

**Die Altdünenlandschaft im Sahel NE-Burkina Faso –
Geomorphogenese und Geomorphodynamik einer
semiariden Kulturlandschaft**

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften

vorgelegt beim
Fachbereich Geowissenschaften/Geographie
der Johann Wolfgang Goethe-Universität
Frankfurt am Main

von
Klaus-Dieter Albert
aus Offenbach am Main

Frankfurt am Main, 2002

vom Fachbereich Geowissenschaften/Geographie der
Johann Wolfgang Goethe - Universität als Dissertation angenommen.

Dekan: Prof. Dr. Schmidt

Gutachter: Prof. Dr. Johannes Ries
Prof. Dr. Heinrich Thiemeyer

Datum der Disputation: 12. Juni 2003

Hinweis zur *online*-Ausgabe dieser Arbeit

Die Konvertierung der Abbildungen aus unterschiedlichen Grafik- und GIS-Programmen erfolgte jeweils Druck optimiert. Daher erscheinen Linien und Texte in den Grafiken auf dem Bildschirm meist verzerrt oder schlecht lesbar. Glatte Kanten und ein einwandfreies Schriftbild entstehen erst durch den Ausdruck. Empfohlen wird bei SW- wie bei Farabbildungen eine Auflösung von 600 dpi.

Vorwort

Die vorliegende Arbeit gründet auf Geländeuntersuchungen in Burkina Faso zwischen 1997 und 2001. Sie entstand im Rahmen des Frankfurter Sonderforschungsbereichs 268 „Kulturentwicklung und Sprachgeschichte im Naturraum Westafrikanische Savanne“ innerhalb des physisch-geographischen Teilprojekts D5 „Landschaftsentwicklung und rezente Morphodynamik in semiariden Teilräumen Burkina Fasos“. Der Leiter dieses Teilprojektes und der Betreuer dieser Arbeit war bis zu seinem plötzlichen Tod im Frühjahr 2002 Prof. Dr. Wolfgang Andres. Ihm gilt mein ganz besonderer Dank für die Anregung zu dieser Arbeit, seine Unterstützung und das in mich gesetzte Vertrauen.

Mein besonderer Dank gilt auch HD Dr. Johannes Ries (Frankfurt) und Prof. Dr. Heinrich Thiemeyer (Frankfurt) für die Begutachtung dieser Arbeit. Johannes Ries danke ich auch für seine Anregung, die aktuellen geomorphologischen Prozesse stärker in die Untersuchungen einfließen zu lassen. Die von ihm eingebrachte Erfahrung aus vorangegangenen Projekten und sein großes Engagement bereicherten diese Arbeit sehr. Gleiches gilt für Dr. Irene Marzolff, die mit viel Einsatz im Gelände und in Frankfurt zum Gelingen des großmaßstäbigen Luftbildmonitorings beitrug.

Danken möchte ich auch den Kolleginnen und Kollegen aus dem Sonderforschungsbereich: Dr. Aziz Ballouche, Prof. Dr. Peter Breunig, Dr. Maya Hallier, Alexa Höhn, Stefanie Kahlheber, Dr. Karin Küppers, Jonas Müller, Dr. Peter Müller-Haude, Dr. Katharina Neumann, Christoph Pelzer, Dr. Ralf Vogelsang. Mit ihnen konnte ich im Gelände Aspekte der in dieser Arbeit behandelten Themen diskutieren oder gewonnene Ergebnisse bereits gemeinsam veröffentlichen.

Für die Mitarbeit bei den aufwendigen Geländeuntersuchungen unter bisweilen beschwerlichen Umständen danke ich Axel Bernhard, Michael Pecho und Annika Wachsmuth. Ihnen gilt auch mein Dank für die Übernahme von Digitalisierungsarbeiten als Grundlage zahlreicher, in dieser Arbeit abgebildeten Grafiken.

Doris Bergmann-Dörr und Dagmar Schneider vom Labor des Instituts für Physische Geographie sowie allen dort beschäftigten Hilfskräften danke ich für die zügige Durchführung der Laboruntersuchungen.

Für die kritische Durchsicht des Manuskripts danke ich Dr. Peter Houben und Dr. Irene Marzolff.

Nicht zuletzt danke ich ganz herzlich den Mitarbeitern aus Gorom Gorom, besonders Mounkeyla Yakouba und Housseini Alpha, die mich teilweise über Jahre hinweg im Gelände begleiteten, und ohne deren Hilfe so manche Schwierigkeit zu einem echten Problem geworden wäre.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung.....	11
1.1	Problemstellung	11
1.2	Überblick über den Untersuchungsraum und den regionalen Forschungsstand	14
1.3	Fragestellung.....	18
1.3.1	Die spätpleistozäne Reliefentwicklung.....	19
1.3.2	Die Landschaftsentwicklung im Früh- bis Mittelholozän.	19
1.3.3	Die holozänen Besiedlungsphasen.....	21
1.3.4	Der Übergang zur heutigen Situation	21
1.3.5	Die aktuelle Geomorphodynamik	22
1.4	Methoden	22
1.4.1	Archive zur Rekonstruktion der Klima-, Boden- und Reliefentwicklung	22
1.4.2	Geländeuntersuchungen	25
1.4.3	Laboruntersuchungen.....	26
2	Geographische Grundzüge der Region	29
2.1	Geologischer Bau und Grundzüge der Klima- und Reliefentwicklung	29
2.1.1	Der kristalline Sockel.....	29
2.1.2	Präquartäre Flächenreste und Geotektonik	31
2.1.3	Pleistozäne Klima- und Reliefentwicklung	33
2.2	Verwitterung und Böden.....	34
2.3	Klima.....	37
2.4	Hydrographie	43
2.5	Vegetation	45
2.6	Mensch und Umwelt	46
2.6.1	Siedlungs- und Landnutzungsgeschichte	46
2.6.2	Landnutzung und <i>human impact</i>	47
3	Die Altdünenlandschaft	52
3.1	Altdünenchronologie(n) der Sahelzone – Ein forschungsgeschichtlicher Überblick.	52
3.2	Verbreitung der Altdünen in NE-Burkina Faso	55
3.3	Relief und Böden der Altdünenzüge in NE-Burkina Faso.....	56
3.4	Exkurs zur Reliefgenese linearer Dünensysteme.....	61

4	Untersuchungen zur Reliefentwicklung und Altersstellung der Altdünenlandschaft	63
4.1	Der Dünenzug von Dori-Yakouta	64
4.1.1	Lage, Relief und Nutzung	64
4.1.2	Relief und Böden bei Dori-Diomga (Sekundärdünen und Dünennordhang).....	66
4.2	Der Dünenzug von Saouga-Bidi	68
4.2.1	Lage, Relief und Nutzung	68
4.2.2	Das Sekundärdünenrelief auf dem Dünentop bei Ménégou	70
4.2.3	Relief und Böden bei Bidi (Sekundärdünen und Dünennordhang)	71
4.2.4	Relief und Böden bei Ménégou (Dünennordhang)	74
4.2.5	Relief und Böden westlich und nördlich der Siedlungshügel von Saouga	76
4.2.6	Relief und Böden bei Korizièna (Dünennordhang)	81
4.3	Der Dünenzug von Oursi-Markoy	82
4.3.1	Lage, Relief und Nutzung	82
4.3.2	Relief und Böden nordöstlich von Oursi (Nordhang).....	82
4.3.3	Relief und Sedimente südlich der Siedlungshügel Oursi I	87
4.3.4	Relief und Böden südlich und östlich der Siedlungshügel bei Kissi	89
4.4	Diskussion zur Geomorphogenese des Sekundärdünenreliefs auf dem Dünentop und der Dünennordhänge	93
4.4.1	Dünentop	93
4.4.2	Nordhänge	99
4.4.3	Bodendegradation in der Umgebung alter Siedlungsplätze.....	102
4.5	Sandrampen an Inselbergen	103
4.5.1	Sandrampen in der Montagne de Gangaol.....	103
4.5.2	Sandrampe an den Collines de Gagara	108
4.5.3	Diskussion zur Genese der Sandrampen.....	109
5	Aktuelle Geomorphodynamik und Reliefentwicklung eines eisenzeitlichen Siedlungsareals	112
5.1	Vermessung und Monitoring zur aktuellen Geomorphodynamik der Siedlungshügel Oursi II	114
5.2	Sedimente des Altdünenhangs und der Schuttrampen der Siedlungshügel Oursi II.	127
5.3	Diskussion zur Reliefgenese der Siedlungshügel Oursi II.....	130

6	Die endorheischen Becken und Endseen (<i>Mares</i>)	133
6.1	Einleitung	133
6.2	Die zentralen Beckensedimente	134
6.2.1	Mare d'Oursi.....	140
6.2.2	Mare de Kissi	146
6.2.3	Diskussion zur paläoökologischen Implikation der zentralen Beckensedimente	148
6.3	Die Randbereiche der <i>Mares</i>	152
6.3.1	Mare d'Oursi.....	152
6.3.2	Mare de Kissi	154
6.3.3	Mare de Yomboli	157
6.3.4	Mare de Bèldiabé	161
6.3.5	Mare de Darkoy	163
6.3.6	Mare de Kouyèra.....	165
6.3.7	Mare de Soum	166
6.3.8	Mare de Ménégou	168
6.3.9	Diskussion zum Sedimentationsgeschehen in den Randbereichen der <i>Mares</i>	168
7	Aktuelle Geomorphodynamik in der Sahelzone	172
7.1	Voraussetzungen und Prozesse der Bodenerosion in semiariden Klimaten	172
7.2	Aktuelle Geomorphodynamik der Altdünenlandschaft	176
7.2.1	Äolische Prozesse	176
7.2.2	Denudative Prozesse	180
7.2.2.1	Infiltrationsmessungen auf dem Altdünenzug bei Yomboli.....	180
7.2.2.2	Infiltrationsmessungen auf dem Altdünenzug bei Yakouta	182
7.2.2.3	Infiltrationsmessungen und Bodenabtrag auf Sandrampen	184
7.2.2.4	Standortparameter und Infiltrationsverhalten auf Altdünen.....	185
7.2.2.5	Oberflächenabfluss und Bodenabtrag auf Altdünen.....	186
7.2.3	Linearerosive Prozesse.....	188
7.2.3.1	Rinnenerosion am Dünennordhang bei Ménégou	189
7.2.3.2	Zoogene Beeinflussung linearer Erosion auf Altdünenhängen	190
7.2.4	Fazit zur aktuellen Geomorphodynamik auf Altdünen.....	193
7.3	Aktuelle Geomorphodynamik auf den Flächen am Beispiel der Gully-Erosion bei Gorom Gorom	193
7.4	Aktuelle Abflussdynamik in Gerinnebetten am Beispiel des Gorouol	202
7.5	Fazit zur aktuellen Geomorphodynamik der Sahelzone NE-Burkina Faso	208

8	Synthese zur holozänen (Kultur-)Landschaftsentwicklung der Altdünenlandschaft in der Sahelzone NE-Burkina Faso	210
8.1	Das Spätpleistozän	210
8.2	Der Pleistozän-Holozän-Übergang	213
8.3	Das Früh- und Mittelholozän	215
8.4	Die holozänen Besiedlungsphasen.....	219
8.5	Die historische Zeit	222
8.6	Der rezente Landschaftswandel	224
8.7	Ausblick	225
9	Quellenverzeichnis	227
9.1	Schriftenverzeichnis.....	227
9.2	Karten, Luft- und Satellitenbilder	246
9.3	Internetadressen	246

Anhang

- Anhang A – Beschreibung und Analysenergebnisse der Boden- und Sedimentprofile
- Anhang B – Legende zur grafischen Darstellung der Boden- und Sedimentprofile
- Anhang C – Fotografien
- Anhang D – Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

Zusammenfassung

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Burkina Faso – Administrative Gliederung und Klimazonen.....	15
Abb. 2	Karte der Untersuchungsregion in NE-Burkina Faso.	17
Abb. 3	Landschaftsgenetische und kulturhistorische Zeiträume in NE-Burkina Faso und ihre Beziehung zu klimatischen Trends und vermuteten Klimaschwankungen der letzten 20000 Jahre nach verschiedenen Quellen.	19
Abb. 4	Geologische Übersichtskarte von NE-Burkina Faso.	30
Abb. 5	Pedologische Übersichtskarte von NE-Burkina Faso.	36
Abb. 6	Klimadiagramm der Station Dori (NE-Burkina Faso).	38
Abb. 7	Mittlere monatliche Luftfeuchtigkeit der Station Jalafanka (NE-Burkina Faso).	39
Abb. 8	Monatsmittelwerte und mittlere Jahressummen der Niederschläge unterschiedlicher Zeitreihen der Stationen Dori und Gorom Gorom.....	41
Abb. 9	Jahressummen der Niederschläge von 1982-2001 und 5-jähriges gleitendes Mittel (nachlaufend) der Stationen Dori und Gorom Gorom.	42
Abb. 10	Hydrographische Karte des Niger-Einzugsgebiets in NE-Burkina Faso.	44
Abb. 11	Prozentuale Bevölkerungsveränderung ausgewählter Siedlungen in den Provinzen Oudalan und Seno zwischen 1975 und 1985.	49
Abb. 12	Der Liptako-Oudalan Altdünenkomplex westlich des Niger. Landsat TM-Szene vom 5.8.2000 in der Kanalkombination 4,2,1.....	57
Abb. 13	Sekundärdünenrelief auf dem Dünentop eines spätpleistozänen Dünenzugs.....	58
Abb. 14	Schematische Darstellung der Geofaktorenkonstellation (Relief, Nutzung, Boden) der typischen Landschaftseinheiten eines Dünenzugs in NE-Burkina Faso.	59
Abb. 15	Karte des Altdünenabschnitts Dori-Diomga (Luftbildkartierung).....	65
Abb. 16	Catena 1, Dünentop und Dünennordhang des Altdünenabschnitts Dori-Diomga. ...	66
Abb. 17	Karte des Altdünenabschnitts Bidi-Ménégoü (Luftbildkartierung).	69
Abb. 18	Bodenprofil GME2 und OSL-Datierung auf dem Dünentop bei Ménégoü.....	71
Abb. 19	Catena 2, Altdünenzug bei Bidi.....	72
Abb. 20	Bodenprofil BD1 und OSL-Datierung auf dem Dünennordhang bei Bidi.	73
Abb. 21	Catena 3, Dünennordhang bei Ménégoü.....	75
Abb. 22	Karte des Altdünenabschnitts in der Umgebung der eisenzeitlichen Siedlungshügel von Saouga (Luftbildkartierung).	77
Abb. 23	Catena 4, Siedlungshügel und Dünennordhang bei Saouga.	78
Abb. 24	Catena 5, Dünennordhang westlich der Siedlungshügel von Saouga.....	79
Abb. 25	Bodenprofil KOD1 am Nordrand des Dünenzugs von Saouga bei Korizièna.....	81
Abb. 26	Karte des Altdünenabschnitts bei Oursi (Luftbildkartierung).	83
Abb. 27	Catena 6, Dünennordhang bei Oursi im Bereich der alten Brachen.	85
Abb. 28	Catena 7, Dünennordhang bei Oursi im Bereich der Felder.....	86
Abb. 29	Catena 8, Mare d’Oursi - Siedlungshügel Oursi I - Dünentop.	88

Abb. 30 Karte des Altdünenabschnitts und der Umgebung des Mare bei Kissi (Luftbildkartierung).....	90
Abb. 31 Catena 9, Mare de Kissi - Siedlungshügel - Dünentop.....	91
Abb. 32 Catena 10, Mare de Kissi - Dünentop.....	92
Abb. 33 Kornverteilungskurve (Mittelwerte) der Sekundärdünen-Sedimente des Dünentop.....	95
Abb. 34 Kornverteilungskurven der OSL-datierten Dünensande.....	95
Abb. 35a, b Kornverteilungskurven ausgewählter Sedimente der Unterhänge und Hangfußbereiche der Altdünenzüge.....	101
Abb. 36 Übersichtskarte der Inselberglandschaft Montagne de Gangaol.....	105
Abb. 37 Bodenprofil GA3 in einer Sandrampe der Montagne de Gangaol.....	106
Abb. 38 Kornverteilungskurven des Bodenprofils GA3.....	107
Abb. 39 Bodenprofil IG1 in der Sandrampe an den Collines de Gagara.....	108
Abb. 40 Inselberg „Kolèl“, äolische Akkumulationen und Gewässernetz.....	110
Abb. 41 Karte des eisenzeitlichen Siedlungsareals Oursi II (Oursi Village).....	113
Abb. 42 Gully Oursi – Lage der Referenzpunkte und Referenzstrecken der Maßbandvermessungen von 1998-2000.....	115
Abb. 43 Gully-Oursi – Veränderungen zwischen Juli 1998 und Juli 2000.....	117
Abb. 44 Gully-Erosion im Altsiedelareal Oursi II, Luftbildmosaik und Kartierung (Aufnahmezeitpunkt Juli 2000).....	119
Abb. 45 Gully-Erosion im Altsiedelareal Oursi II, Luftbildmosaik und Kartierung (Aufnahmezeitpunkt Dezember 2000).....	120
Abb. 46 Gully-Erosion im Altsiedelareal Oursi II, Luftbildmosaik und Kartierung (Aufnahmezeitpunkt Dezember 2001).....	121
Abb. 47a, b Gully-Oursi, Gully-Erweiterung zwischen a) Juli und Dezember 2000 und b) Dezember 2000 und Dezember 2001.....	122
Abb. 48 Fehlerhafte Überschneidungen des Gully-Verlaufs (Gully-Oursi) zwischen Juli 2000 und Dezember 2001.....	123
Abb. 49 Experimentell ermittelter Oberflächenabfluss und Bodenabtrag auf unterschiedlichen Oberflächentypen des Altsiedelareals Oursi II.....	126
Abb. 50 Infiltrationskurven, Testflächen des Altsiedelareals Oursi II.....	127
Abb. 51 Sedimentprofile der Nordabdachung der Siedlungshügel Oursi II.....	130
Abb. 52 Geologische Karten der Einzugsgebiete ausgewählter endorheischer Becken in NE-Burkina Faso.....	136-137
Abb. 53 Flächenanteile der Gesteinseinheiten in ausgewählten endorheischen Becken in NE-Burkina Faso.....	138-139
Abb. 54 Einzugsgebiet des Mare d'Oursi - stark überhöhtes Geländemodell.....	141
Abb. 55 Schematisches Profil der Grabung OM4 (Mare d'Oursi).....	142
Abb. 56 Grabung im zentralen Bereich des Mare d'Oursi (OM4) – grafische Darstellung der Sedimentanalysen.....	143

