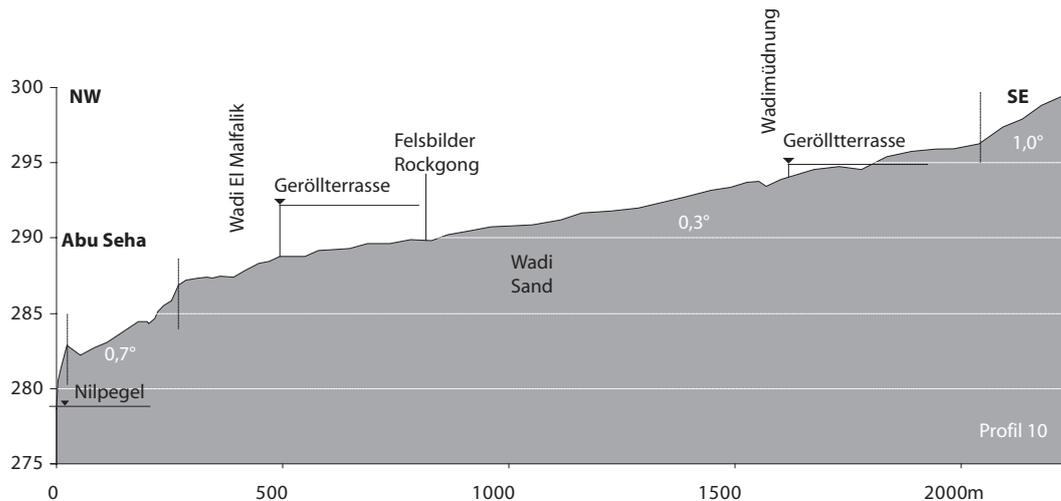


Abb. A-14: Längsprofil des Wadi Abu Seha im Mittelteil von Boni Island (eigene Darstellung).

zunehmenden Einschneidungstendenz des Wadi Abu Seha zuzuschreiben ist. Am Ausgang des Wadi Abu Seha zwingt sich das Gerinne durch eine etwa 5 m breite Engstelle zwischen zwei Gesteinskomplexen hindurch und hat eine 1,2 m tiefes Spülloch geschaffen, das mit zahlreiche Tonröllchen bedeckt ist, was zum einen auf ein intensives und zum anderen kurz zurückliegenden Abflussereignis hinweist. Den Unterlauf, also die letzten 340 m bis zur Mündung haben die Wadis Abu Seha und El Malfalik gemeinsam (Abb. 4-22). Hier nimmt das Gefälle auf  $0,7^\circ$  leicht zu. Von hier an wechselt die Zusammensetzung des Sedimentes. Zum einen liegen größere Komponenten vor, wie sich auch im Wadi Abu Seha vorkommen. Es sind zudem auch feinere schluffig-feinsandige Sedimente zu finden, wie sie in weiten Teilen des Wadi El Malfalik vorkommen. In dieses terrassenartige Fläche aus Feinmaterial hat sich das Wadi zwischen 1 und 2 m eingeschnitten. Auf den letzten 110 m ist der Verlauf des Gerinnes nur noch als flache Mulde ausgebildet, in der das Bewässerungsland (Saqia-Land) von Abu Seha liegt. Am NE-Rand dieses Abschnittes liegen oberhalb des Terrassenreste mit vielen Rhizomen. Entlang des Wadi Abu Seha finden sich an den Wände Felsbilder von Straußen und Rindern sowie einige Rockgongs.

#### Wadilängsprofil 11 Wadi El Malfalik

Das Wadi El Malfalik nimmt eine besondere Stellung unter den Wadis auf Boni Island ein, denn es verläuft einmal quer über die Insel (Abb. 3-3) und mündet sowohl in den rechten Nil-Arm beim Dorf Abu Seha (Abb. 3-23,  $18^\circ 58' 33'' \text{N}$ ,  $32^\circ 23' 17'' \text{E}$ ), als auch in den linken Nil-Arm bei dem Dorf El Kir ( $18^\circ 57' 41'' \text{N}$ ,  $32^\circ 24' 38'' \text{E}$ ). Es orientiert sich an einer dextralen Blattverschiebung entlang derer die Streifenschollen des Nord- und Südtails von Boni Island ca. 700 m gegeneinander verschoben wurden. Möglicherweise handelt es sich in diesem Bereich sogar um eine Grabenstruktur, da das Wadi El Malfalik mit bis zu 400 m ungewöhnlich breit ist. Das Gefälle dieses Wadis ist in beide Richtungen relativ ähnlich und symmetrisch. Im Bereich der höchsten Geländedeposition liegen zwei Wasserscheiden, die drei Einzugsgebiete voneinander trennen. Zum einen der Teil, der das Wadi El Malfalik

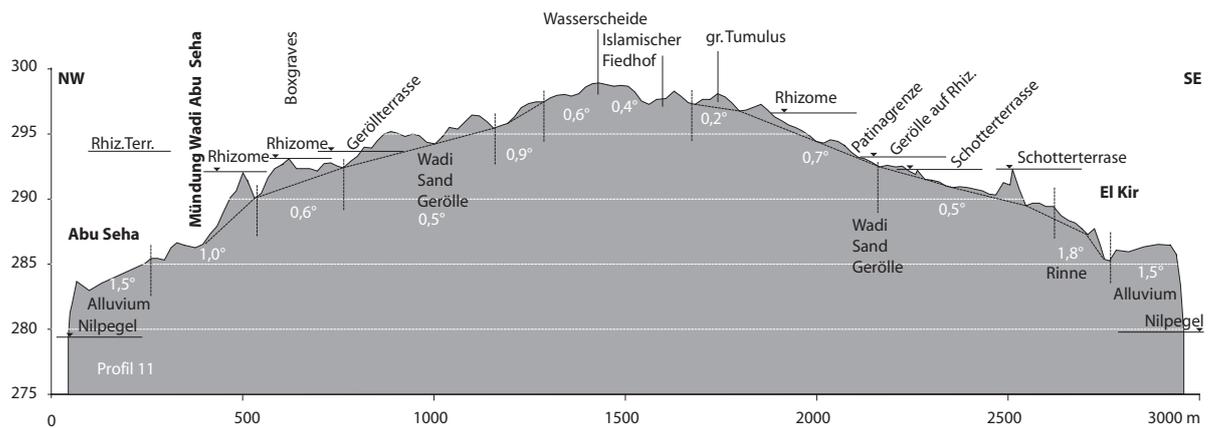


Abb. A-15: Das Wadi El Malfalik verläuft entlang einer dextralen Blattverschiebung einmal quer über die Insel Boni und mündet sowohl in den rechten als auch in den Linken Nil-Arm. Die gestrichelte Linie gibt den eigentlichen Gerinneverlauf wieder, die Bereiche dazwischen eine alte Landoberfläche (eigene Darstellung).

nach NW in Richtung Abu Seha entwässert, und zum anderen der Abschnitt, der das Wadi nach SE Richtung El Kir entwässert. Getrennt werden beide Einzugsgebiete von einem dritten, welches die beiden vorgenannten auf etwa 300 m Breite voneinander trennt und nach S entwässert. Dieser höchste Geländebereich liegt im Kreuzungsbereich von zwei Hauptstörungslinien. Auch hier, wie in vielen anderen Bereichen der Insel, handelt es sich um niedrige Talwasserscheiden auf weit gespannten Wadiflächen.

#### Westlicher Abschnitt

Der Teil des Wadi El Malfalik der in den rechten Nil-Arm entwässert, hat seinen Gerinneanfang im Bereich der Wasserscheide an einer großen Wadikreuzung, und entwässert eine Fläche von 0,526 km<sup>2</sup> (Abb. 3-4). Das Anstehende überragt die 150 bis 250 m breite Wadifläche um 5–10 m in Form von Dykes und kleineren Woll-sackformationen. Das Gerinne verläuft nicht mittig innerhalb der Wadifläche, sondern ist an deren Nordrand verschoben. Das Gefälle liegt zwischen 0,5° und 0,9° wobei sich ein verflochtener Verlauf entwickelt, der an seinen Rändern zwischen 0,2 und 0,8 m hohe Kleinterrassenkanten in das Lockersediment einschneidet. Kleinere Seitenrinnen treten aus dem nördlichen Anstehenden heraus und entwässern in die Hauptrinne hinein. Die Gerinne, die sich von Süden nähren, haben ihren Ursprung ebenfalls in den randlichen Woll-sackformationen und Härtlingsrücken, müssen jedoch eine 100–150 m breite terrassenartige Fläche queren, in die sie sich bis zu einem Meter eingeschnitten haben. 740 m beschreibt das Gerinne einen großen Bogen und weicht zunächst nach N aus um dann wieder in die ursprüngliche Richtung zu fließen. In diesem Bereich nimmt das Gefälle von 0,6° auf 1° zu, und die Breite verringert sich auf 5 m. Im Gerinneboden steht nun verwittertes unpatiniertes Festgestein an. Die Lockersedimentbedeckung ist nur an geschützten Stellen 30 bis 50 cm mächtig. An dieser Engstelle sind die Sedimente auf ca. 2,6 m aufgeschlossen. Es handelt sich um eine Rhizomterrasse, auf der 13 Boxgraves zu finden sind (Kapitel 3.2.3.4). Einige davon sind durch die Rinne angeschnitten und verstimmt. Südlich der Rinne schließt sich ein über 200 m breiter Abschnitt an, der sich aus überwiegende feinsandig-schluffigem Material aufbaut. Dieser Bereich weist ein rundes flachwelliges Kleinrelief auf. Die Oberfläche ist vereinzelt

von teils sehr gut gerundeten Quarzkieseln und Dykeschutt locker bedeckt. Mittig streicht ein niedriger Dyke aus, der diese Fläche um 1 bis 2 m überragt. Nach einer Strecke von ca. 120 m erreicht das Gerinne seine ursprüngliche Richtung wieder, und in diesem Bereich mündet auch das Wadi Abu Seha von NE ein. Ein weiteres Wadi mündet an dieser Stelle von Süden ebenfalls ins Hauptwadi ein.