Abb. 57	Kornverteilungskurven, Basissande des Mare d'Oursi und Mare de Kissi.	145
Abb. 58	Tiefenfunktion der ¹⁴ C-Alter (Mare d'Oursi).	146
Abb. 59	Brunnengrabung im zentralen Bereich des Mare de Kissi (KIM20) – grafische Darstellung der Sedimentanalysen.	147
Abb. 60	Sedimentanalysen der Profile OM1 und OM3 (Mare d'Oursi).	153
Abb. 61	Sedimentanalysen der Profile KIM 7, KIM 8, KIM 11 (Mare de Kissi).	155
Abb. 62	Verlandungszonen in Randbereichen des Mare de Kissi (Luftbildausschnitte).	156
Abb. 63	Mare de Yomboli und Altdünenzug (Luftbildkartierung).	158
Abb. 64	Sedimentanalysen der Profile YM 1, YM 5, YM 6 (Mare de Yomboli).	160
Abb. 65	Sedimentanalysen der Profile BM 1, BM 4, BM 5 (Mare de Bèldiabé).	162
Abb. 66	Sedimentanalysen der Profile DM 1, DM 2, DM 4 (Mare de Darkoy).	164
Abb. 67	Sedimentanalysen der Profile KOM 3, KOM 4 (Mare de Kouyèra).	166
Abb. 68	Sedimentanalysen der Profile SM 4 (Mare de Soum) und MEM 3 (Mare de Ménékou).	167
Abb. 69	Charakteristische Korngrößenverteilung ufernaher Mare-Sedimente	170
Abb. 70	Schematische Darstellung der Veränderung von Sedimentationsräumen bei geringen Niveauunterschieden innerhalb der Mares durch die Akkumulation des „Sandwellenreliefs“	171
Abb. 71	Infiltrationskurven, Testflächen des Altdünentranssekts bei Yomboli.	182
Abb. 72	Infiltrationskurven, Testflächen des Altdünentranssekts bei Yakouta.	184
Abb. 73	Infiltrationskurven, Testflächen auf Sandrampen.	185
Abb. 74	Rinnenerosion und Viehwege auf dem Nordhang eines Dünenzugs.	192
Abb. 75	Gully-Erosion auf dem Glacis östlich Gorom Gorom – Luftbildmosaik und Kartierung (Aufnahmezeitpunkt Juli 2000).	197
Abb. 76	Gully-Erosion auf dem Glacis östlich Gorom Gorom – Luftbildmosaik und Kartierung (Aufnahmezeitpunkt Dezember 2000).	198
Abb. 77	Gully-Erosion auf dem Glacis östlich Gorom Gorom – Luftbildmosaik und Kartierung (Aufnahmezeitpunkt Dezember 2001).	199
Abb. 78	Gully-Gorom, Erweiterungsbereiche der Beobachtungsjahre 2000 und 2001.	200
Abb. 79	Einzugsgebiet des oberen Gorouol – oberhalb der Messstelle „Radier Saouga“ ...	203
Abb. 80	Abflussganglinien des Gorouol am 'Radier Saouga' und am Pegel Korizièna und Niederschlagsereignisse (Gorom Gorom) vom 5.7.1998 bis 24.7.1998.	205
Abb. 81	Beziehung zwischen gemessener Wassertiefe (m) und errechneter Durchflussmenge (m ³ /sec) an der Messstelle 'Radier Saouga'	207

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1 Räumliche und zeitliche Dimension ausgewählter Faktoren des <i>human impact</i> in der Sahelzone und ihre geomorphologischen Auswirkungen.	51
Tab. 2 Ungefähre Entsprechungen der wichtigsten Altdünenböden in NE-Burkina Faso nach FAO (1990) und BOULET (1968).	60
Tab. 3 Radioaktive Nuklide, effektive Dosisleistung (feuchtekorrigiert), Äquivalenzdosis und OSL-Alter von Dünensanden.	96
Tab. 4 Korngrößenverteilung und Farbe exemplarischer Sedimentproben der Sandrampe Gangaol.	104
Tab. 5 Messwerte der Rinnenbreite und Rinnentiefe des Gully Oursi an den Referenzstrecken und -punkten der Vermessungen zwischen Juli 1998 und Juli 2000.	116
Tab. 6 Messwerte der <i>headcut</i> -Entfernungen zu den Referenzpunkten im Gully Oursi (Vermessungen zwischen Juli 1998 und Juli 2000).	116
Tab. 7 Sedimentanalyse des Feinsediments am <i>headcut</i> eines Gully im Altsiedelareal Oursi II.	125
Tab. 8 Übersicht der Datierungsergebnisse aus dem Mare d'Oursi.	145
Tab. 9 Nasse Deposition äolischer Stäube während exemplarischer Niederschlagsereignisse.	173
Tab. 10 Sedimentanalyse äolischer Akkumulation aus vorwiegend nasser Deposition auf dem Inselberg Irbidi (NE-Burkina Faso).	174
Tab. 11 Ergebnisse der Infiltrationsmessungen und Niederschlagssimulationen auf Altdünen nach Standortklassen mit: Infiltrationsrate (I_{30}), Bodenart (B-art), <i>runoff</i> -Koeffizient (K_{AO}), Beginn des Oberflächenabfluss (T_{AO}), Vegetationsbedeckung (F-Veg), Steinbedeckung (F-Stein) und Hangneigung.	186
Tab. 12 Sedimentanalysen des Glacis bei Gorom Gorom, Gully- <i>headcut</i> an der N-Seite.	195
Tab. 13 Niederschlagssummen in Millimeter der Regenzeitmonate der Beobachtungsjahre 2000 und 2001 (Station: Gorom Gorom).	201

1 Einleitung

Zu Beginn der 1990er Jahre wurden im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Frankfurter Afrika-Sonderforschungsbereichs 268 „Westafrikanische Savanne“ erste palynologische und archäologische Prospektionen mit geographischer Beteiligung im Sahel von Burkina Faso durchgeführt. Diesen Vorerkundungen folgten zahlreiche archäologisch-archäobotanische, physisch geographische, botanische und historische Untersuchungen in der Region. Für die Kenntnis der Landschaftsgeschichte liefern die palynologischen Ergebnisse aus dem Mare d’Oursi (BALLOUCHE & NEUMANN 1995a, 1995b) sowie die Chronologie der Altdünenlandschaft (ALBERT *et al.* 1997) einen wichtigen Beitrag. Früh schon wurde die Notwendigkeit interdisziplinärer Forschung in der Region erkannt und von den beteiligten Wissenschaftlern und Wissenschaftlerinnen in gemeinsamen Geländeaufenthalten umgesetzt. Daraus erwuchs 1994 der interdisziplinäre Forschungsschwerpunkt (G4) innerhalb des Frankfurter Sonderforschungsbereichs, in dessen Zentrum die Fragen nach den Wechselwirkungen und Abhängigkeiten zwischen kultureller Entwicklung – insbesondere die Siedlungs- und Landnutzungsgeschichte – und den Faktoren Klima, Boden, Wasser und Vegetation standen (ALBERT & KAHLHEBER 2001).

Die vorliegende Arbeit ist dem interdisziplinären Gedanken des SFB 268 verbunden. Zwar als geomorphologische Arbeit konzipiert und gegliedert, versucht sie dennoch eine Synthese aus den eigenen Ergebnissen und den umfangreichen Ergebnissen der Frankfurter Sahel-Arbeitsgruppe herzustellen.

1.1 Problemstellung

Die Reliefentwicklung in der südlichen Sahelzone, beeinflusst durch natürliche wie anthropogene Faktoren, sowie die Veränderungen dieser Faktoren mit der Zeit und damit die Veränderung der Qualität und Intensität ihrer geomorphologischen Wirksamkeit, ist das grundlegende Anliegen dieser Arbeit. Im Vordergrund stehen dabei die Geomorphogenese und Geomorphodynamik (Prozessgefüge) der Altdünenlandschaft der Sahelzone und benachbarter Landschaftseinheiten, soweit sie – wie etwa die endorheischen Seen (*Mares*) – morphogenetisch mit den Altdünen in Verbindung stehen. Die Beschränkung auf die genannten Landschaftseinheiten ist aus folgenden Gründen sinnvoll:

- Im Vergleich zu den dominierenden präkambrischen bis altquartären Relikten (Rumpfflächen, Flächenreste, Inselberge) sind die Altdünen und *Mares* die einzigen Landschaftseinheiten rein spätquartärer Relief- und Bodengenese und daher für Fragestellungen hinsichtlich der spätpleistozänen und holozänen Klima- und Reliefentwicklung von hohem Wert.

- Das Geosystem „Aldünenlandschaft“ besitzt eine besondere Relevanz für die Siedlungs- und Nutzungsgeschichte der Region (VOGELSANG *et al.* 1999, ALBERT & KAHLHEBER 2001).
- Die Aldünen sind gegenwärtig die am intensivsten genutzten Landschaftseinheiten in NE-Burkina Faso. Hirseanbau, der einen Großteil der Bevölkerung ernährt, wird ausschließlich auf Aldünensanden betrieben. Entsprechend bedeutend ist die aktuelle Geomorphodynamik der Aldünen im Hinblick auf das gegenwärtige und zukünftige Nutzungspotenzial dieser Landschaft.

Die spätquartäre Genese dieser Landschaft, vom Spätpleistozän – in etwa ab dem letztkaltzeitlichen Maximum – bis zur Gegenwart, setzt auch den zeitlichen Rahmen, der in dieser Arbeit behandelt wird.

Die Sahelzone (kurz: Sahel) wird als semiarider Übergangsraum zwischen der ariden Sahara im Norden und der semihumiden Sudanzone im Süden verstanden. In dieser Arbeit, wird die hygrisch-klimatische Zonierung zwischen der 150 mm-Jahresisohyete im Norden und der 500 mm-Jahresisohyete im Süden zur Abgrenzung des Raumes zugrunde gelegt. Diese deckt sich weitgehend mit dem Sahel-Begriff vegetationskundlicher Zonierungen (SALZMANN 1999). Die Gleichsetzung von Niederschlagsregimen mit Landschaftstypen oder „morphodynamischen Prozesszonen“ (MENSCHING 1988: 245) ist grundsätzlich kritisch zu bewerten, da sie wegen der hohen raum-zeitlichen Niederschlagsvariabilität immer nur eine räumlich und zeitlich variable Gültigkeit hat. Sie ermöglicht aber aufgrund der stärkeren Eingrenzung eine bessere Übertragbarkeit von dort gewonnenen Forschungsergebnissen auf benachbarte sahelische Regionen. Zumal in der Literatur eine zunehmende „Sahelisierung“ der Sudanzone zu beobachten ist. Zu finden sind Abgrenzungen von 300-600 mm/a mit Schwankungen von 200-700 mm/a (RIOU 1990: 176-177) oder 200-850 mm/a (CASENAVE & VALENTIN 1989: 13) – in diesem Fall wäre Ouagadougou eine Sahel-Stadt – bis zur Ausdehnung der Sahelzone in Burkina Faso an die ghanaische Grenze (STROOSNIDER & VAN RHEENEN 2001). Die nördlichste (!) Detailstudie dieses Bandes zu „Sahelian villages“ liegt in Burkina Faso im Bereich von 550-650 mmN/a.

Bei der Untersuchung der jüngeren Landschaftsgenese und der aktuellen Geomorphodynamik der Sahelzone bedürfen zwei (Geo-)faktoren der besonderen Berücksichtigung: das Klima und der Mensch, sowie deren Veränderung innerhalb des genannten Zeitrahmens, ausgedrückt durch ‚Klimawandel‘ und ‚Siedlungs- und Landnutzungsgeschichte‘.

- Der überragende Einfluss des Klimas und des klimatischen Wandels auf die Reliefentwicklung und die weiter gefasste Landschaftsentwicklung des Sahel seit dem Spätpleistozän steht außer Frage. Der Wandel von ariden Bedingungen während des letztkaltzeitlichen Maximums (LGM) zu semiariden, zeitweise auch subhumiden Bedingungen ist in seiner Bedeutung für abiotische wie biotische Prozesse gravierend. So offenkundig heute dieser klimatische Wandel in groben Zügen in der Landschaft zutage tritt, so unklar und widersprüchlich ist der Kenntnisstand über den genaueren Verlauf, d. h. die Dauer und Intensität kurz- bis mittelfristiger Oszillationen des klima-

tischen Geschehens. Die Kenntnis dieser Schwankungen, vor allem ihre hygrische Ausprägung, ist für die Rekonstruktion der Boden- und Reliefentwicklung der Altdünenlandschaften und ihrer assoziierten naturräumlichen Einheiten eine wichtige Voraussetzung.

- Die landschafts- und reliefverändernden Auswirkungen menschlichen Handelns finden bezüglich des Geoökosystems ‚Sahel‘ allgemein große Beachtung. Die Sahelzone ist spätestens seit den Dürren der frühen 1970er Jahre nicht nur der Kernraum der Desertifikationsforschung, sondern auch deren beliebteste Projektionsfläche, wenn es um öffentlichkeitswirksame Darstellung dieses Problemkreises geht. Als Beispiel sei die Bezeichnung „Sahel-Syndrom“ für den Komplex "Landwirtschaftliche Übernutzung marginaler Standorte" innerhalb des BMBF-Projekts zur Syndromdynamik genannt (vgl. www.pik-potsdam.de/cp/quest). Im Gegensatz zur Forschung der mittleren Breiten, wo die jüngere Landschaftsgeschichte immer auch als Geschichte ihres *human impact* gedacht und entsprechend untersucht wird (z. B. ANDRES 1998, LANG *et al.* 2000, SCHULTE & STUMBÖCK 2000, BORK & SCHMIDTCHEN 2001), wird der menschliche Eingriff in den Naturraum der Sahelzone mit starkem Gegenwartsbezug diskutiert. Inwieweit die Veränderung der Landschaft (vor allem Boden, Relief, Wasserhaushalt) durch den *human impact* bereits in historischer oder gar prähistorischer Zeit bedeutsam war, ist für die westafrikanische Sahelzone kaum bekannt. Eine Ausnahme bilden Botaniker und Vegetationsgeographen, die die holozäne Entwicklung zum heutigen Verbreitungsbild der sahelischen Pflanzengesellschaften seit längerem kontrovers diskutieren. Dieses wird z. T. als vollständig „menschgemacht“ interpretiert (z. B. SCHULZ & POMEL 1992, ANHUF & FRANKENBERG 1991, ANHUF 1997). Dem stehen Interpretationen entgegen, die für die holozäne Geschichte der Sahelsavannen eine vorwiegend klimatische Steuerung folgern (z. B. LÉZINE 1989, SALZMANN 1999, SALZMANN & WALLER 1998). In geomorphologischen Untersuchungen wird die Jahrhunderte, mitunter Jahrtausende währende Siedlungs- und Nutzungsgeschichte der Sahelzone bisher wenig berücksichtigt. Dies ist umso erstaunlicher, als zahlreiche Beispiele aus anderen semiariden Räumen die große Bedeutung des frühen menschlichen Einflusses auf Bodenerosion und damit Reliefgestaltung belegen (vgl. O'HARA 1998). Jüngere Untersuchungen aus NE-Nigeria, die ebenfalls im Rahmen des Frankfurter SFB durchgeführt wurden, weisen in die gleiche Richtung (z. B. HEINRICH 1998, THIEMEYER 1997). Es scheint daher geboten, die Boden- und Reliefentwicklung der Sahelzone NE-Burkina Faso auch unter Berücksichtigung der Siedlungs- und Nutzungsgeschichte zu betrachten, zumal die Landnutzung der Region kein Phänomen der jüngeren Zeit ist: Nach bisherigem Kenntnisstand datieren die ältesten Funde, die auf eine kontinuierliche Besiedlung hindeuten, in das zweite vorchristliche Jahrtausend (VOGELANG 2000: 187). Vermutlich liegt der Zeitraum der frühesten Besiedlung noch weiter zurück und hat mit dem Austrocknen der Sahara im mittleren Holozän eingesetzt, deren Kernraum bis 4500 BP besiedelt war (SMITH 1980a: 463-464). Die be-

troffenen Menschen waren nach SMITH (1980b: 497) zur Anpassung an Aridität oder eben zur Migration nach Süden in die heutige Sahelzone gezwungen.

1.2 Überblick über den Untersuchungsraum und den regionalen Forschungsstand

Der Untersuchungsraum in NE-Burkina Faso umfasst die Provinz Oudalan und den Norden der Provinz Seno und erstreckt sich in etwa zwischen 14° und 15° nördlicher Breite. Mit von Norden nach Süden zunehmenden mittleren Jahresniederschlägen zwischen 350 mm/a und 500 mm/a und der für die Randtropen typischen, ausgeprägten Wechselfeuchte – mit einer kurzen sommerlichen Regenzeit und einer langen winterlichen Trockenzeit – liegt die Region in der semiariden, zentralen bis südlichen Sahelzone (Abb. 1).