#### Östlicher Abschnitt

Der östliche Abschnitt des Wadi El Malfalik beginnt im Bereich der Wasserscheide der großen Wadikreuzung als etwa 100 m breite Wadifläche. Überragt wird sie von einigen Wollsackformationen um 10 bis 15 m. Der hier gesammelte Abfluss konzentriert sich und zerschneidet bei seinem Austritt aus dem Anstehenden eine 40–60 m breite Terrasse aus Feinsediment. Das Hauptgerinne ist lediglich 20–30 m breit und schneidet sich im weiteren Verlauf zunehmend tiefer in die Terrassen-sedimente ein. Das Gefälle dieses Abschnitts ergibt ähnliche Werte, wie im westlichen Teil zwischen  $0,2^\circ$  und  $0,7^\circ$ . Nach weiteren 220 m verengt sich die Wadiform auf ca. 50 m, während das eigentliche Gerinnebett nur noch 15 m Breite erreicht und mittlerweile von bis zu 1,2 m hohen Terrassenkanten begleitet ist.

Im weiteren Verlauf verschmälert sich das Wadi 20–30 m, wobei das Gerinnen nur noch 5–10 m breit ist an einigen Stellen tritt bereits das Anstehende hervor. Das Sediment besteht aus Sand und Kies, aber auch aus sehr gut gerundeten teils patinierten Quarzkieseln, die ihrerseits aus dem aufgearbeiteten Terrassenmaterial bestehen. Von Norden trifft, 270 m vor Wadimündung in den Nil, ein Seitenwadi auf diese Rinne. Dieses Seitenwadi besitzt ein fast doppelt so großes Einzugsgebiet ( $0,882 \text{ km}^2$ ) wie der eigentliche Ostabschnitt des Wadi El Malfalik ( $0,476 \text{ km}^2$ ) (Abb. 3-4). Die Rinne ist hier nur noch 3–5 m breit und ihr Gefälle nimmt auf  $1,8^\circ$  zu. Diese Rinne ist bis zu 3 m tief ins Anstehende geschnitten, bevor sie nach 75 m dieser Engstelle in die Nil-Sedimente beim Dorf El Kir eintritt. Am Übergang von der Rinne zu den feinkörnigen Nil-Sedimenten ist ein ca. 80 cm tiefes Spülloch vorhanden, in dem einige Tonröllchen vorhanden sind. Das Gerinne ist im letzten Abschnitt 1–1,5 m in die umliegenden Nil-Sedimente eingetieft.

#### Südlicher Abschnitt

Das Teilwadi, das an der Wasserscheidenposition inmitten des Wadi El Malfalik als Wadi Abu Hagar nach Süden entwässert, wurde nicht vermessen. Es hat eine Länge von 1660 m und mündet 600 m nördlich des Dorfes Abu Hagar gegenüber der Insel El Barjab in den linken Nil-Arm (Abb. 3-3). Es weist jedoch, wie die anderen Wadis ebenfalls, den markant breiten Oberlauf auf, verengt sich im Unterlauf zu einer schmalen Rinne (mit vermutlich versteiltem Gefälle), um dann nach kurzem Weg durch die lockeren Nil-Sedimente in einer der Nil-Arme zu münden. Das Wadi Abu Hagar hat ein Einzugsgebiet von  $0,866 \text{ km}^2$ .

#### Wadilängsprofil 12 Khor Ras Boni

Das Profil des Khor Ras Boni (Abb. A-16) ist das südlichste der erfassten Profile und mündet beim Dorf Ras Boni in den linken Nil-Arm ( $18^\circ 55' 08'' \text{N}$ ,  $32^\circ 21' 51'' \text{E}$ ), der hier zwischen der Insel Boni und der Insel Dirbi in E-W-Richtung fließt (Abb. 3-3, 3-4).

Der Beginn des Khor Ras Boni liegt inmitten einer stark gegliederten Fläche im Anstehenden, die von einzelnen Wollsackformationen überragt wird. Dazwischen beginnt das Khor gleich als Rinne von weniger als 8 m Breite. Die Patinierung beschränkt sich nur auf die herausragenden Wollsackformationen. Bereits in der Rinne, die anfangs nur 1–2 m in die Umgebung eingetieft ist, sind schon weite Abschnitte ohne Patinierung, jedoch begleiten Rhizome den weiteren Verlauf. Das Gefälle ist im Oberlauf mit  $1,9^\circ$  bereits relativ steil. Am Auslass der Rinnenpassage verengt sich das Khor auf 5 m und überwindet eine 50 m lange Strecke, die aus poliertem Anstehenden besteht und zum Teil Blöcke im Meterbereich aufweist. Nach dieser klammartigen Strecke verringert sich das Gefälle auf  $0,5^\circ$ , und das Gerinne tritt in einen terrassenartigen Abschnitt ein, in den sich das Gerinne zwischen 2 und 3 m in Rhizome eingeschnitten hat. Der Gerinneboden selbst ist weitgehend mit Sand, Kies und kleineren Blöcken bedeckt. Nach weiteren 200 m werden die weichen Nil-Sedimente erreicht. Gesäumt von mehreren großen Akazien durchquert der 15 m breite Unterlauf zunächst das Saqia-Land, dann eine trockengefallene Hochflutrinne und dann das Ashow-Land, bevor es dann nahe der Stromschnellen von Umm Tanklit in den Nil mündet.