Das dominierende makroskalige Reliefelement der Region sind Rumpfflächen, wie sie typisch für die tektonisch weitgehend stabilen Regionen über den kristallinen Sockeln sind. Kennzeichnend sind weit gespannte Verebnungen mit flachen Wasserscheidenbereichen. Diese sehr homogen erscheinende Landschaft wird durch augenfällige Inselberge und Inselbergreste unterbrochen, die das aktuelle Flächenniveau um wenige Meter bis über 200 m überragen (Foto 1 in Anhang C). Neben diesen Erhebungen sind tafelbergartige Flächenreste in unterschiedlichen Niveaus ein markantes Reliefelement dieser Landschaft. Ihre Erhaltung verdanken diese Relikte den morphologisch harten Lateritkrusten am Top. Vegetationsgeographisch, wird die Region von SCHULZ & POMEL (1992: 266-267) der *Acacia-Leptadenia-Commiphora*-Savanne zugeordnet (zu den unterschiedlichen Bezeichnungen sahelischer Savannenlandschaften vgl. BARTH (1977: 54), SALZMANN (1999)). Typisch ist eine Pflanzendecke, die sich vorwiegend aus xerophilen Arten der Dornstrauchsavanne zusammensetzt; die Gehölze stehen weitständig und diskontinuierlich. Vorherrschend sind weite Grasfluren überwiegend annueller Arten.

Im europäischen Schrifttum findet die Region erstmals in den Reisebeschreibungen von Heinrich Barth Erwähnung, der den Süden des Raumes auf seinem Weg nach Timbuktu in den Sommermonaten des Jahres 1853 bereiste (BARTH 1858: 287-307). Darin finden sich einige Überlegungen zur Hydrographie sowie Landschaftsbeschreibungen (Flussläufe, Vegetation) der Gebiete um Dori und Aribinda (Abb. 2). Die intensive geowissenschaftliche Erforschung des Raumes begann erst gut 100 Jahre später. Grundlegende Untersuchungen, meist mit Unterstützung durch Luftbilddauswertungen, wurden in den 1960er Jahren durchgeführt: Der geologische Untergrund der Region wurde von DELFOUR & JEAMBRUN (1970) kartiert. In den 1960er Jahren wurden vom französischen ORSTOM landesweit Bodenkartierungen durchgeführt, 1968 und 1969 erschienen die Blätter *Centre Nord* und *Est* der Bodenkarte im Maßstab 1:500000 (BOULET 1968, BOULET & LEPRUN 1969). Die tertiären und quartären Flächenreste werden von BOULET (1968) in Anlehnung an MICHEL (1973) chronologisch gegliedert, die geomorphologischen Grundzüge der Region wurden von BOULET (1970) und von COUREL (1977) erarbeitet. Der Schwerpunkt dieser Untersuchungen liegt auf der quartären Klima- und Reliefentwicklung.

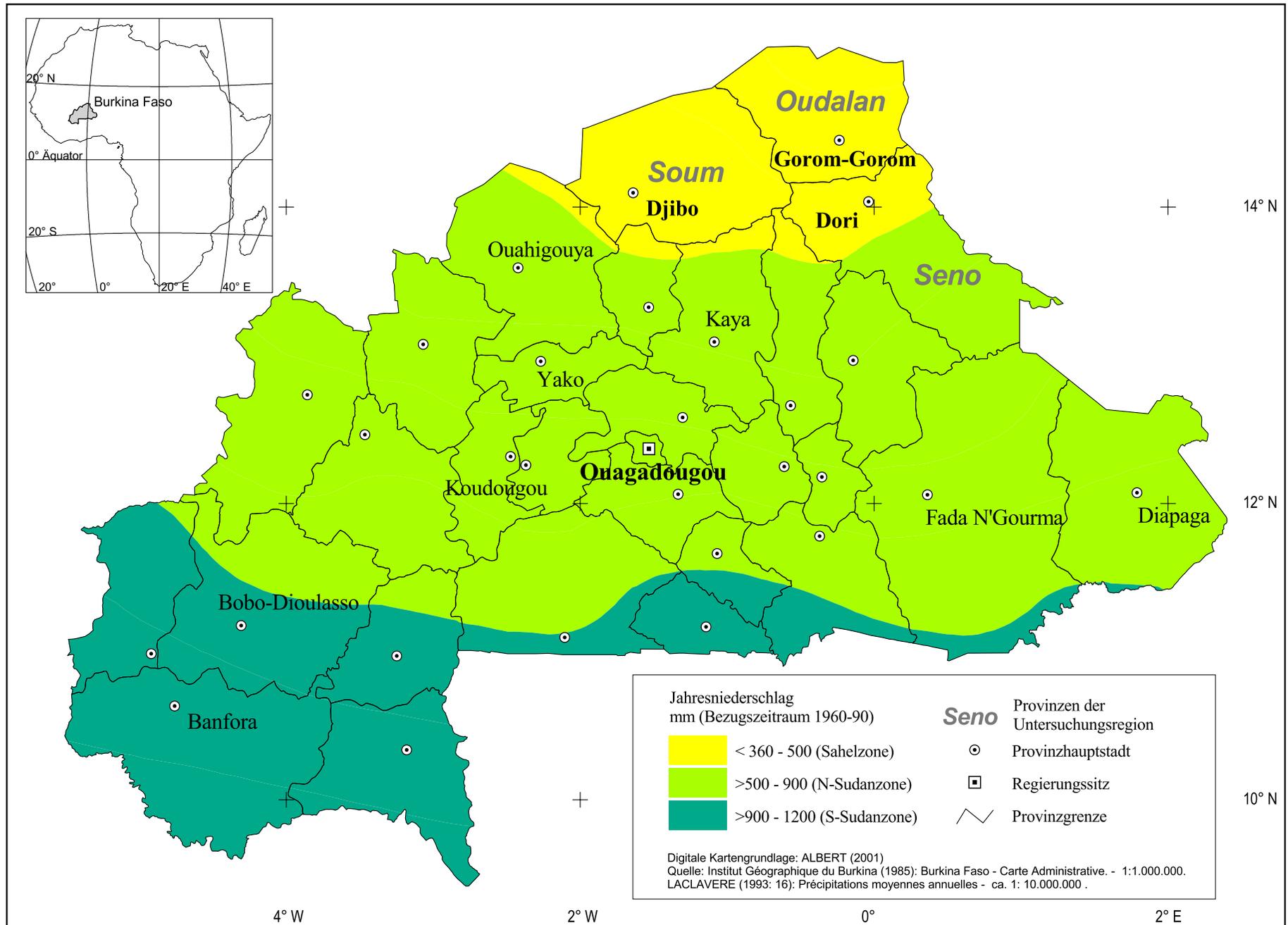


Abb. 1 Burkina Faso - Administrative Gliederung und Klimazonen.

Ein prägendes Landschaftselement der Region sind die spätpleistozänen äolischen Akkumulationen. Den Großteil des äolisch geprägten Reliefs nehmen die fixierten Dünenzüge ein. Sie durchziehen als Ost-West verlaufende schmale Bänder von 1-10 km Breite die gesamte Region. Im Norden der Region nimmt sowohl die Breite als auch die Anzahl der Dünenzüge zu. Innerhalb der Untersuchungsregion der Provinzen Oudalan und Seno nördlich 14°N (Abb. 2) bedecken die Altdünen 3438 km², das entspricht 24,7 % der Gesamtfläche. Die Dünenzüge sind Teil eines größeren Altdünenkomplexes innerhalb des Nigerbogens. Untersuchungen zur Reliefgenese der Altdünenlandschaft liegen von BOULET (1968, 1978), COUREL (1977), CHAMARD & COUREL (1981) und ALBERT *et al.* (1997) vor. Durch die mächtigen Sandakkumulationen wurden zahlreiche Wasserläufe der Region verschüttet. Nur den größeren, auch während der Dünengengese episodisch wasserführenden Gerinnen gelang es ihren Verlauf weitgehend beizubehalten. Weite Bereiche der Region sind heute von Tributären des Niger abgeschnitten und bilden endorheische Becken mit den als *Mare* (frz. Tümpel, Lache) bezeichneten temporären Seen am Rand der Dünenzüge. Diese Seen sind für die Landnutzung von herausragender Bedeutung: Für die großen Herden der Viehhalter sind sie die wichtigsten Wasserquellen der Region. Die Seen der endorheischen Becken standen zunächst im Mittelpunkt der Untersuchungen der Frankfurter Sahel-Arbeitsgruppe des SFB 268. Dank der vergleichsweise guten Pollenerhaltung in den limnischen Tönen konnten wichtige Beiträge zur holozänen Vegetationsgeschichte der Sahelzone erarbeitet werden (ANDRES *et al.* 1996, BALLOUCHE 1998, 2001, BALLOUCHE & NEUMANN 1995a, 1995b, NEUMANN & BALLOUCHE 1995, NEUMANN *et al.* 1996).

Ausgelöst durch die schwerwiegenden Dürren Anfang der 1970er Jahre wurde vom französischen ORSTOM (heute IRD) ein breit angelegtes Grundlagenforschungsprogramm im Einzugsgebiet des Mare d'Oursi, dem wichtigsten und größten temporären See der Region initiiert. Die Region um das Mare d'Oursi ist vermutlich das am gründlichsten untersuchte Gebiet der Sahelzone überhaupt. Exemplarisch seien hier die geomorphologische Kartierung (JOLY *et al.* 1980), die bodenkundliche Aufnahme (LEPRUN 1977) und die vergleichenden Verdunstungsmessungen aus dem Mare d'Oursi und dem benachbarten, kleinen Mare de Ganadaouri (POUYAUD 1986) genannt. Das multidisziplinär angelegte Projekt umfasst zudem botanische und weidewirtschaftliche Untersuchungen, agrarklimatologische Untersuchungen und prozessmorphologische Versuche. Beregnungsversuche mit einer Kleinberegnungsanlage wurden in der Region Oursi erstmals von CHEVALLIER (1982) durchgeführt. Eine ausführliche Darstellung der hydrologischen Untersuchungen geben CHEVALLIER *et al.* (1985), eine Zusammenschau der zentralen Ergebnisse des von 1976-1980 laufenden Forschungsprojektes geben CLAUDE *et al.* (1991).

Mit einer Bevölkerungsdichte von 10,6 (Oudalan) bzw. 17,0 (Seno) Ew/km² (INSD 1989) gehört der Sahel Burkina Fasos zu den am wenigsten dicht besiedelten Regionen des Landes. Die ökonomische Grundlage der Bevölkerung ist zum einen die Viehzucht, die von z. T. nomadisch lebenden Bevölkerungsgruppen in der gesamten Region betrieben wird. Daneben dominiert innerhalb der Altdünen der Hirseanbau im Regengefeldbau.

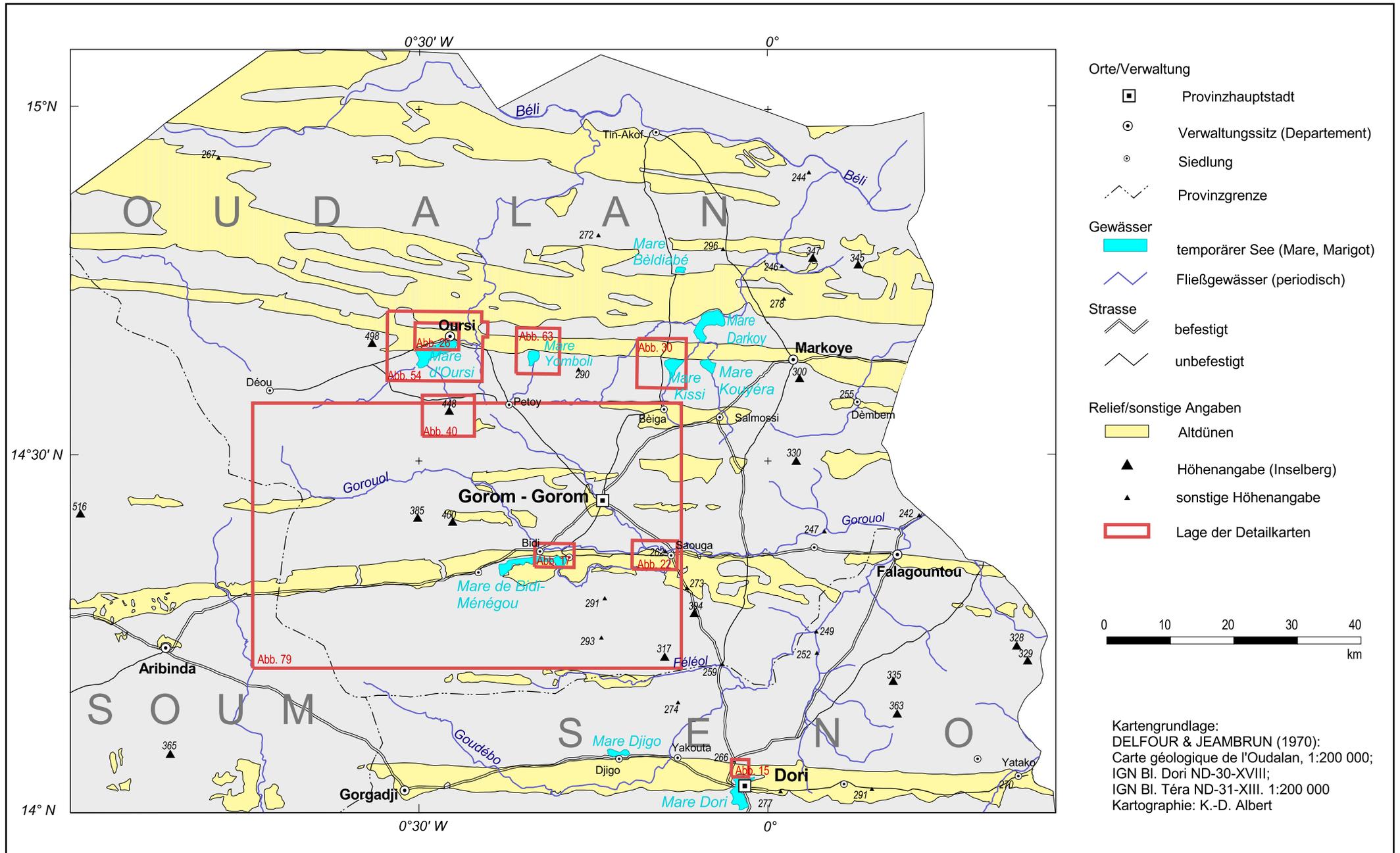


Abb. 2 Karte der Untersuchungsregion in NE-Burkina Faso.

Beide Landnutzungsformen tragen erheblich zur aktuellen Landschaftsveränderung bei und stehen im Fokus zahlreicher Untersuchungen zur Landdegradation und Desertifikation. Dabei kommen vermehrt Fernerkundungsmethoden zum Einsatz. So untersucht KRINGS (1980) den Nutzungswandel auch mit Hilfe von Luftbilddauswertungen. REENBERG & RASMUSSEN (1990) dokumentieren die Ausweitung des Feldbaus in ausgewählten Gebieten durch satelliten- und luftbildgestützte Untersuchungen. Mit Hilfe multitemporaler Luftbilddauswertung (1955/1974/1981) und Satellitenbildklassifizierung (SPOT 1989 und 1990) ausgewählter Testgebiete, vorwiegend auf Altdünen, wird von LINDQVIST & TENGBERG (1993) der gravierende Vegetationsrückgang erfasst. Jüngere Untersuchungen zur aktuellen Vegetationsdynamik auf stark degradierten Altdünen zeigen dagegen eine gewisse Reegradation der Pflanzendecke (RASMUSSEN *et al.* 2001). Untersuchungen zur Vegetationsdegradation der Baumschicht liegen von LYKKE *et al.* (1999) vor. Zahlreiche Untersuchungsergebnisse zur Landnutzung in der Sahelzone und den natürlichen wie sozio-ökonomischen Rahmenbedingungen wurden von der dänischen SEREIN (*Sahel-Sudan Environmental Research Initiative*) erarbeitet, detaillierte Untersuchungen wurden vor allem in der Region Bidi und Yomboli durchgeführt. Eine Zusammenschau der zentralen Ergebnisse und umfangreiche Literaturverweise dazu gibt REENBERG (1998, 1999a; zum interdisziplinären methodischen Ansatz der SEREIN vgl. MARCUSSEN & REENBERG 1999). Fernerkundungsgestützte Kartierung von Bodeneinheiten und Veränderungen der Vegetation im Einzugsgebiet des Gorouol liegen von KAPPAS & WANDELT (1996) und KAPPAS (1997) vor. Die Zusammenhänge zwischen Boden und Vegetation auf den Altdünen beschreiben ALBERT & KÜPPERS (2001). Von BESLER & PFEIFFER (1992) liegt eine Detailstudie über die Morphodynamik des reaktivierten Altdünenabschnitts bei Oursi vor. Die bisherigen Ergebnisse zu den Fragestellungen des SFB-Forschungsschwerpunktes sind bei ALBERT & KAHLHEBER (2001) dokumentiert. Die Kenntnisse der Siedlungs- und Nutzungsgeschichte der Region resultieren aus zahlreichen archäologisch-archäobotanischen Grabungen, die im Rahmen des SFB 268 durchgeführt wurden (ALBERT *et al.* 2001, BREUNIG & NEUMANN 1999, HALLIER 1998, 1999, 2001, HALLIER & PETIT 2000, 2001, KAHLHEBER 1999, KAHLHEBER *et al.* 2001, NEUMANN 1999, NEUMANN *et al.* 1998, 2001, PELZER & MAGNAVITA SANTOS 2001, VOGELSANG 1995, 1996, 1997, 2000, VOGELSANG *et al.* 1999).

1.3 Fragestellung

Der für die jüngere Landschafts- und Siedlungsgeschichte relevante Zeitraum vom Spätpleistozän bis in die Gegenwart lässt sich in mehrere Abschnitte untergliedern, die jeweils eine charakteristische Merkmalskombination (geomorphologisch, klimatisch, kulturhistorisch) aufweisen. Vereinfacht werden fünf chronologische Abschnitte ausgewiesen (Abb. 3), die nachfolgend kurz charakterisiert werden. Ergänzend werden die offenen Fragen bezüglich der jeweiligen Implikationen auf die Landschaftsveränderung kurz skizziert.

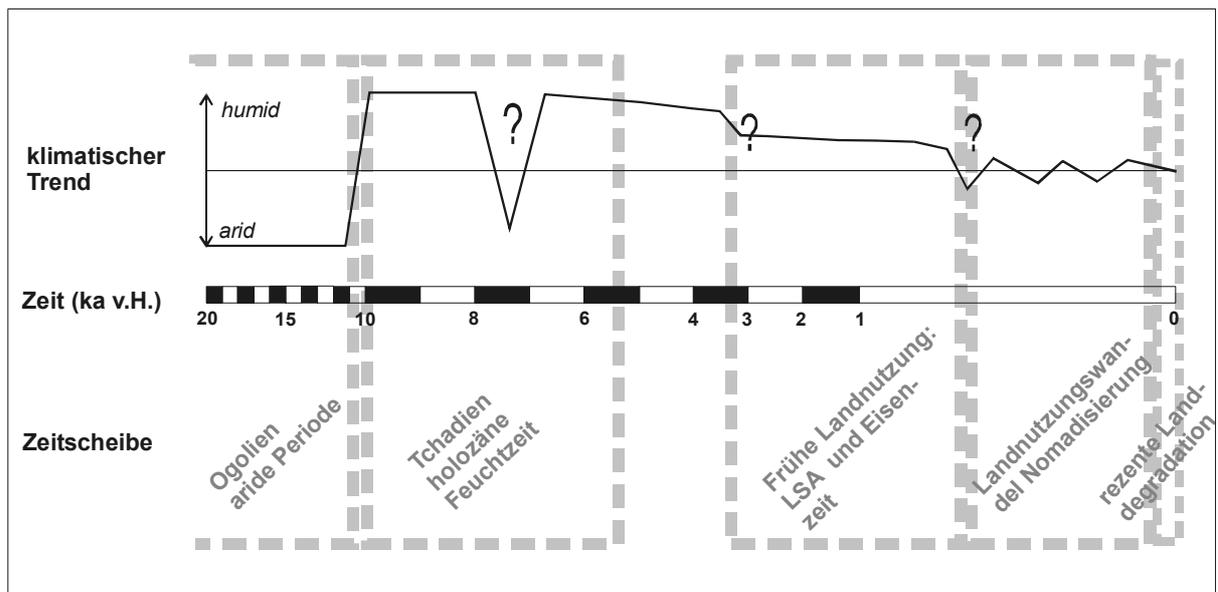


Abb. 3 Landschaftsentwicklung und kulturhistorische Zeiträume in NE-Burkina Faso und ihre Beziehung zu klimatischen Trends und vermuteten Klimaschwankungen der letzten 20000 Jahre nach verschiedenen Quellen.

1.3.1 Die spätpleistozäne Reliefentwicklung

Dieser Zeitraum umfasst die letztkaltzeitliche aride Periode (Ogolien), deren morphologisches Kennzeichen in erster Linie die intensive Dünengenerese ist. Die nahezu zonale Verbreitung der Altdünengebiete erlaubt es, diese als ein charakteristisches Reliefmerkmal des sahelischen Naturraums insgesamt anzusehen. Entsprechend zahlreich sind auch die Untersuchungen zur Relief- und Bodengenerese der Altdünenlandschaften mit paläoklimatischer Zielsetzung (vgl. Kap. 3.1). Zu den offenen Fragen der Geomorphogenese des Altdünenreliefs (Dünenzüge) zählt die Genese des Sekundärdünenmusters auf den Dünenzügen sowie die zeitliche Stellung dieser Reliefgenerese. Es ist zu überprüfen, ob das Sekundärdünenmuster als ‚Dünengeneration‘ spätpleistozänen Ursprungs ist oder Folge einer holozänen ariden Periode, oder gar durch jüngeren *human impact* induziert wurde.

Die in der Geomorphologie kontrovers diskutierte atmosphärischen und bodennahen Prozesse zur Genese von makroskaligen Längsdünen (Draa) werden in dieser Arbeit nicht untersucht. Die starke holozäne Überprägung des Dünenreliefs und -substrats lässt die sahelischen Dünen als ungeeignetes Objekt erscheinen, bisher umstrittene Theorien der Draagenerese zu verfolgen (z. B. BAGNOLD 1954, BESLER 1987, 1992, LANCASTER 1983, LIVINGSTONE 1988, STENGEL 1992, TSOAR 1983, vgl. Kap. 3.4).

1.3.2 Die Landschaftsentwicklung im Früh- bis Mittelholozän.

Die früh- bis mittelholozäne Landschaftsentwicklung ist als „natürlich“ anzusehen, da ein maßgeblicher und nachhaltiger Einfluss des Menschen durch Siedlung und Landnutzung nach bisherigem archäologischen Kenntnisstand (BREUNIG & NEUMANN 1999) ausgeschlossen werden kann. Geomorphologisch und sedimentologisch ist dieser Zeitraum

durch die Veränderung des Dünenreliefs, die Entwicklung der Dünenböden sowie durch den Beginn der fluvial-limnischen Sedimentation in den endorheischen Becken und die Entstehung der *Mares* repräsentiert:

- Mit den zunehmenden Niederschlagsereignissen zu Beginn der frühholozänen Feuchzeit (Tchadien) änderte sich das morphodynamische Prozessgefüge. Während eines Übergangszeitraums – bis zur Etablierung einer schützenden Vegetationsdecke –, ist verstärkter Oberflächenabfluss und Bodenabtrag in Betracht zu ziehen. Die Intensität der Morphodynamik ist nur schwer abschätzbar, da der Zeitraum der Vegetationssukzession unbekannt ist und die hohe Infiltrationskapazität der zunächst unverfestigten Sande der Abtragung entgegen wirkte.
- In den Randbereichen der Dünenzüge führte die Abriegelung zahlreicher Gerinnebetten durch die äolischen Sedimente zur Entstehung der meist endorheischen flachen Seen im Stau der Sandmassen.
- Mit dem Wandel von ariden zu tropisch wechselfeuchten Klimabedingungen setzte Bodenbildung ein. Diese führte zur Weiterbildung reliktsicher Böden auf den Glacis und in älteren äolischen Sedimentdecken einerseits, und zu initialer Pedogenese auf frischem Lockersediment (äolische Sande) andererseits.

Aus dem gravierenden Klimawandel zu Beginn des Holozän und den oben skizzierten Konsequenzen auf den Naturraum leiten sich einige Fragen ab, die für das Verständnis der Landschaftsentwicklung von entscheidender Bedeutung sind:

- Gibt es Hinweise (Archive) auf die frühholozäne Geomorphodynamik und inwieweit lassen sich Rückschlüsse darauf aus den Beobachtungen zur aktuellen Geomorphodynamik der Altdünenlandschaft ziehen?
- Welches waren die dominierenden pedogenetischen Prozesse in den Dünenanden und inwieweit unterschieden sich die Prozessintensitäten in Abhängigkeit von den unterschiedlichen edaphischen Bedingungen (z. B. Gründigkeit, Wasserhaushalt, Reliefposition etc.)?
- Lässt sich die häufig vorgenommene Ausweisung von Altdünengenerationen anhand der Verwitterungsintensität und der Reliefmerkmale in der Region nachvollziehen?
- Inwieweit lassen sich die aus den Sedimenten der Mares ableitbaren paläoökologischen Befunde mit der holozänen Entwicklung der Altdünenlandschaft vergleichen?

Bezüglich der holozänen Klimaentwicklung und der Genese des Sekundärdünenmusters auf den Dünenzügen stellt sich die Frage nach einem möglichen ariden Einschnitt im Früh- bis Mittelholozän: Aus dem westafrikanischen Raum liegen Hinweise für einen kurzfristigen Klimawandel vor, vielfach wird ein arider Einschnitt von einigen hundert Jahren zwischen 7000 und 8000 BP postuliert (z. B. MICHEL 1977, COUREL 1977, SERVANT 1983, GASSE *et al.* 1990, HEINE 2002). Relief und Böden der Dünen in NE-Burkina Faso liefern ebenfalls Indizien dafür, wohingegen die Sedimente, Pollen und Diatomeen des Mare d'Oursi eher auf einen gleichförmigen Verlauf des früh- bis mittelholozänen Klimas verweisen (BALLOUCHE & NEUMANN 1995a, KAHLHEBER *et al.* 2001: 158).

1.3.3 Die holozänen Besiedlungsphasen

Ausweislich archäologischer Befunde begann die Besiedlung der Altdünenlandschaften vor etwa 3000-4000 Jahren durch zunächst in ihrer natürlichen Umwelt noch kaum in Erscheinung tretende Jäger und Sammler (VOGELSANG 2000). Einen ersten Höhepunkt der Besiedlung und Landnutzung erlebte die Region während der sogenannten eisenzeitlichen Besiedlungsphase, die etwa ab der Zeitenwende einsetzte und mindestens bis in das 14. Jh. n. Chr. reichte. Dieser Zeitraum ist durch zahlreiche Siedlungsreste (Siedlungshügel) und Spuren der Eisenverhüttung belegt. Die archäologischen und archäobotanischen Befunde zur westafrikanischen Eisenzeit, die vom Ende des letzten vorchristlichen Jahrtausends bis in das 14. Jh. AD dauerte, belegen den Hirseanbau als wichtigste Ernährungsgrundlage der sesshaften Bevölkerung (KAHLHEBER 1999, NEUMANN *et al.* 1998, 2001). Die räumliche Verteilung der eisenzeitlichen Siedlungen entspricht dem heutigen Siedlungsmuster. Damals wie heute liegen die Siedlungen überwiegend im Bereich der Altdünenzüge in der Nähe von Wasserläufen und den *Mares*, und somit in unmittelbarer Nähe oder innerhalb der Landschaftseinheiten, die eine ausreichende Wasserversorgung garantieren und den Feldbau ermöglichen (vgl. Abb. 2 bei ALBERT *et al.* 2001, VOGELSANG *et al.* 1999).

Aus geomorphologischer Sicht stellt sich die Frage nach den Auswirkungen des Feldbaus und der intensiveren Siedlungstätigkeit auf die genutzten Flächen und Böden: War die Landnutzung während der Eisenzeit so intensiv, dass sich Spuren dieses frühen *human impact*, etwa in Form von Bodensedimenten, nachweisen lassen? Offen ist zudem der Verlauf des Klimas zu Beginn dieses Abschnitts. So wird die Änderung des Pollenspektrums aus den Sedimenten des Mare d'Oursi um 3000 BP einmal mit einer anthropogen induzierten Veränderung der Vegetationszusammensetzung in Verbindung gebracht (NEUMANN & BALLOUCHE 1995), in jüngerer Zeit aber auch als Klimasignal für zunehmende Trockenheit diskutiert (KAHLHEBER *et al.* 2001).

1.3.4 Der Übergang zur heutigen Situation

Nach dem Ende der Siedlungshügelepoche ist die Landnutzungsgeschichte ab dem 15. Jh. durch einen auffälligen Nutzungswandel vom Feldbau zur Weidewirtschaft gekennzeichnet. Die genauen Ursachen für den frühen Siedlungs- und Nutzungswandel sind unbekannt. Er fällt jedoch in eine Zeit gravierender politischer Umwälzungen im Großraum südlich des Nigerbogens (vgl. PELZER *et al.* im Druck). Im 20. Jh. haben die feldbaulich genutzten Flächen wieder zugenommen und bis heute eine Ausdehnung erfahren, die wohl in der langen Nutzungsgeschichte des Raumes einmalig sein dürfte (z. B. KRINGS 1980, REENBERG 1999b).

Im Hinblick auf die jüngere Landschaftsgeschichte stellt sich die Frage nach der Intensität und Bedeutung der Klimaentwicklung auf die Siedlungs- und Nutzungsgeschichte der letzten 500 Jahre. Zudem stellt sich die Frage nach den Auswirkungen des Nutzungswandels seinerseits auf Boden und Relief der Altdünenlandschaft. Auf diesen Zeitraum bezieht sich auch die kleinräumige Untersuchung zur Reliefentwicklung der eisenzeitlichen Sied-

lungshügel (Kap. 5). Hier steht die Weiterbildung des Hügelreliefs nach dem Auflösen der Siedlungen im Vordergrund.

1.3.5 Die aktuelle Geomorphodynamik

Die Mechanismen des aktuellen Landschaftswandels in der Sahelzone werden allgemein unter die Begriffe Landdegradation bzw. Desertifikation als deren Sonderform in semi-ariden bis subhumiden Klimaten subsummiert. Ausgangspunkt ist die Feststellung, dass Eingriffe des Menschen die natürlichen Prozesse stark beeinflusst haben und weite Bereiche labil geworden sind und degradiert werden (z. B. MENSCHING 1980, 1990). Auf die Darstellung der umfangreichen Literatur zur teils kontroversen Begriffsbestimmung und den unterschiedlichen Abgrenzungen von Desertifikation wird hier verzichtet. Diesbezüglich sei auf die ausführliche Diskussion in RIES (2000a) und für die Sahelzone auf ALBERT *et al.* (im Druck) und RASMUSSEN (1999) verwiesen.

Es ist zu beachten, dass ein natürliches Ökosystem „Sahelzone“ nicht mehr existiert und dessen Anpassungsgrad an klimatische Schwankungen kaum erfasst werden kann. Das betrifft vor allem die von der hohen Niederschlagsvariabilität gesteuerten annuellen und interannuellen Schwankungen der natürlichen Geomorphodynamik. Aufgrund des starken *human impact* sind nahezu alle ablaufenden Prozesse als quasinatürlich zu betrachten.

Im Mittelpunkt der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen zur aktuellen Geomorphodynamik steht die standort- und nutzungsabhängige Bodenerosion im Bereich der Altdünen sowie die Art und die saisonale Dynamik der Erosionsprozesse. Neben den äolischen Prozessen, deren Dynamik und Folgen zu den klassischen Themen medial vermittelter Desertifikationsforschung in Altdünenlandschaften gehören, liegt das Hauptaugenmerk auf der Untersuchung fluvialer Prozesse. Es stellt sich die Frage, wie die durch Feldbau und Beweidung veränderten Bodenoberflächen und Böden einerseits Infiltration und Oberflächenabflussbildung beeinflussen und andererseits auf das durch Oberflächenabfluss initiierte Abtragungsgeschehen reagieren.

1.4 Methoden

1.4.1 Archive zur Rekonstruktion der Klima-, Boden- und Reliefentwicklung

Zur Rekonstruktion der spätpleistozänen und holozänen Landschaftsentwicklung – hier vor allem im Hinblick auf die Pedosphäre und Geomorphosphäre verstanden – ist das Wissen um den klimatischen Wandel dieses Zeitraums eine wichtige Voraussetzung. Bezüglich der Sahelzone NE-Burkina Faso kann auf unterschiedliche Archive zurückgegriffen werden, die jeweils charakteristische (paläoklimatische) Informationen liefern, aber auch ihre Grenzen und Schwächen haben. Sie lassen sich grob in vier Gruppen zusammenfassen:

1. Landschaftselemente (Reliefformen, Verwitterungsbildungen) die aufgrund ihres Vorkommens paläoklimatisch interpretierbar sind, da zu ihrer Bildung spezifische Klimabe-

dingungen notwendig sind (z. B. Binnendünen, Bodenbildungen, Lateritkrusten). Der Nachteil dieser Archive ist, dass sie i. d. R. keinen absolutzeitlichen Bezug erlauben.

2. Substrate mit der Möglichkeit zur absolutzeitlichen Auflösung (z. B. äolische Sedimente, Seesedimente mit ausreichend organischer Substanz), die allerdings nur dann gesicherte paläoklimatische Aussagen erlauben, wenn ihre charakteristischen geomorphologischen oder paläoökologischen Bezüge mit erfasst werden. Die Kombination der unter Punkt 1 genannten Dünen mit der Datierungsmöglichkeit äolischer Sedimente, scheint daher nahezu ideal zu sein. Der Altersvergleich ist allerdings problematisch: Während Lumineszenzalter Kalenderjahre sind, müssen ^{14}C -Alter zum Vergleich kalibriert sein. Aus Literaturangaben – häufig in zusammenfassenden Schriften und bei älteren Datierungen – kann mitunter nicht nachvollzogen werden, ob es sich um kalibrierte oder unkalibrierte Jahreszahlen handelt (vgl. GEYH 1995, GASSE 2000: 190).

3. Archive, die paläoökologisch relevante Informationen liefern, die ihrerseits klimatisch interpretierbar sind oder sogar ohne den "klimatischen Umweg" spezifische Aussagen zur Landschaftsentwicklung ermöglichen (z. B. Pollenanalysen zur Rekonstruktion der Vegetationsgeschichte, Diatomeen zur Rekonstruktion limnischer Ökosysteme). In diese Kategorie fallen auch archäologische und archäobotanische Befunde zur Siedlungs- und Nutzungsgeschichte, die sich z.T. direkt landschaftsgeschichtlich interpretieren lassen (z. B. der Nachweis von Feldbau als Indikator für Bodenerosion).