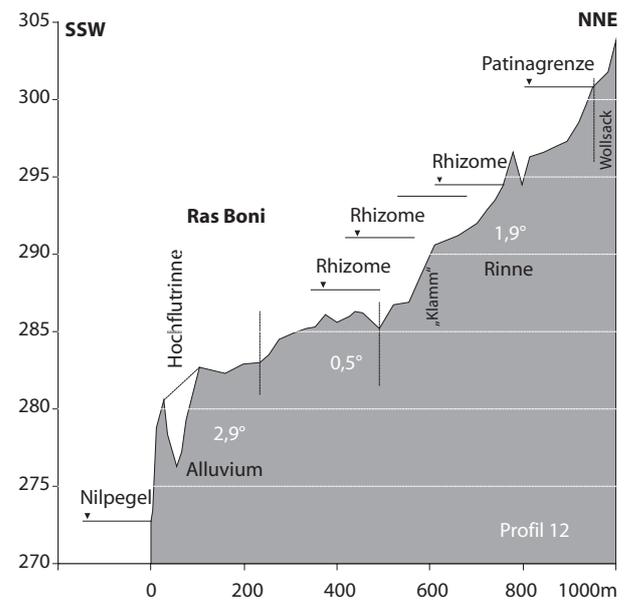


Abb. A-16: Das Längsprofil des Khor Ras Boni mündet im Süden der Insel in den Nil (eigene Darstellung).

#### Wadilängsprofil 13 Khor Hugab

Das Khor Hugab mündet etwa 650 m nördlich des Dorfes Hugab in den rechten Nil-Arm ( $18^\circ 56' 10'' \text{N}$ ,  $32^\circ 21' 24'' \text{E}$ ) direkt am Fuß des Jebel Boni, der seine Umgebung um über 100 m überragt.

Das Khor beginnt bereits als Rinne zwischen mehreren Wollsackformationen und folgt der tektonischen Anlage zunächst für 700 m nach Norden, wobei die Breite der Rinne 8 bis 12 m beträgt, das eigentliche Gerinne ist lediglich um die 4 m breit. Der Boden ist mit grobsandig-feinkiesigem Material bedeckt. Im weiteren Verlauf weitet sich die Rinne zunächst zu einem 25 m breiten Wadi, bevor dieses dann in eine weite Wadifläche eintritt. Auf dieser Wadifläche verzweigt sich das Gerinne zu einem verflochtenen Verlauf. Von SE und NE treten ebenfalls zwei weitere Wadis in die große Fläche ein. Die Teileinzugsgebiete sind größer als das beschriebenen Teils. Auf der Wadifläche bilden sich entlang der Gerinnenkanten Kleinterrassen aus, die ca. 30–50 cm hoch sind. Diese die angeschnittenen Terrassenkanten zeigen Feinsedimente mit vielen Rhizomen, die von einer Decklage aus teils sehr gut gerundeten Quarzkieseln besteht. Entlang des weiteren Wadiverlaufs nehmen die Terrassenreste an Mächtigkeit zu und erreichen Höhen von 4 m über dem aktuellen Wadiniveau. Das mit  $0,5^\circ$  geneigte Gerinnebett ist zwischen 30 und 70 m breit, in seinem verflochtenen Lauf sind Rinnen der letzten Abflussereignisse noch