4. Historische Quellen, deren Inhalte sich paläoklimatisch interpretieren lassen, und die über eine hohe absolutzeitliche Genauigkeit verfügen. Nachteil dieser Quellen ist, dass sie ohne genaue Kenntnisse des kulturhistorischen Kontextes leicht zu Fehlinterpretationen führen, da sie in der Regel keine direkten Angaben zur klimatischen Situation während einer bestimmten Zeit beinhalten. Typische Klimaindikatoren sind Aufzeichnungen über Hungersnöte, Ernteerträge und Feldfrüchte oder Berichte von Überschwemmungen, Wüstungen sowie Landschaftsbeschreibungen. Die Schwierigkeit bei der Auswertung solcher Quellen besteht darin, klimatische von anderen Ursachen zu unterscheiden. Aufzeichnungen über Hungersnöte können beispielsweise klimatische Ursachen haben, aber ebenso gut die Folge von Ernteaussfällen durch Kriege oder Schädlingsbefall sein (vgl. WEBB 1995).

Neben Archiven mit direktem regionalen Bezug können Bezugnahmen zu Ergebnissen aus benachbarten Regionen bzw. überregionale Bezüge weitere landschafts- oder klimageschichtliche Informationen liefern. Sofern es sich um Räume mit prinzipiell gleichartiger Naturraumausstattung bzw. vergleichbarer klimatischer Zonalität handelt, können Bezüge mit ausreichender Sicherheit hergestellt werden. In jüngerer Zeit, mit zunehmender Datenfülle und der im Rahmen der ‚Global Change‘-Forschung etablierten und favorisierten „globalen Sichtweise“ in der Paläoumweltforschung, werden vermehrt Bezüge zwischen den vergleichsweise Klimaarchiv armen Tropen und den chronologisch hochauflösenden quartären Klimaarchiven der Außertropen hergestellt. Erlaubten Korrelationen zu überregionalen klimatischen Bedingungen zuvor nur sehr grobe Aussagen über langfristige und extreme Tendenzen eines klimatischen Wandels, so werden nun auch kurzfristig wirksame *events* global korreliert (vgl. HEINE 2002).

Zur Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte der Sahelzone genügen Paläoklima-Informationen alleine nicht. Problematisch ist die Abgrenzung von „ariden“ und „humiden“ Zeiträumen, die meistens nur relativ ist und sich auf den Unterschied zu vorangegangenen oder nachfolgenden Zeiträumen bezieht; z. B. die gegenüber dem Mittelholozän „humidere“ Feuchtperiode im Frühholozän. Die Intensität der jeweils postulierten Humidität und Aridität ist indessen kaum fassbar, und entsprechend schwierig stellt sich die genaue Rekonstruktion des jeweiligen Landschaftshaushalts dar, vor allem wenn es sich nicht um die großen zyklischen Klimaperioden handelt, sondern um kurzfristige, weniger ausgeprägte Schwankungen innerhalb dieser Zeiträume.

Für die Boden- und Reliefentwicklung sind daher prozessmorphologische Überlegungen wichtig, die der Frage nach der geomorphodynamischen Aktivität oder Stabilität in den untersuchten Zeiträumen nachgehen. Diese wird umso notwendiger, je mehr die zunächst klimatisch gesteuerte Boden- und Reliefentwicklung im Verlauf des jüngeren Holozän von den Folgen des wirtschaftenden Menschen überlagert wird. Daher ist die Kenntnis der Siedlungs- und Nutzungsgeschichte für die Rekonstruktion einer Kulturlandschaft von zentraler Bedeutung.

Zur Erfassung der aktuellen Geomorphodynamik (vor allem Bodenerosion) der Untersuchungsregion, vorwiegend der Altdünenlandschaft, werden folgende methodische Ansätze verfolgt:

- Qualitative und quantitative Erfassung der standörtlichen Eigenschaften ausgewählter Testflächen entlang exemplarischer Altdünen transekte; insbesondere Oberflächenstruktur, Oberflächenabflussbildung, Textur, Infiltrationsrate, Vegetationsbedeckung und Landnutzung.
- Quantitative Erfassung linearer Erosionsprozesse mit Hilfe eines großmaßstäbigen Luftbildmonitorings und durch Auswertung konventioneller Luftbilder.
- Qualitative Erfassung äolischer Prozesse aus Geländebeobachtungen und semi-quantitative Erfassung äolisch aktiver Abschnitte des Dünentop durch Auswertung konventioneller Luftbilder.

Im Hinblick auf die Landschaftsgeschichte (hier vor allem Relief und Boden) der Altdünen steht die Auswertung landschaftsgeschichtlicher Archive, d. h. die Frage nach dem geomorphogenetischen Informationsgehalt direkter (Böden und Relief) und indirekter (paläoklimatischer, vegetationsgeschichtlicher, siedlungs- und nutzungsgeschichtlicher) Quellen im Vordergrund:

- Aufnahme von Bodencatenen und Sedimentprofilen entlang ausgewählter Landschaftstransekte innerhalb der Dünenzüge und in deren Randbereichen.
- Aufnahme von Sedimentprofilen in den endorheischen Becken, vorwiegend in den dünenseitigen Randbereichen.
- Untersuchung von Böden und Relief in der Nachbarschaft von Siedlungshügelarealen, deren Besiedlung ausweislich archäologischer Ergebnisse in die eisenzeitliche Siedlungsepoche fallen.

- Aufnahme von Sedimentprofilen der Schutthänge eisenzeitlicher Siedlungsplätze. Als methodisches Problem erweist sich dabei die chronologische Zuordnung von Prozessfolgen, da die jeweils auftretenden Prozesse im Verlauf des Holozäns nur graduellen Variationen unterlagen und nie ein prinzipieller Wechsel des morphodynamischen Prozessgefüges stattfand, wie dies etwa beim Übergang Pleistozän-Holozän der Fall war. Physikalische Datierungen sind daher zur genaueren Erfassung des holozänen Landschaftswandels unabdingbar.

1.4.2 Geländeuntersuchungen

Der Schwerpunkt der Geländeuntersuchungen liegt auf den Landschaftseinheiten ‚Altdünenlandschaft‘ inklusive alter Siedlungsareale und ‚endorheische Becken‘, deren Sedimente, Böden und Relief mit konventionellen Methoden der Geomorphologie und der Bodenkunde untersucht wurden. Zur Erfassung aktueller geomorphologischer Prozesse wurden experimentelle Feldmethoden und hochauflösende Fernerkundungsmethoden angewandt.

Böden und Sedimente des oberflächennahen Untergrunds wurden durch Bohrungen (Pürkhauer-Bohrstock), Rammkernsondierungen und Profilgruben aufgeschlossen. Die Probenahme erfolgte in Form von Mischproben je ausgegliedertem Horizont bzw. je Schicht und mit Hilfe von Stechzylindern für die OSL-Datierungen.

Die Veränderungen linearer Erosionsformen wurden zunächst mit Hilfe einfacher Distanzmessungen erfasst. Nachfolgend wurden mehrere Gullies mit Hilfe eines großmaßstäbigen Luftbildmonitorings kartiert. In der vorliegenden Arbeit werden Ergebnisse der zweidimensionalen Auswertung von Gullies in der Altdünenlandschaft und auf den Fußflächen vorgestellt. Dreidimensionale Auswertungen zur Volumenbestimmung befinden sich in der Erprobungsphase; erste Ergebnisse dazu zeigen MARZOLFF *et al.* (im Druck). Für die Befliegungen in der Sahelzone, wo ständiger Wind weht, wurde ein Flug- und Aufnahmesystem entwickelt, das aus einem Drachen und einer ferngesteuerten Spiegelreflex-Kamera besteht (MARZOLFF *et al.* 2002). Als Fluggerät wurde ein 6 m² großer Rökkaku-Einleiner aus Drachennylon und Fiberglas-Gestänge eingesetzt. Die Kamera wird in einer Metallgondel befestigt und ist mittels einer Fernbedienung dreh- und schwenkbar. Die auf Rollen auf der Halteleine des Drachens laufende Gondel wird über eine unter dem Drachen befestigte Umlenkrolle mit einem Zugseil emporgezogen. Der Drachen wird je nach Geländesituation mit einem Erdanker im Boden oder mit einer Sicherheitsleine an einem Fahrzeug befestigt. Letzteres erlaubt die nachträgliche Positionierung der Kamera über dem Aufnahmeobjekt. Die Bildmaßstäbe variieren je nach Flughöhe und Brennweite der eingesetzten Objektive (28 mm und 50 mm) zwischen ca. 1:250 und 1:5000. Für die rechnergestützte Verarbeitung und Auswertung der Bilder werden diese mit 2200 dpi digitalisiert, woraus sich je nach Bildmaßstab Auflösungen zwischen 3 mm und 6 cm am Boden ergeben. Entzerrung, Referenzierung und Mosaikierung der Einzelbilder wurde mit Fernerkundungssoftware vorgenommen (ERDAS *Imagine*). Die Auswertung der Luftbildmosaike

erfolgte visuell am Bildschirm. Die multitemporale Auswertung (Verschneidung) wurde mit einem GIS vorgenommen (ESRI *ArcView*).

Die experimentelle Bestimmung des Oberflächenabflusses wurde mit Hilfe einer mobilen Kleinberegnungsanlage durchgeführt. Dabei wurden 30-minütige Niederschlagsereignisse mit einer Intensität von 40 mm/h simuliert. Die Beregnungsfläche ist durch einen in den Boden geschlagenen Stahlring mit 60 cm Durchmesser (0,28 m²) begrenzt. Eine detaillierte Methodenbeschreibung geben RIES, LANGER & REHBERG (2000).

Die Infiltrationsrate wurde mit einem Einringinfiltrometer nach HILLS (1970) bestimmt, wobei die standardisierte Überstauhöhe von 50 mm durch ein schwimmergeregeltes Kugelventil gesteuert wird (Modifikation nach LINK 1999). Die gegenüber dem Doppelringinfiltrometer erhöhten Messwerte aufgrund lateraler Wasserbewegung wurden mit Hilfe der Korrekturformel von TRICKER (1978) angepasst. Eine ausführliche Methodenbeschreibung gibt LINK (1999). Dank der standardisierten Messverfahren ermöglichen beide Methoden Vergleiche zwischen unterschiedlichen Standorten bzw. Oberflächentypen und Substraten (vgl. CASENAVE & VALENTIN 1989: 14-16).

Zur Erfassung der geographischen Position und zur Einbindung der Geländeinformation in ein geographisches Informationssystem wurden die Koordinaten der Untersuchungsstandorte mit einem GPS-Empfänger bestimmt (Garmin GPS II). Seit der Aufhebung des künstlichen Fehlersignals im Frühjahr 2000 durch die US-Army, den Betreiber des Systems, kann eine hohe Lagegenauigkeit erreicht werden. GPS-Messungen von vor 2000 weichen im Vergleich zu den neueren Messungen deutlich ab; vereinzelt um mehrere hundert Meter.

1.4.3 Laboruntersuchungen

Die physikalischen und chemischen Untersuchungen der Boden- und Sedimentproben erfolgten nach den aufgeführten Verfahren im Labor des Instituts für Physische Geographie in Frankfurt:

- Die Korngrößenverteilung der Sandfraktion wurde gemäß DIN 19683 Teil 1 (1973) durch Nasssiebung bestimmt. Zur besseren Differenzierung der Sande wurde die Nasssiebung bei ausgewählten Proben um die Fraktionen <355 µm und <112 µm erweitert. Die Schluff- und Tonfraktion wurden mit der Köhn-Pipette ermittelt (DIN 19683 Teil 2: 1973). Im Gelände erfolgte die Bestimmung der Bodenart mittels der Fingerprobe (AG BODEN 1994: 137).
- Der pH-Wert wurde nach DIN 19684 (1977a) elektrometrisch in 0,1N KCl mit einer Glaselektrode am Digitalmultimeter (DIGI 610E, WTW) gemessen.
- Die pedogenen Oxide (Eisen- und Mangan- und Aluminiumoxide) wurden nach der Methode von MEHRA & JACKSON (1960) für den dithionitlöslichen Anteil und gemäß DIN 19684 (1977b) für den oxalatlöslichen Anteil bestimmt.
- Bei Proben mit geringem Anteil an organischer Substanz erfolgte deren Bestimmung durch Multiplikation des Kohlenstoffgehalts mit dem konventionellen Faktor 1,724 (SCHLICHTING *et al.* 1995: 160). Der Kohlenstoff wurde durch Verbrennung von 0,30 g

- Probenmaterial mit Sauerstoff in einem Induktionsofen der Firma LECO unter Verwendung von Kupfer zur Beschleunigung bestimmt. Bei stärker humosem Substrat erfolgte die Bestimmung durch nasse Veraschung mit H_2SO_4 nach RIEHM & ULRICH (1954) und quantitativer kolorimetrischer Messung mittels Spektralphotometer.
- Der Kalkgehalt wurde mit 10 %-iger Salzsäure im Gelände ermittelt. Bei kalkhaltigen Proben erfolgte eine Bestimmung des Kalkgehalts gasvolumetrisch nach ‚Scheibler‘ (SCHLICHTING *et al.* 1995: 145-146).
 - Die Benennung der Bodenfarben folgt den MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1992). Die Bodenfarben wurden entsprechend der dominierenden Situation im Gelände an trockenem Substrat bestimmt und erscheinen daher heller mit gegenüber feuchtem Substrat gedämpfter ausfallendem Farbwert (*hue*). Für fluvial-limnische Sedimente wurde die trockene und die feuchte Farbe bestimmt.
 - Die pflanzenverfügbaren Nährstoffe Phosphor (P_2O_5) und Kalium (K_2O) wurden nach SCHÜLLER (1969) bestimmt.
 - Die Gesamtstickstoffbestimmung (N_{ges} in %) erfolgte nach DIN 19684 (1977c) mit der Aufschlussapparatur BÜCHI 32.
 - Die Kationenaustauschkapazität wurde nach DIN 19684 (1977d) bestimmt (Methode nach Mehlich).
 - Die Bestimmung des Gesamteisens (Fe_2O_3) und Aluminiums (Al_2O_3) erfolgte durch Aufschluss mit Königswasser und Messung am Flammen-AAS (SCHLICHTING *et al.* 1995: 138), die des Siliziumdioxids (SiO_2) durch Aufschluss mit Kaliumhydroxid und Messung am Flammen-AAS (HERRMANN 1975).
 - Die Bestimmung des Gesamtphosphats erfolgte nach BLECK (1976) kolorimetrisch mit Molybdat-Vanadat nach Zerstörung der organischen Substanz und Aufschluss in HNO_3 . Die verwitterbaren K-, Ca- und Mg-Minerale wurden aus der HNO_3 -Lösung am Flammen-AAS bestimmt (SCHLICHTING *et al.* 1995: 138-139).

Die OSL-Datierungen wurden an der „Forschungsstelle für Archäometrie“ der Heidelberger Akademie der Wissenschaften vorgenommen. Auf die Möglichkeit der Datierung von Sedimenten mit OSL wurde erstmals von HUNTLEY *et al.* (1985) hingewiesen; die methodischen und physikalischen Grundlagen beschreiben SPOONER (1994) und SMITH *et al.* (1990b). Aufgrund der raschen Nullstellung (optische Bleichung) des OSL-Signals – zehn Sekunden Belichtung durch helles Tageslicht sind ausreichend (GODFREY-SMITH *et al.* 1988: 374) – eignet sich die Methode zur Erfassung von schnell ablaufenden bzw. kurzfristigen Umlagerungsvorgängen. Für die Altersbestimmung äolischer Sedimente ist die OSL-Datierung mittlerweile zur Standardmethode geworden (LANG 1996: 4-6, WINTLE 1993, SMITH *et al.* 1990 a: 26-27). Die zur Datierung notwendigen physikalischen Größen sind die Äquivalenzdosis (ED), die vereinfacht ausgedrückt der Energiemenge entspricht, die seit der letzten „Nullstellung“ akkumuliert wurde, und die effektive Dosisleistung (DL) als Maß für die Energiedosis, die das Sediment seit seiner Ablagerung pro Zeiteinheit empfangen hat (ausgedrückt in Gy/ka). Letztere gibt der Äquivalenzdosis den zeitlichen Maßstab (LANG 1996: 19). Das mit OSL gewonnene Alter einer Sediments repräsentiert

den Zeitpunkt der letzten Bestrahlung durch Sonnenlicht, also der Überdeckung durch jüngere Sedimente, und ist daher als Mindestalter des datierten Sediments und als Maximalalter des Hangenden zu interpretieren. Der Einfluss des Bodenwassers auf die Datierung kann nur ungefähr berücksichtigt werden, da von starken Schwankungen während der Regenzeiten und während feuchterer Perioden im Holozän auszugehen ist. Der aktuelle Wassergehalt der Proben betrug <2 Gew.-%. Prinzipiell gilt, dass mit zunehmendem Wassergehalt die effektive Dosisleistung, die das Mineralkorn erreicht, reduziert wird (AITKEN 1985).

Die Darstellung der Ergebnisse bodenkundlicher Parameter in Tabellen und Grafiken erfolgt nach AG BODEN (1994). Abweichend wird die dort nicht mehr aufgenommene Kurzschreibweise ‚oM‘ (äolisches Kolluvium) für jüngere Flugsanddecken beibehalten, um die in der Altdünenlandschaft wichtige Differenzierung zwischen diesen und den durch Oberflächenabfluss verlagerten Bodensedimenten kenntlich zu machen. Die Benennung der Bodentypen folgt in Anlehnung an die in den Tropen weit verbreitete Bodenklassifikation der FAO (1990, 1998) und in einigen Fällen – vor allem zu Literaturvergleichen und bei Bezugnahmen auf die Bodenkarten der Region – nach der in Westafrika gebräuchlichen französischen Klassifikation (vgl. AUBERT 1963, 1965, DUCHAUFOR 1988). Parallelisierung der Bodentypen sind wegen der unterschiedlichen systematischen Ansätze und der unterschiedlichen Differenzierungsgrade der Bodengliederungen immer nur ungefähr möglich, zumal beide Bodenklassifikationen mehrfach revidiert wurden.

Nach einem allgemeinen Überblick über die naturräumlichen Gegebenheiten des Untersuchungsraums (Kapitel 2) und der Altdünenlandschaften im besonderen (Kapitel 3) werden in den Kapiteln 4-7 die Untersuchungsergebnisse vorgestellt. Im 4. Kapitel werden die Ergebnisse zur Relief- und Bodenentwicklung sowie zur absolutzeitlichen Alterstellung der Altdünengebiete dargelegt. Im 5. Kapitel werden die Untersuchungen zur aktuellen Geomorphodynamik eines eisenzeitlichen Siedlungsareals vorgestellt und deren Implikationen für die Reliefentwicklung dieser kleinräumigen Kulturlandschaftseinheit diskutiert. Im 6. Kapitel wird auf die den Altdünengebieten angegliederten endorheischen Becken (*Mares*) und deren Randbereiche eingegangen. Den Abschluss des Ergebnisteils (Kap. 7) bilden die Untersuchungen zur aktuellen Geomorphodynamik. Am Schluss der Arbeit (8. Kapitel) steht die Zusammenschau der spätpleistozänen und holozänen Landschaftsgeschichte der Region in chronologischer Folge entsprechend der eingangs erwähnten Zeitscheiben.

2 Geographische Grundzüge der Region

2.1 Geologischer Bau und Grundzüge der Klima- und Reliefentwicklung

2.1.1 Der kristalline Sockel

NE-Burkina Faso liegt am nördlichen Rand des schwach nach Norden einfallenden Mossi-Sockels, einem Teil des tektonisch stabilen westafrikanischen Kratons, der sich aus Gesteinen des Archaikums (Präkambrium D) und des Unteren Proterozoikums (Präkambrium C) zusammensetzt (BESSOLES 1983, BLACK & FABRE 1983, CAHEN *et al.* 1984; zur Gliederung des Präkambriums in Westafrika vgl. FABRE 1983: 357-358).

In NE-Burkina Faso dominieren Granite (*Granites calco-alkaline*) des unteren Präkambriums (Ante-Birrimien) (Abb. 4). Daneben sind Ortho-Amphibolite und Orthogneise vertreten, die durch Migmatisation aus vulkanischem Gestein der *Sikiday*-Formation hervorgegangen sind, sowie granitisierte Sedimente der *Gouba*-Formation. Das Alter des Sockels beträgt 2,7 Ga. Die mesozonale Metamorphose des Sockels erfolgte während der Birrimien-Orogenese (2,03-1,83 Ga) (DELFOUR & JEAMBRUN 1970: 8). Östlich und westlich des kristallinen Sockels schließen sich die schwach metamorphen Abtragungssedimente und Vulkanite der Birrimien-Orogenese an: östlich der Linie Markoy-Yakouta vorwiegend Quarzite des oberen Birrimien (*Molasse Tarkwaienne*) und westlich von 0°45'W Schiefer, Quarzite und Vulkanite des unteren Birrimien (*Groupe de l'Oudalan*). Mit Ausnahme einiger Quarzite, die als Inselberge in Erscheinung treten, macht sich diese petrographische Vielfalt im heutigen Relief kaum bemerkbar. Im Zuge der orogenen Faltung und der tektonischen Beanspruchung drangen große Mengen Granit auf, sowohl im Bereich des kristallinen Kratons als auch in den Randbereichen. Nachfolgend wurde der Sockel von basischen Intrusionen durchdrungen (*roches vertes*), die nicht mehr metamorphisiert wurden. Diese grobkristallinen (vorwiegend Gabbros), z. T. porphyrischen Gesteine sind heute als Inselbergkomplexe herauspräpariert und bilden die höchsten Erhebungen der Region (z. B. Tin Edja 498 m ü. M. und Kolèl 448 m ü. M.) (DELFOUR & JEAMBRUN 1970).

Die Sedimente der infrakambrischen Transgression (Präkambrium A) vor etwa 1,3-1 Ga liegen dem kristallinen Sockel diskordant auf. Von den bis 8000 m mächtigen gefalteten und schwach metamorphisierten, epikontinentalen Sedimenten (*Série d'Ydouban*) sind nur die Basissedimente vertreten (Einheiten I und II, REICHELTE 1972: 46), die nördlich einer WSW-ENE verlaufenden Linie zwischen 14°40'N und 14°50'N einsetzen. Es überwiegen Kalke (z.T. Dolomite), quarzitisches Sandsteine und Tonschiefer, wobei die widerständigen Quarzite und Konglomerate heute als NW-SE streichende, 20-30 m hohe Hügelketten herauspräpariert sind (REICHELTE 1972: 158-161, 179; vgl. DEFOSSEZ 1962). Im Westen der Region wurde der kristalline Sockel von ausgedehnten Doleritgängen durchschlagen, die von DELFOUR & JEAMBRUN (1970) in das Präkambrium A gestellt werden, während HOTTIN & OUEDRAOGO (1975: 27) sie dem Perm zuordnen.

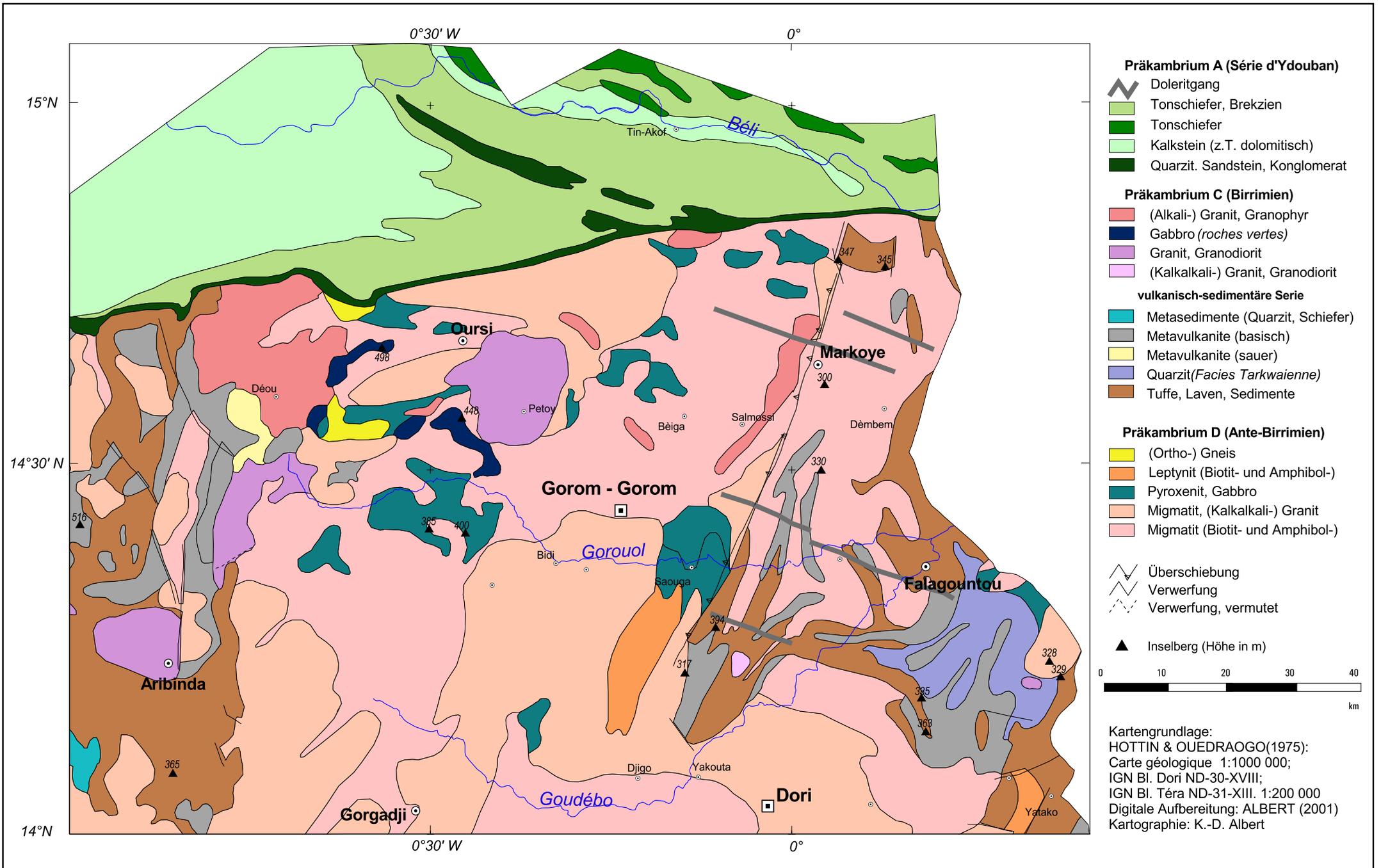


Abb. 4 Geologische Übersichtskarte von NE-Burkina Faso.

2.1.2 Präquartäre Flächenreste und Geotektonik

Aufgrund der durchweg festländischen Bedingungen während des Paläozoikums und des Mesozoikums unterlag der präkambrische Sockel sowie die benachbarten, gehobenen Sedimentbecken intensiver Abtragung. Weder die kretazischen (*Continental Intercalaire*) noch die tertiären (*Continental Terminal*) Transgressionen erreichten den Norden des heutigen Burkina Faso. Als Folge der über lange geologische Zeiträume andauernden Abtragung bei vergleichsweise geringer tektonischer Beanspruchung entstand eine Rumpfläachen-Inselberglandschaft bzw. Pediplain (ROHDENBURG 1971: 6; 1983: 419-420), wie sie für weite Teile Westafrikas typisch ist (SEMMELE 1991:37). Kennzeichnend sind weit gespannte Flächen geringer Neigung, die über Gesteine unterschiedlicher morphologischer Härte hinweggreifen (SEMMELE 1991: 36) und einer allmählichen Verschneidung in ihren flachen Wasserscheidenbereichen unterliegen. Bezüglich der unterschiedlichen Lehrmeinungen zur Flächengenesse in den Tropen sei auf die einschlägige Literatur verwiesen (z. B. BREMER 1989, BÜDEL 1981, ROHDENBURG 1971, WIRTHMANN 1987). In der Region überwiegen heute Flächenniveaus zwischen 240-320 m ü. M., die von vereinzelt Inselbergen und kleineren Inselbergketten überragt werden. Relief und Fazies der Verwitterungsbildungen dieser Inselberge variieren stark in Abhängigkeit vom Ausgangsgestein: Typisch für Granit-Inselberge sind Formen der Wollsackverwitterung (*chaos granitique, dos de baleine*), während die durch Exfoliation geprägten monolithischen Festgesteins-Inselberge seltener sind (z. B. Region Aribinda). Gabbro-Massive (z. B. Kolèl 448 m ü. M.) und Quarzite (z. B. Baliata 394 m ü. M.) sind als Blockinselberge mit konvex-konkaven Hängen verbreitet. Die Blöcke liegen allerdings nicht auf unverwittertem Ausgangsgestein. Das Substrat der Massive unter den Blöcken ist tiefgründig verwittert. JOLY *et al.* (1980: 19) beschreiben rotes, tonig-schluffiges Verwitterungsmaterial, das die Blöcke umschließt. An der Oberfläche können die Blöcke hangabwärts abkippen und in kleinere Blöcke und Steine zerfallen, nachdem das Feinmaterial ausgespült wurde. Zum Teil sind die Blöcke in eine verfestigte, feinere Matrix einzementiert (*ciment ferrugineux*). Ab der Oberkreide bildeten sich überregional Störungen und Grabenbrüche, in deren Folge – nach der Regression des Kreidemeers im Osten – das NW-SE verlaufende Nigertal entstand, das seitdem die Haupterosionsbasis der Region bildet (MACHENS 1966: 595-597). Auf diese ehemaligen, dem Paläo-Niger tributären Vorfluter sind als weiteres Reliefelement sehr schwach geneigte Flächenreste in unterschiedlichen Niveaus ausgerichtet. Die als Tafelberge in Erscheinung tretenden Formen verdanken ihre Erhaltung der morphologischen Härte der oft mächtigen Lateritkrusten an ihren Oberflächen. Diese Zeugen ehemaliger Landoberflächen werden im Norden Burkina Fasos von BOULET (1968: 13-28) gegliedert, der fünf Flächenniveaus ausweist und diese entsprechend den Reliefgenerationen des Senegalbeckens (MICHEL 1973, 1977) chronologisch interpretiert: Reste des ältesten Flächenniveaus in ca. 500-515 m ü. M. sind in N-Burkina Faso nur westlich der engeren Untersuchungsregion und im Nordwesten von Aribinda erhalten. Kennzeichnend ist die starke Bauxitanreicherung in der als *cuirasse bauxitique* benannten Lateritkruste, die mit der eozänen *2ème surface d'aplanissement* im Senegal (MICHEL 1977) korreliert wird

(BOULET 1968: 14). JOLY *et al.* (1980: 21-22) beschreiben einen Flächenrest im 400 m ü. M.-Niveau im Südwesten des Mare d'Oursi (Gouba), mit einer 4-5 m mächtigen rot-violetten Lateritkruste über einer Flecken- und Bleichzone von 25-30 m Mächtigkeit. Angaben zum Alter dieses Flächenrests werden nicht gemacht (vgl. COUREL 1977: 169). Inselhaft vorkommende Flächenreste im 340 m ü. M.-Niveau werden aufgrund der vergleichbaren Ausprägung der Lateritprofile mit Flächenresten im Senegal (*relief intermédiaire* MICHEL 1977) und den Flächen des oberen Continental Terminal (CT 3) im Niger in das Spätpliozän gestellt. Erhalten sind bis zu 3 m mächtige Lateritkrusten aus rot-violetten Pisolithen in einer braun-roten Matrix (*cuirasse pisolitique*) (BOULET 1968: 14-15). In NE-Burkina Faso treten diese Krusten ausschließlich über Gabbros auf (z. B. 20 km WNW von Dori, südlich von Tin-Akof sowie westlich des Kolèl). Morphologisch sind die Tafelberge dieses Typs durch steile Hänge gekennzeichnet, die von mächtigen residualen Lateritblöcken nach Abtragung der leichter erodierbaren Zersatzzonen bedeckt wurden. Ebenfalls pisolithische Krusten beschreiben JOLY *et al.* (1980: 22) im Niveau zwischen 350 m und 380 m südlich des Mare d'Oursi. In der Regel enthalten diese Krusten kein Fremdmaterial, zementieren aber Fragmente aus (älteren) höher gelegenen Eisenkrusten (COUREL 1977: 169). Flächenreste zwischen 370-375 m ü. M mit 5-6 m mächtigen Krusten ohne Spuren von Detritus aus älteren Krusten beschreiben JOLY *et al.* (1980: 22) südlich des Mare d'Oursi. Altersangaben werden nicht gemacht.

Entsprechend der gängigen Vorstellungen, die vor allem im westafrikanischen Raum entwickelt wurden (u.a. BEAUDET & COQUE 1986, MICHEL 1973, RUNGE 1990, ZEESE 1983), repräsentieren die Krusten Zeiten weitgehender Formungsruhe unter tropisch wechselfeuchten Klimabedingungen, mit intensiver Verwitterung und Stofftransport entlang der Sicker- und Grundwasserströme. Die eigentlichen Krusten entsprechen den jeweiligen Ausfällungsbereichen (Oxidationshorizonten), wobei sowohl absolute Anreicherung (Grundwasserlaterit in den Senken) als auch residuale Anreicherung von Eisen und Aluminium nach Abfuhr des Siliziums möglich ist. Die Morphogenese der Tafelberge (Flächenreste) wird allgemein Zeiten stärkerer morphologischer Aktivität unter stärker akzentuierten (trockeneren) wechselfeuchten Klimabedingungen zugeordnet. Die verhärteten Oxidationshorizonte bleiben als morphologisch widerständige Krusten länger erhalten als der nicht verkrustete Saprolit. Bezüglich der Grundwasserlaterite in den Tälern muss dies mehrfach zur Reliefumkehr geführt haben. Sukzessive sind auch die Krusten von der Abtragung betroffen, was zur Verlagerung der besonders widerständigen Pisolithe und deren Akkumulation in den neu entstandenen Tiefenlinien führt. Unter erneut feuchteren Klimabedingungen können sie zu neuen Krusten verbacken werden. BERTRAND (1998: 41-42) verweist darauf, dass je nach präexistenter Reliefsituation durchaus krustentragende Flächenreste gleichen Alters in unterschiedlichen Höhenlagen vorkommen können, und die topographisch-chronologische Gliederung daher nur eingeschränkt sinnvoll ist (dazu auch ZEESE 1996: 48).

Insgesamt kann für den westafrikanischen Raum während des Tertiärs die Dominanz feucht-tropischen Klimas angenommen werden. Gemäß der plattentektonischen Lage und Bewegungen verschob sich der afrikanische Kontinent im Verlauf des Tertiärs nach

Norden. Dies brachte das heutige Westafrika von den inneren Tropen zunehmend in die Randtropen (und damit von feucht-tropischen in wechselfeucht-tropische Gefilde).