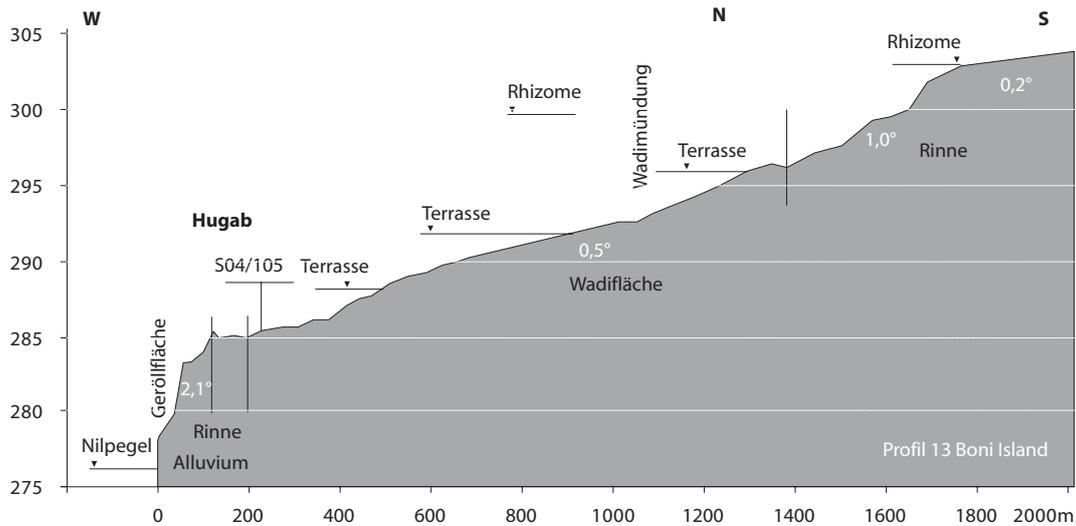


Abb.A-17:Längsprofil des Khor Hugab im mündet im Südwesten von Boni Island in den rechten Nil-Arm (eigene Darstellung).

gut zu erkennen, und in geschützten Positionen haben sich Tonröllchen erhalten. Nach 700 m wendet sich der Wadiverlauf abrupt nach NNW. An dieser Stelle tritt das Wadi in die weichen Nil-Sedimente ein und verringert seine Breite auf 4–6 m. Es durchschneidet die Sedimente in einer 2–3 m tiefen Rinne, an deren Ende sich ein trocken gefallener Teil des Flussbettes befindet, der aus Anstehendem und groben Geröll besteht.

Im Folgenden werden die Analysedaten der Standortes 47 der Catena an der Modjera aufgeführt, die in Kapitel 3.2.3.6 erwähnt wurden.

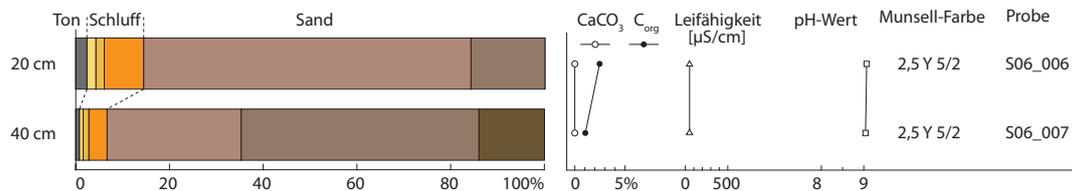


Abb.A-18: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr.1 (0 m) Standort 47, Kap. 3.2.3.6.

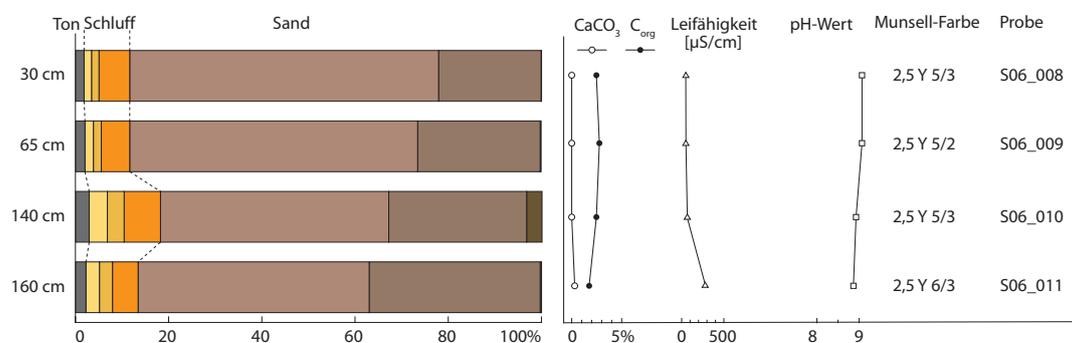


Abb.A-19: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 2 (10 m) Standort 47, Kap. 3.2.3.6.

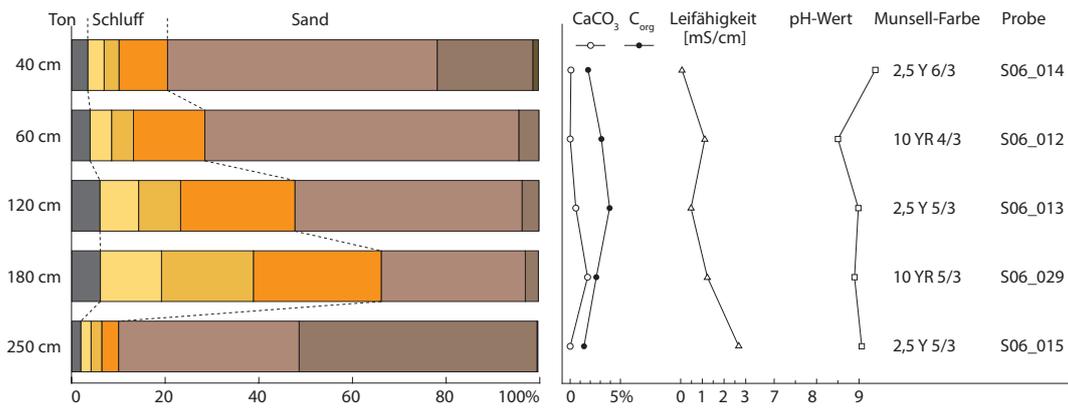


Abb.A-20: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 3 (20 m) Standort 47, Kap. 3.2.3.6.