2.1.3 Pleistozäne Klima- und Reliefentwicklung

Im Quartär scheint sich der prinzipielle Charakter der Reliefentwicklung nicht verändert zu haben. Ebenso wie im Tertiär alternierten Perioden weitgehender Formungsruhe und Verwitterung mit Zeiten verstärkter Abtragung. Zwar vermutet COUREL (1977: 269) zu Beginn des Quartärs arides Klima, der Mangel an altquartären Ablagerungen in der Region lässt aber nur schwerlich genauere Rekonstruktionen zu. Wichtigstes Zeugnis der frühen quartären Landschaftsgeschichte sind wiederum Flächenniveaus in unterschiedlicher Höhenlage. Gegenüber den nur inselhaft vorkommenden tertiären Lateritmesas dominieren die quartären Flächen weite Teile des Raumes. Kennzeichnend ist ihre geringe Neigung (0,5-2 %) und ihre Ausrichtung auf die ehemaligen Erosionsbasen Béli und Gorouol. Das ältere Niveau, die *cuirasse supérieure*, trägt eine bis 2 m mächtige Lateritkruste aus verbackenen, pisolithreichen Abtragungsresten des pliozänen Flächenniveaus. Nach Reliefumkehr liegen diese Krusten, die sich in ehemaligen Senken bildeten, als flache Rücken im Wasserscheidenbereich der Fußflächen (BOULET 1968: 19, JOLY *et al.* 1980: 23, vgl. ROHDENBURG 1983: 421). Die *cuirasse inférieure* als nächstjüngeres Niveau trägt eine nur geringmächtige Kruste (50-120 cm) aus weniger stark verbackenen einzelnen Pisolithen. Die Größenabnahme der Krustenbestandteile resultiert aus der Wiederholung der Verwitterungsprozesse und ist nicht auf Transportdistanzen zurückzuführen (BOULET 1968: 17). Die Krusten tragenden quartären Flächen werden als *cuirasses ferrugineuses conglomératiques* zusammengefasst (BOULET 1968: 16-18). Die *cuirasse inférieure* liegt häufig im selben Niveau wie die aktuelle Geländeoberfläche (*surface fonctionelle*). Eine Unterscheidung ist daher nur schwer vorzunehmen, zumal beide Flächentypen über den verbreiteten granitische Regionen die gleiche grusige Oberflächenbedeckung tragen (BOULET 1968: 20). Zudem finden auf diesen Flächen auch rezent Verkrustungen statt, sei es durch konkretionäre Verfestigung von umgelagertem Krustenmaterial oder von granitischem Zersatz infolge hydromorpher Prozesse (vgl. JOLY *et al.* 1980: 23-25). Dieses jüngste Flächenniveau, von COUREL (1977) wegen der grusigen Fazies als *cuirasse gravillonnaire* bezeichnet, bildete sich von 100000-50000 Jahren unter feuchteren Klimabedingungen als heute, die abrupt endeten. Das einsetzende semiaride (bis aride) Klima veränderte die Landschaft tiefgreifend. Die verstärkte fluviale Abtragung führte zur Akkumulation der Sedimente in Hohlformen, Tälern und Senken (*épandage infradunaire* nach COUREL 1977: 271). Die Zeitangaben sind allerdings sehr vage und widersprechen anderen Autoren (s. u.). Das ist kaum verwunderlich, denn die Kenntnisse über das Klima im Alt- und Mittelwürm in Westafrika sind insgesamt sehr lückenhaft. Für die Zeit von 100000-40000 BP (*Inchirien supérieure*; entspricht in etwa den Sauerstoff-Isotopenstadien 5c bis Stage 3) werden überwiegend trockene Bedingungen angenommen mit mehreren hyperariden Vorstößen und intensiver Dünenbildung bis in die heutige N-Sudanzone (HOOGHIEMSTRA 1996, REICHELTE *et al.* 1992, GRUNERT 1988 a: 293).

Es ist anzunehmen, dass solche ariden Perioden auch den Norden Burkina Fasos beeinflussten und zur äolischen Reliefgenese beitrugen, allerdings gibt es kaum Hinweise, die es ermöglichen die Chronologie und Intensität dieser älteren ariden Zeiträume genauer zu fassen. Äolische Dynamik scheint für etwa 40 ka v. H. angezeigt (ALBERT *et al.* 1997), allerdings aus einer singulären Messung und ist daher entsprechend eingeschränkt zu bewerten. Auf ältere äolische Dynamik – wenn auch undatiert – verweisen die Schwermineralanalysen von PFEIFFER (1991): Östlich und westlich von Niamey (Rep. Niger) folgt im Liegenden der Ogolien-Sande ein verfestigter Dünensand mit um das Vierfache erhöhten Schwermineralgehalten. Daraus wird ein höheres Alter und eine Akkumulation unter höheren Windgeschwindigkeiten abgeleitet (PFEIFFER 1991: 173-177).

Ab 40000 BP beginnt die als *Ghazalien* benannte feuchtere Phase in Westafrika. Je nach Ausprägung der Humidität ist in NE-Burkina Faso von einer geschlossenen Vegetationsdecke und tiefgründiger Verwitterung bzw. Bodenbildung auszugehen. Auf Dünensanden müssten sich weitflächig Luvic-Chromic Arenosols und je nach edaphischen Bedingungen auch Ferralic Cambisols sowie Gleyic Arenosols in Bereichen mit hohen und langandauernden Grundwasserständen gebildet haben. Außerhalb der Altdünen wurden je nach klimatischer Situation (bzw. morphologischer Intensität) die Flächen weitergebildet. Von den flachen Wasserscheiden im Verschneidungsbereich der Flächen ausgehend, schließen sich der Abdachung folgend die Bereiche *glacis d'erosion*, *glacis de transition* und *glacis d'accumulation* an. Die dort ablaufenden Prozesse von Abtragung, Durchtransport und Zwischenspeicherung sowie Akkumulation führen zu einer langsamen Tieferlegung der gesamten Fläche. Zumal die Akkumulationsbereiche ihrerseits durch rückschreitend wachsende Gullies von den *Bas-fonds* und größeren Gerinnen aus aufgezehrt werden.

Die jüngste Phase intensiver Reliefgenese war das klimatisch aride Ogolien während des letztkaltzeitlichen Maximums. Das Ogolien als Akkumulationszeitraum der mächtigen und ausgedehnten Dünenkomplexe gilt für die Sahelzone als gesichert (Kap. 3.1). Das pleistozäne äolische Relief und sein Einfluss auf die hydrographische Situation – mit der Herausbildung der endorheischen Becken – bestimmt bis heute den Charakter weiter Teile der sahelischen Landschaft.

2.2 Verwitterung und Böden

Typisch für die Rumpfflächenlandschaft der Region ist das Fehlen bzw. die nur geringe Mächtigkeit quartärer Sedimente außerhalb der äolischen Ablagerungen. Die Mächtigkeit der quartären tonigen Sande und Tone in den endorheischen Becken wird von COUREL (1977: 159-161) auf maximal 10 m geschätzt, liegt nach eigenen Untersuchungen im Mittel aber deutlich darunter. Sedimentologisch setzen sich die quartären Sedimente im Wesentlichen aus feinem, sandigem Detritus zusammen, der aus der lang anhaltenden chemischen Verwitterung des kristallinen Sockels hervorging. Zudem wurden und werden infolge der Abtragung der ehemaligen Flächen bzw. der Rückverlegung der Krustenstufen große Mengen Grus (Pisolithe) umgelagert und in den Hangfußbereichen sowie auf den

Flächen akkumuliert. Ebenso resultieren aus der Abtragung der Fleckenzonen im Liegenden große Mengen Kaolinit. Beide Substrate tragen zur Zusammensetzung des oberflächennahen Untergrundes ausgedehnter Areale bei und bestimmen nicht unerheblich die Substrateigenschaften der Böden (BERTRAND 1998: 163-172). Toniger und schluffiger sind neben den *Mare*-Sedimenten noch die jüngeren Alluvionen und Kolluvien in den flachen Tiefenlinien (*Bas-fonds*).

Mehrfacher Klimawandel führte außer zur wiederholten Abtragung des Solums auch zu Änderungen der pedogenetischen Prozesse bzw. zu Schwankungen der Prozessintensität. Lediglich die Altdünen und *Mares* sind Landschaftseinheiten mit rein spätquartärer Boden-genese. Rezent findet eine Weiterbildung der Böden unter semiariden Klimabedingungen bei starker anthropo-zoogener Beeinflussung statt.

Aufgrund der eingeschränkten Tiefenverwitterung unter semiariden Bedingungen bei gleichzeitig hohen Abtragungsraten auf den Flächen dominieren in den Wasserscheidenbereichen ebenso wie auf den Inselberghängen meist initiale Rohböden (*sols minéraux bruts d'érosion*), die je nach Gesteinsbeschaffenheit bzw. dessen Durchwurzelbarkeit als *Regosols* oder *Lithosols* vorliegen (FAO 1990, 1998: *Regosols*, *Leptosols*). In der kleinmaßstäbigen Übersichtskarte sind diese Böden unterrepräsentiert (Abb. 5). In etwas mächtigeren, skelettreichen Bodensedimentdecken oder Hangschutten sind *sols peu évolués* (FAO 1990, 1998: *Regosols*, *Plinthosols*) verbreitet, mit einem gering differenzierten Ah/C-Profil, wobei der Oberboden bereits bis 50 cm mächtig sein kann (CASENAIVE & VALENTIN 1989: 47-48). Weiter entwickelt sind die Böden der Klasse *sols isohumiques*, die in den Ausprägungen *sols bruns subarides vertiques* (FAO 1990, 1998: *Vertic Cambisols*) und *sols brun-rouge subarides* (FAO 1990, 1998: *Cambisols*, *Chromic Arenosols*) verbreitet sind. Erstere sind durch hohe Basensättigung bei geringer organischer Substanz und einer weitgehenden Verwitterung der Minerale mit Tonneubildung vor allem quellfähiger Dreischichttonminerale und Sesquioxidfreisetzung gekennzeichnet (AUBERT 1965, RIOU 1990: 184-187). Die dadurch bestehenden hohen Tongehalte führen häufig zu Stau-nässe im Unterboden (BOULET 1968: 119). In der Untersuchungsregion sind diese Böden großflächig auf den Glacis über basenreichem Verwitterungsmaterial verbreitet. Die *sols brun-rouge subarides* sind in besser drainiertem Substrat weit verbreitet, vor allem in den Sanden der Altdünen. Das Substrat ist wesentlich weniger verwittert als das der zuvor genannten. Kennzeichnend ist eine farblich ausgeprägte Profildifferenzierung, mit einem braunerem Oberboden (Ah-Horizont) und einem kräftiger rubefizierten, rötlichen Unterboden (vgl. Kap. 3.3). Allerdings haben die A-Horizonte aufgrund der stark reduzierten Humusbildung in Trockengebieten generell hellere Farben und nur geringfügig erhöhte Anteile organischer Substanz (vgl. GIESSNER 1988: 176). Ebenfalls auf sandigem Substrat

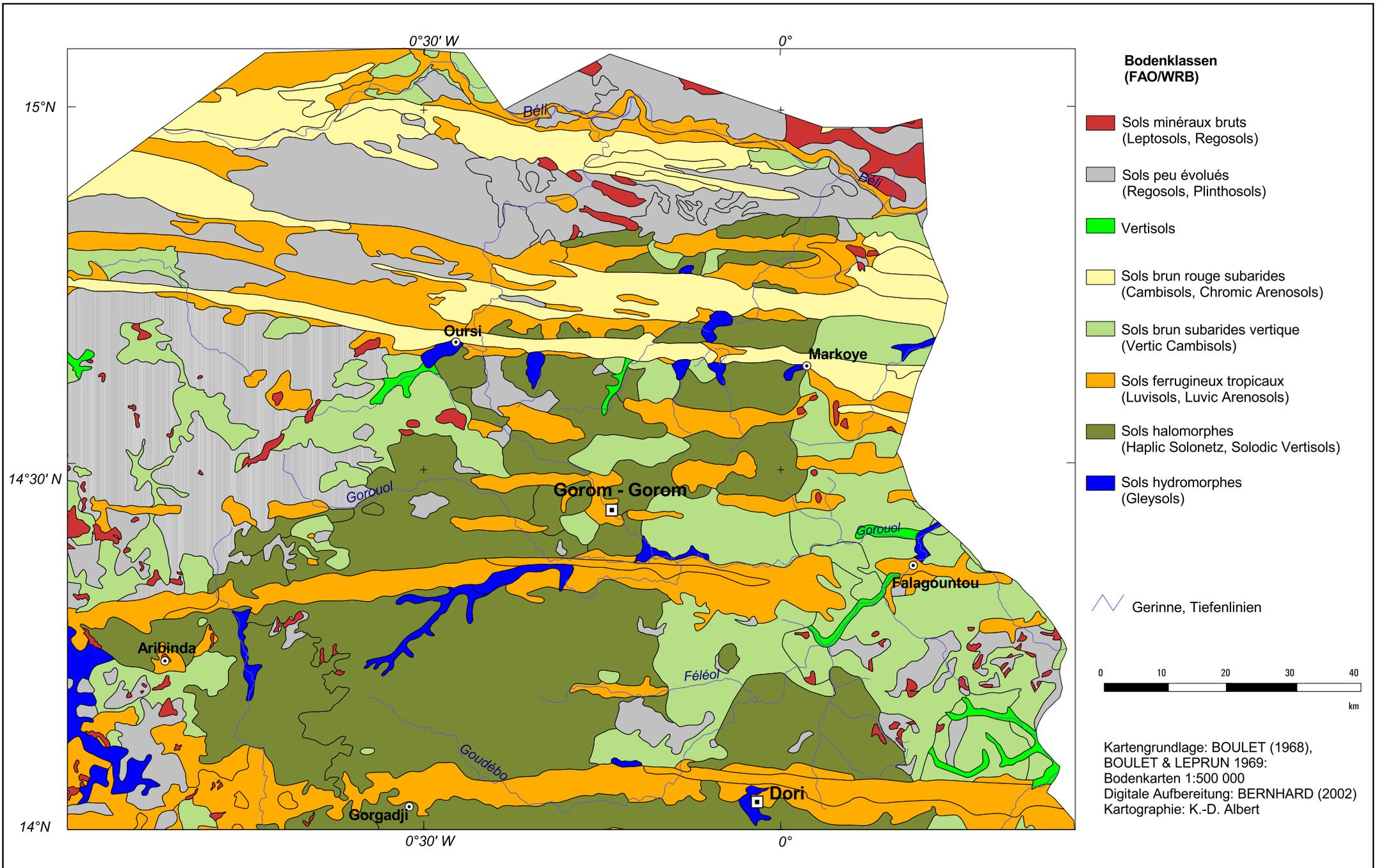


Abb. 5 Pedologische Übersichtskarte von NE-Burkina Faso.

sind *sols ferrugineux tropicaux* verbreitet. Kennzeichnend für diese Böden sind hohe Gehalte an freien Eisenoxiden, die meist in einem Anreicherungshorizont akkumuliert sind (AUBERT 1965: 283). Dies führt zu der typischen Rotfärbung im Unterboden, vor allem bei der Bildung des stark zeichnenden Hämatits (Rubefizierung). In den gut drainierenden Sanden geht die Bodenbildung meist mit Tonverlagerung und der Ausbildung eines Bt-Horizonts einher (*sols ferrugineux tropicaux lessivés*) (FAO 1990, 1998: Luvisols, Luvic Arenosols). Diese Standorte entsprechen den feldbaulich genutzten Flächen der Region und sind weiträumig stark degradiert. In Niederungen entlang von Flussläufen und in den endorheischen Becken sind *Vertisols* verbreitet, die typisch für tonreiche Substrate unter tropisch wechselfeuchten Bedingungen sind. Besonders bei ausreichender Zufuhr von Magnesium aus der Verwitterung basischer Gesteine bilden sich die stark quellfähigen Smectite. Wiederholtes Aufquellen und Schrumpfen führt zur Ausbildung des typischen Polyedergefüges und den glatten Scherflächen. Die *Vertisols* innerhalb der *Mares* ordnet BOULET (1968) aufgrund der regelmäßigen saisonalen Überschwemmung und des temporär hohen Grundwasserspiegels den Gleyen zu (*sols hydromorphes*, Abb. 5).

Wegen des fehlenden dauerhaften Grundwasserspiegels und der Vorherrschaft von Stau-nässe aus Sickerwasser sind echte Gleye in der Region selten. Pseudogleymerkmale kommen dagegen in nahezu allen Bodentypen vor. In den lockeren Dünensanden sind nassgebleichte Unterböden weit verbreitet. Im tonreichen Substrat der Glacis überwiegen Fe- und Mn-Konkretionen, die je nach Reliefposition bereits im Oberboden einsetzen. Als Gleye können die Böden in den fluvialen und kolluvialen Sedimenten entlang der Gerinne in den *Bas-fonds* bezeichnet werden.

Auf den Flächen sind halomorphe Böden weit verbreitet, deren Salinität durch erhöhte Konzentrationen von Natrium (NaCl und Na_2SO_4) verursacht wird (AUBERT 1965: 286, DUCHAUFOR 1998: 206). Die Böden sind durch ein solonetzartiges Säulengefüge im Bt-Horizont gekennzeichnet und werden als *sols halomorphes à structure dégradée sols à alcali lessivés* beschrieben (FAO 1990, 1998: Haplic Solonetz, Solodic Vertisols). Die französische Bezeichnung verweist auf das degradierte Bodengefüge in Folge der hohen Verschlammungsneigung durch die erhöhte Na-Konzentration (BOULET 1968: 257). An der Ausbildung dieses Bodentyps ist der Chemismus der anstehenden Kalkalkali-Granite und Migmatite maßgeblich beteiligt, die hohe Na_2O - und K_2O -Werte vor allem in Form von albitreichen Feldspäten enthalten (BOULET 1968: 258).

2.3 Klima

Der Norden Burkina Fasos liegt in den semiariden, wechselfeuchten Randtropen im Wirkungsbereich der Passat-Zirkulation. Aus der Verschiebung der ITCZ resultieren die beiden ausgeprägten hygrischen Jahreszeiten in der Region. Von Oktober bis Mai, während der Südlage der ITCZ, dominiert der Einfluss kontinental-trockener Luftmassen aus nordöstlichen Richtungen (NE-Passat bzw. *Harmattan*). In den Sommermonaten (Juni bis Oktober) erreichen monsunale Luftmassen die Region und bringen mittlere Nieder-

schläge von 350-500 mm/a. Entsprechend der aus diesem klimatischen Jahresgang resultierenden überwiegenden Trockenheit ist die Region bei klimazonaler Betrachtung dem BSh-Klima nach Köppen/Geiger bzw. dem ‚semiariden Tropenklimate der wechselfeuchten Klimate mit 7½-10 ariden Monaten (Zone V4)‘ nach Troll/Pfaffen zuzuordnen (vgl. BLÜTHGEN & WEISCHET 1980).