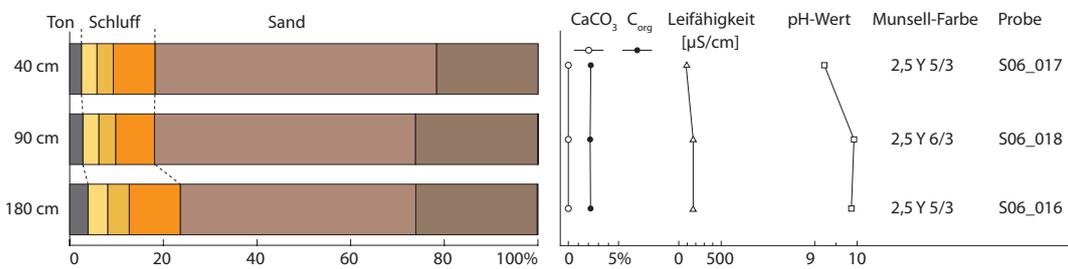


Abb.A-21: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 4 (30 m) Standort 47, Kap. 3.2.3.6.

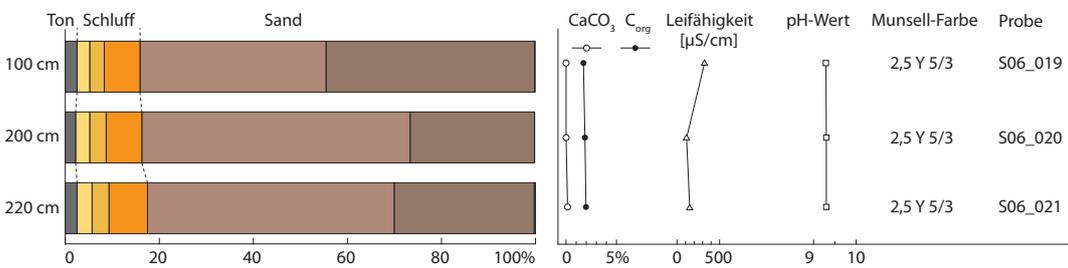


Abb.A-22: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 5 (40 m) Standort 47, Kap. 3.2.3.6.

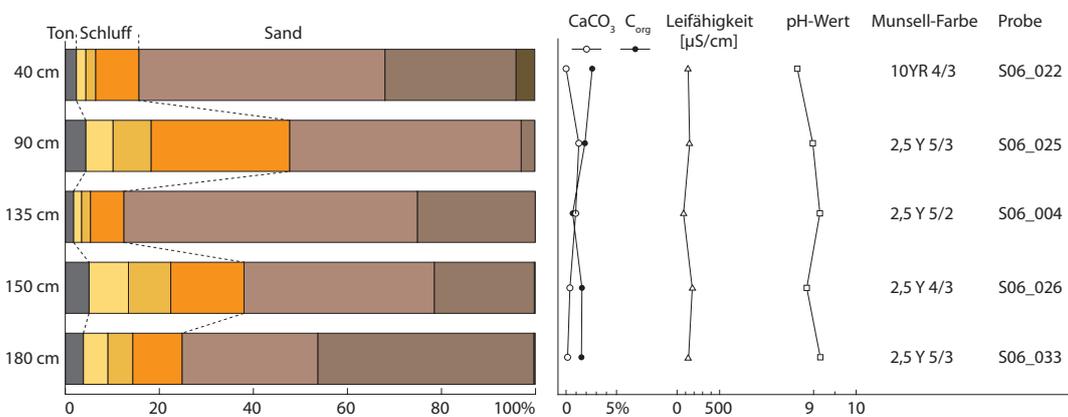


Abb.A-23: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 6 (55 m) Standort 47, Kap. 3.2.3.6.

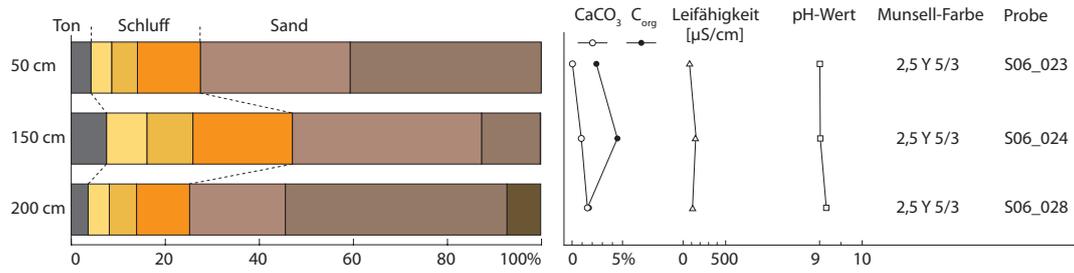


Abb.A-24: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 7 (70 m) Standort 47, Kap. 3.2.3.6

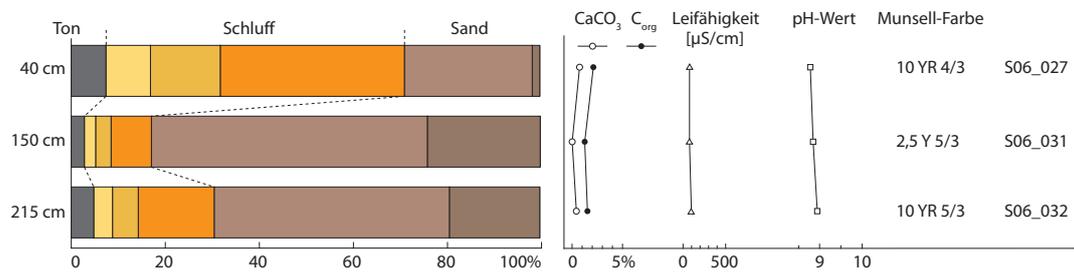


Abb.A-25: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 8 (80 m) Standort 47, Kap. 3.2.3.6.

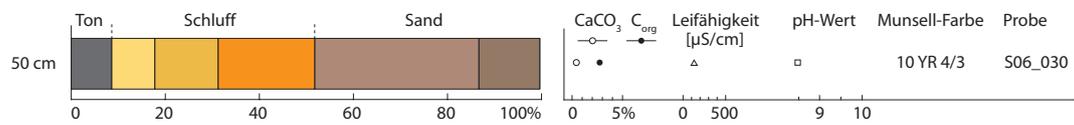


Abb.A-26: Sedimentologische und geo-chemische Analyse der Bohrung Nr. 9 (90 m) Standort 47, Kap. 3.2.3.6.

## Teilpublikationen

- RITTER, M. 2012. A new topographic map of the Fourth Nile Cataract. - In: WOTZKA, H.-P. (Hrsg.): Proceedings of the Third International Conference on the Archaeology of the Fourth Nile Cataract, University of Cologne, 13-14 July 2006, Africa Praehistorica 22. Cologne, 13-14.
- RITTER, M. 2012. QuickBird satellite images and Differential GPS (DGPS) in geomorphological and geoarchaeological research: Applied techniques for the reconstruction of Holocene landscape development on Boni Island. - In: WOTZKA, H.-P. (Hrsg.): Proceedings of the Third International Conference on the Archaeology of the Fourth Nile Cataract, University of Cologne, 13-14 July 2006, Africa Praehistorica 22. Cologne, 225-236.
- RITTER, M. & BUBENZER, O. 2009. Der Merowe-Damm am Nil - Probleme und Folgen von Großstaudämmen in Trockengebieten. Praxis Geographie 6, 26-31.
- RITTER, M. 2008. Die Insel Mograt - eine geographische Übersicht der größten Insel im Nil. - Der Antike Sudan - Mitteilungen der Sudanarchäologischen Gesellschaft zu Berlin e. V. - MittSAG 19, 77-88.
- RITTER, M., BOLTEN, A. & BUBENZER, O. 2007. Combined use of satellite data and digital elevation models in different scales applicable for geomorphological and landscape historical research: Examples from the Fourth Nile Cataract (Northern Sudan). Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I. 3/4, 399-413.
- BUBENZER, O., BOLTEN, A. & RITTER, M. 2007. Scale-specific geomorphometry of arid regions: Examples from the Eastern Sahara. - In: BOLLIG, M., BUBENZER, O., VOGELANG, R. & WOTZKA, H.-P. (Hrsg.): Aridity, Change and Conflict in Africa, Proceedings of an International ACACIA Conference held at Königswinter, Germany October 1-3, 2003, Colloquium Africanum 2. Cologne, 17-34.
- RITTER, M. & DIEHL, T. 2007. High resolution satellite images and Differential GPS in geomorphological and geoarchaeological research on Boni Island (Fourth Nile Cataract, north Sudan). - In: BUBENZER, O., BOLTEN, A. & DARIUS, F. (Hrsg.) (2007): Atlas of Cultural and Environmental Change in Arid Africa. Africa Praehistorica 21. Cologne, 92-95.

# Erklärung

## **Erklärung gem. § 4, Abs. 10 Nr. 9 der Promotionsordnung**

Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbstständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit – einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen –, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie – abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen – noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt.

Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Prof. Dr. Ulrich Radtke betreut worden.

---

Mathias Ritter

# Lebenslauf

## **Mathias Ritter**

25.06.1976, Gera

### **Berufstätigkeit:**

- 07/09–12/12    Wissenschaftlicher Mitarbeiter im Sonderforschungsbereich 806  
*"Our way to Europe - Culture-Environment Interaction and Human Mobility in the Late Quaternary"* der Universität zu Köln,  
im Teilprojekt A1 *"Out of Africa – Late Pleistocene Rock Shelter Stratigraphies and Palaeoenvironments in Northeastern Africa"*.
- 11/07–02/12    Lehrbeauftragter, Lehrkraft für besondere Aufgaben (LfbA)  
im Bereich der Physischen Geographie am Geographischen  
Institut der Universität zu Köln.
- 02/06–12/07    Wissenschaftlicher Mitarbeiter im Sonderforschungsbereich 389  
ACACIA *"Kultur- und Landschaftswandel im ariden Afrika"*  
an der Universität zu Köln, im Teilprojekt A9 *„Landschafts-  
archäologie des Niltals bei Boni Island (Nord-Sudan):  
Vergleichende Untersuchungen zu Potential und holozäner  
Nutzungsgeschichte einer Kataraktzone“*.
- 01/02–12/05    Studentische Hilfskraft im Sonderforschungsbereich 389 ACACIA  
*"Kultur- und Landschaftswandel im ariden Afrika"* an der  
Universität zu Köln, im Teilprojekt E1 *„GIS-gestützter Atlas  
holozäner Nutzungspotentiale ausgewählter Arbeitsgebiete“*.

### **Studium:**

- 10/98–12/05    Studium der Geographie, Meteorologie und Geologie an der  
Universität zu Köln mit dem Abschluss Diplom-Geograph.
- 10/96–09/98    Studium Lehramt Sek. II Geschichte, Anglistik und Erziehungs-  
wissenschaft an der Universität zu Köln.

### **Wehrdienst:**

- 10/95–07/96    Grundwehrdienst im PzBtl. 2./383 in Bad Frankenhausen/Thür.

### **Schulbildung:**

- 09/91–07/95    Besuch des Staatlichen Holzlandgymnasiums in Hermsdorf/Thür.
- 09/83–08/91    Besuch der Polytechnischen Oberschule „Erich Weinert“ in  
Bad Klosterlausnitz.

# Vierter Nil-Katarakt

Nord-Sudan

Topographische Karte

1:100.000

Blatt  
Boni-Island



Sonderforschungsbereich SFB 389  
ACACIA  
"Kultur- und Landschaftswandel  
im ariden Afrika"  
Teilprojekte A9/E1

Geographisches Institut

Universität zu Köln

www.uni-koeln.de/sfb389

Kontakt: Mathias.Ritter@uni-koeln.de

Februar 2012

0 5 km

UTM-Gitter: 10 km Intervall  
Geographisches Gitter: 10 Minuten  
Projektion: Gauss-Krüger  
UTM-Zone: 36 N  
Zentralmeridian: 33° E, Pulkovo 1942  
Raster-Auflösung: 90 m

- 300
- 325
- 350
- 375
- 400
- 425
- 450 m
- Vegetation
- 266 Nil, Pegel, Stromschnelle
- Siedlung (z.T. ohne Name)
- Berg, Höhenangabe
- Trigonometrischer Punkt
- Quelle, Brunnen
- Wadi
- Piste
- Asphaltstraße
- Bahnlinie mit Bahnhof
- Höhenlinie
- W. Is. Kh. Wadi, Insel, Khor
- Kraftwerk, Damm

**Datenquellen:**  
Die Punkt- und Liniendaten entstammen:  
Sudan Survey Office ("Quarter Million Sheets"): 1:250.000, Blatt Merowe NC 35-45-F (1933, 1976) 1:250.000, Blatt El Kab NC 35-45-B (1938, 1951, 1975)  
Planungskarten für ein früheres Dammprojekt:  
1:25.000, Blätter: Gebel Kulgeila (1946), Gebel Umm Rahw (1946), Hosh el Guruf (1946), Boni Island (1947), Shiri Island (1947)  
Russische Generalstabskarten:  
1:200.000, Blätter F-36-VIII, IX, XIV, XV (1967, 1969, 1971) 1:500.000, Blatt 2030-E36A (1979)  
Geological Map of the Bayuda Desert, 1:250.000 (1981)  
Geological Map Sudan, 1:1.000.000, Blatt 8 (1988)  
Visuelle Interpretation und Kartierung von Satelliten- und Luftbilddaten (Corona, Landsat7, ASTER, Quickbird, IKONOS)  
Eigene Daten-Erhebungen vor Ort sowie zur Verfügung gestellte GPS-Datenbanken anderer Missionen.  
Das digitale Geländemodell (SRTM) besitzt eine Auflösung von 90 Metern und stellt Höhengschichten und Höhenlinien im 25-Meter-Intervall dar.  
Die Landbedeckung wurde aus Landsat 7-Daten mittels NDVI errechnet.  
(Entwurf und Kartographie: Mathias Ritter)  
Ritter, Mathias 2012.  
Boni Island - Holozäne Landschaftsdynamik und Mensch-Umwelt-Beziehung am Vierten Nil-Katarakt (Nord-Sudan).