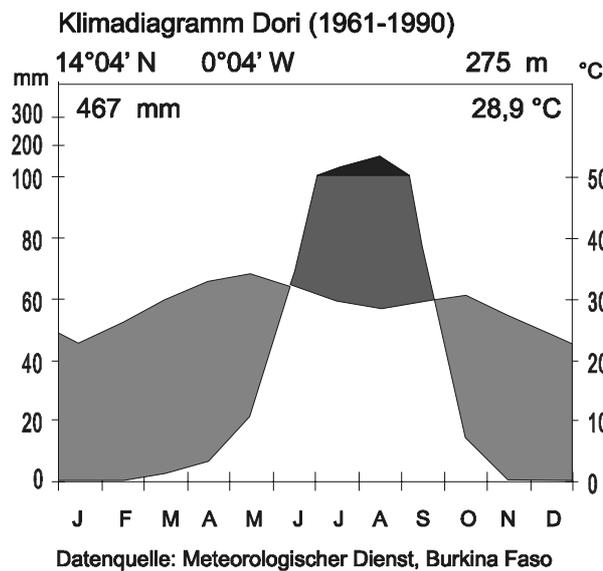


Abb. 6 Klimadiagramm der Station Dori (NE-Burkina Faso).

Das Klimadiagramm von Dori aus dem Süden der Region (Abb. 6) zeigt den Jahresgang eines typischen randtropischen Tageszeitenklimas. Die Jahresmitteltemperatur beträgt 28,9 °C. Die mittlere Jahresamplitude zwischen dem heißesten Monat (Mai) mit 34,1 °C und dem kältesten Monat (Januar) mit 23 °C beträgt nur 11,1 °C. Dem gegenüber werden in den Wintermonaten Tagesamplituden von knapp 20 °C erreicht (vgl. KRINGS 1980: 25, CLAUDE *et al.* 1991: 28-29). Während der heißen Jahreszeit zwischen März und Oktober erreicht die Temperatur nicht selten ein Tagesmaximum von über 40 °C und Monatsmittelwerte von über 30 °C. Eine leichte Absenkung der Extrem- und Mitteltemperaturen erfolgt während der Regenzeit infolge der verminderten Sonneneinstrahlung (Bewölkung) und des erhöhten Wasserdampfgehalts in der Luft (latente Wärme). Die niedrigsten Temperaturen werden etwa von Mitte November bis Ende Februar erreicht, wenn es während der wolkenlosen Trockenzeit zu ungehinderter nächtliche Abstrahlung kommt. Dabei kann es im Norden der Region zu nächtlichen Extremwerten von 10 °C und weniger kommen. Die Monatsmittelwerte fallen auf 20-25 °C (CLAUDE *et al.* 1991: 28).

Der semiaride Charakter des sahelischen Klimas dokumentiert sich auch in den Werten der Luftfeuchtigkeit (Abb. 7). Die meiste Zeit des Jahres liegen die Werte der relativen Feuchte unter 20 %, in Extremfällen auch bei nur 5 % (CLAUDE *et al.* 1991: 30). Während der kurzen sommerlichen Regenzeit werden Durchschnittswerte zwischen 50-60 % im N (Region Oursi) und 70-80 % im S (Region Dori) erreicht (CLAUDE *et al.* 1991: 30, BOULET 1968: 7). Die hohen Temperaturen führen zu hohen Verdunstungsraten und zum schnellen

Austrocknen der Böden und der offenen Gewässer. Die potenzielle Evapotranspiration der Region Dori liegt bei 3360 mm/a (COUREL 1977: 29). Nur im August wird aufgrund der ergiebigen Niederschläge bei verminderter potenzieller Evaporation wegen der Bewölkung eine positive Bilanz des Bodenwasserhaushalts erreicht (KRINGS 1980: 27, COUREL 1977: 29-31). Ausführliche Darstellungen des Strahlungshaushalts und der potenziellen Evapotranspiration finden sich bei CLAUDE *et al.* (1991: 30-31).

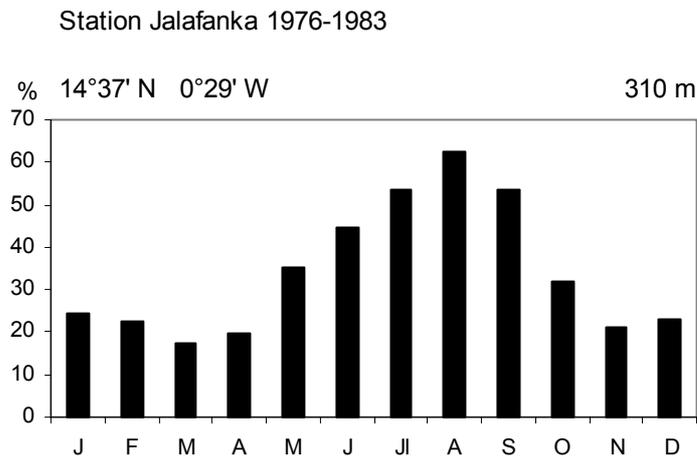


Abb. 7 Mittlere monatliche Luftfeuchtigkeit der Station Jalafanka (NE-Burkina Faso), Daten nach CLAUDE *et al.* (1991: 29).

Von zentraler Bedeutung sowohl für die Landnutzung als auch für geomorphologische Fragestellungen ist der hygrische Jahresgang des Klimas – genauer der Charakter der Niederschläge und die Niederschlagsverteilung. Ein zentrales Merkmal des Niederschlagsregimes ist die hohe raum-zeitliche Variabilität (von 20-30 %), die zur Kennzeichnung der Trockenzone wesentlich aussagekräftiger ist als die Höhe der Jahresniederschlagssummen (GIESSNER 1988: 169, 172). Dabei ist zwischen der intraannuellen Variabilität, die den Verlauf der einzelnen Regenzeit bestimmt, und der interannuellen Variabilität zu unterscheiden.

Zu Beginn der Regenzeit verhindern die Aufgleitvorgänge der trockenheißen Passate die Konvektion der monsonalen Luftmassen. Erst wenn die feucht-labilen Luftschichten eine ausreichende Mächtigkeit erreicht haben um tropische Gewitter zu ermöglichen, setzt die Regenzeit ein (CLAUDE *et al.* 1991: 33-34, BARTH 1977: 14). Typisch für den Beginn der Regenzeit sind lokale Gewitter mit hohen Niederschlagssummen in sehr kurzer Zeit. Niederschlagssummen von 50 mm pro Ereignis sind dabei keine Seltenheit. Bei eigenen Messungen wurden am 11. Juli 1998 innerhalb von 30 Minuten 30 mm Niederschlag gemessen. In der gleichen Nacht fielen etwa 200 km entfernt bei Ouahigouya im westlichen Sahel 100 mm Niederschlag während eines Gewitters. Dabei werden kurzfristig extrem hohe Niederschlagsintensitäten erreicht (s. Beispiele bei RIOU 1980: 177). CASENAVE & VALENTIN (1989: 40) beschreiben den typischen Verlauf eines tropischen Gewitters in drei Phasen, mit (1) einer kurzen Anfangsphase mittlerer Intensität (10-30 mm/h), (2) dem ei-

gentlichen Gewitterregen starker Intensität (40-100 mm/h) von 5-20-minütiger Dauer und einem Höhepunkt von 5-10 Minuten mit Intensitäten von 150-200 mm/h und mehr, sowie (3) die abklingende Phase des Gewitters mit Intensitäten von zunächst noch 15-30 mm/h und sehr schnellem Rückgang auf 10-5-1 mm/h von 30 Minuten bis 2 Stunden Dauer.

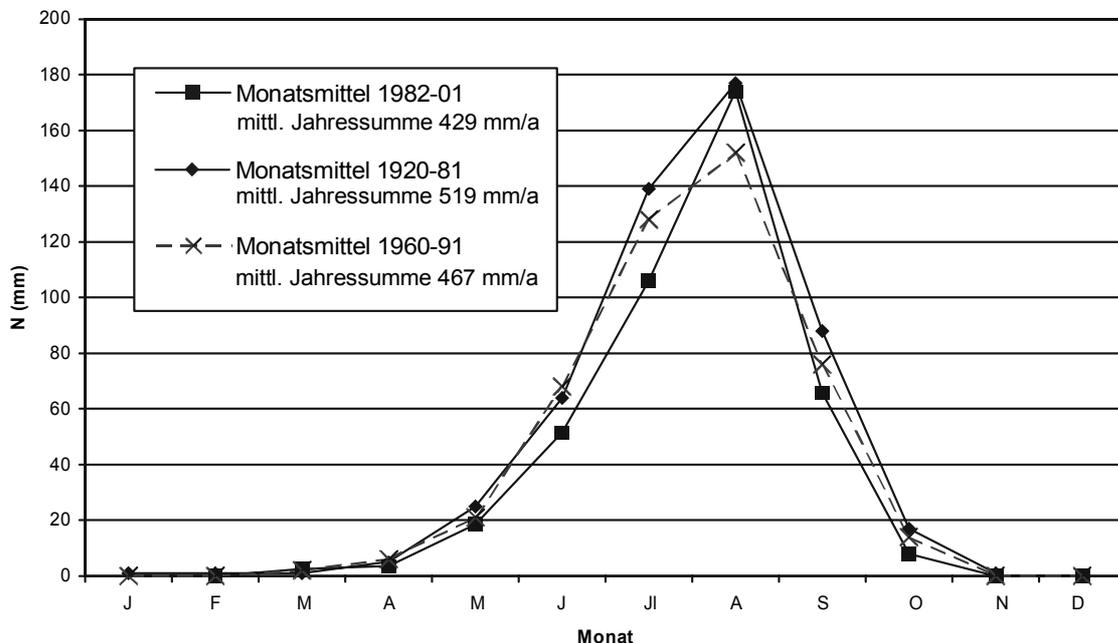
In den Hauptregenmonaten – etwa ab Ende Juli bis Anfang September – erreichen ausgedehnte Regenfronten die Region. Sie bringen länger anhaltende Niederschläge geringerer Intensitäten mit höheren Niederschlagssummen. Gegen Ende der Regenzeit mit der Südverlagerung der ITCZ im September folgen erneut konvektive Niederschläge, die aber nicht die Intensitäten der Gewitter im Juni/Juli erreichen. Die Darstellung der Monatsmittelwerte der Niederschläge von Dori und Gorom Gorom verdeutlicht den skizzierten Verlauf der Regenzeit (Abb. 8a und b). CLAUDE *et al.* (1991: 33-34) erwähnen für die Station Dori im Jahresmittel 47 Regentage mit 1-10 mm/d gegenüber 18 Regentagen mit über 10 mm/d und nur 2 Regentagen mit über 40 mm/d. Daraus wird ersichtlich, dass die Jahressumme einer Regenzeit erheblich von den wenigen Starkregen zu Beginn der Regenzeit abhängig ist. Bereits das Ausbleiben einzelner Niederschlagsereignisse kann den mittleren Jahresniederschlag um 30-50 % verringern. Dies gehört durchaus zum Normalfall des sahelischen Klimas, da gerade zu Beginn und zum Ende der Regenzeit die durchschnittlichen Abweichungen von den Monatsmittelwerten besonders hoch sind. In Dori liegt die aktuelle Variabilität der Niederschläge in den Kernmonaten der Regenzeit (Juni-September) zwischen 39 % - 48 % (Bezugszeitraum 1982-2001). Die nördlicher gelegene Station Gorom Gorom verzeichnet für die Hauptregenmonate Juli und August eine Niederschlagsvariabilität von 33,8 % und 55,7 %. In den Monaten Juni und September erhöhen sich die Werte bereits auf 80,9 % und 72,5 %. Außerhalb der Kernmonate, in den Monaten Mai und Oktober, steigt die Variabilität auf über 100 % an. Die Schwankungen dieser Monate sind weniger bedeutsam, da die mittleren Monatssummen nur gering sind. Die Darstellung der Monatsmittelwerte im Liniendiagramm (Abb. 8) ermöglicht einen direkten Vergleich mehrerer Beobachtungsintervalle: Der Vergleich der älteren Messreihen (vor 1982) mit den aktuellen Mittelwerten der letzten 20 Jahre (1982-2001) verdeutlicht, dass der geringere mittlere Jahresniederschlag der letzten beiden Dekaden überwiegend aus der Abnahme der Monatssummen zu Beginn der Regenzeit (Juni - Juli) resultiert.

Die hohe Variabilität der Niederschläge hat auch eine räumliche Komponente: Die in schmalen Bahnen unterschiedlich weit nach Norden vorstoßenden Einzelzyklonen führen zu räumlich begrenzten lokalen Niederschlägen und zu zunehmender Variabilität nach Norden bei abnehmenden Gesamtniederschlägen.

Die Folge der hohen Niederschlagsvariabilität sind häufige Wechsel von Feucht- und Trockenjahren. Auch mehrere aufeinander folgende Trockenjahre, die zu Dürren führen können, sind klimatisch durchaus normal. Allein im 20. Jh. gab es fünf Dekaden mit Dürren, die zu Hungersnöten und Migration führten: 1913-14, 1930-31, 1941-42, 1970-74 (JOLY *et al.* 1980: 1) und zuletzt in der ersten Hälfte der 1980er Jahre. Die bei TUCKER *et al.* (1991: 300) dokumentierte Verlagerung der 200 mm-Isohyete, zunächst um 200 km nach Süden und in der zweiten Hälfte der 1980er Jahre wieder um 70 km nach Norden, veranschaulicht die räumliche Dimension dieser Variabilität. Die interannuelle Variabilität

für die letzten beiden Dekaden (1982-2001) liegt in Dori bei 24,6 % (entsprechend 105,9 mmN) und in Gorom Gorom bei 34,4 % (entsprechend 123,4 mmN).

a) Monatsmittelwerte der Niederschläge der Station Dori für die Zeiträume 1920-1981, 1960-1991 und 1982-2001



b) Monatsmittelwerte der Niederschläge der Station Gorom-Gorom für die Zeiträume 1955-81 und 1982-2001

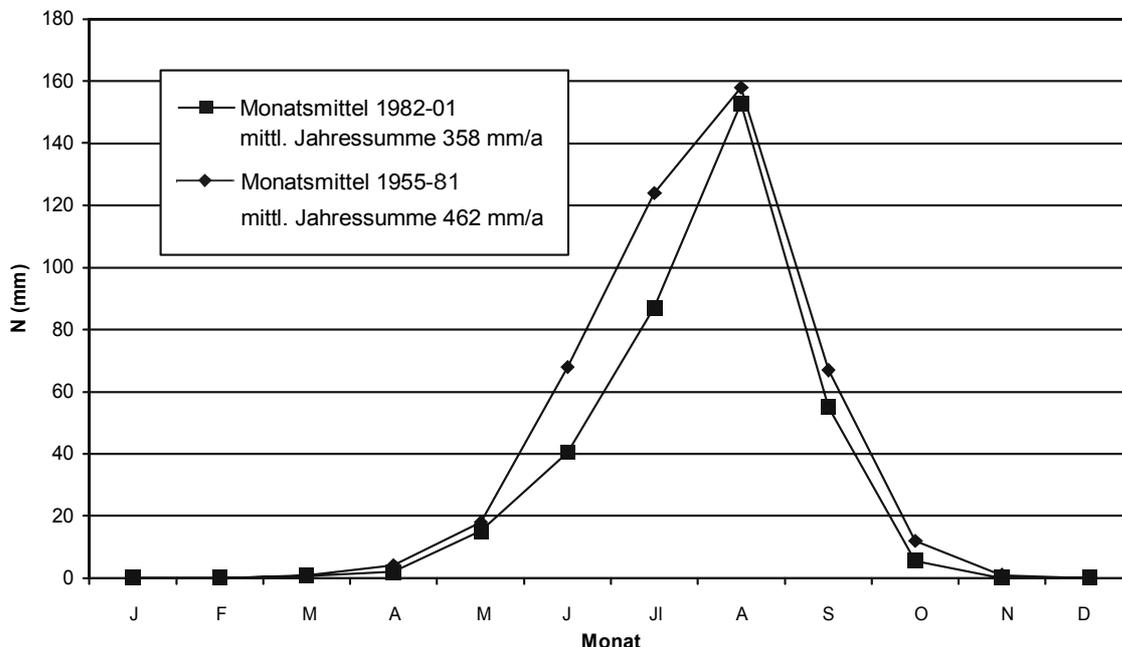


Abb. 8 Monatsmittelwerte und mittlere Jahressummen der Niederschläge unterschiedlicher Zeitreihen der Stationen Dori und Gorom Gorom (NE-Burkina Faso).

Die aktuelle Niederschlagsentwicklung der letzten 20 Jahre der Stationen Dori und Gorom Gorom ist in Abb. 9 dargestellt. Nach der deutlichen Abnahme der Niederschlagsmittel-

werte im Norden Burkina Fasos seit den 1960er Jahren (vgl. LINDQVIST & TENGBERG 1993), die zu den bekannten Dürren der 1970er und frühen 1980er Jahre führte, ist seit Mitte der 1980er Jahre eine Umkehrung des Trends zu beobachten. Die Kurve des 5-jährigen gleitenden Mittels zeigt in der zweiten Hälfte der 1980er Jahre einen deutlichen Anstieg und oszilliert seit Beginn der 1990er Jahre auf einem gleichbleibend hohen Niveau.

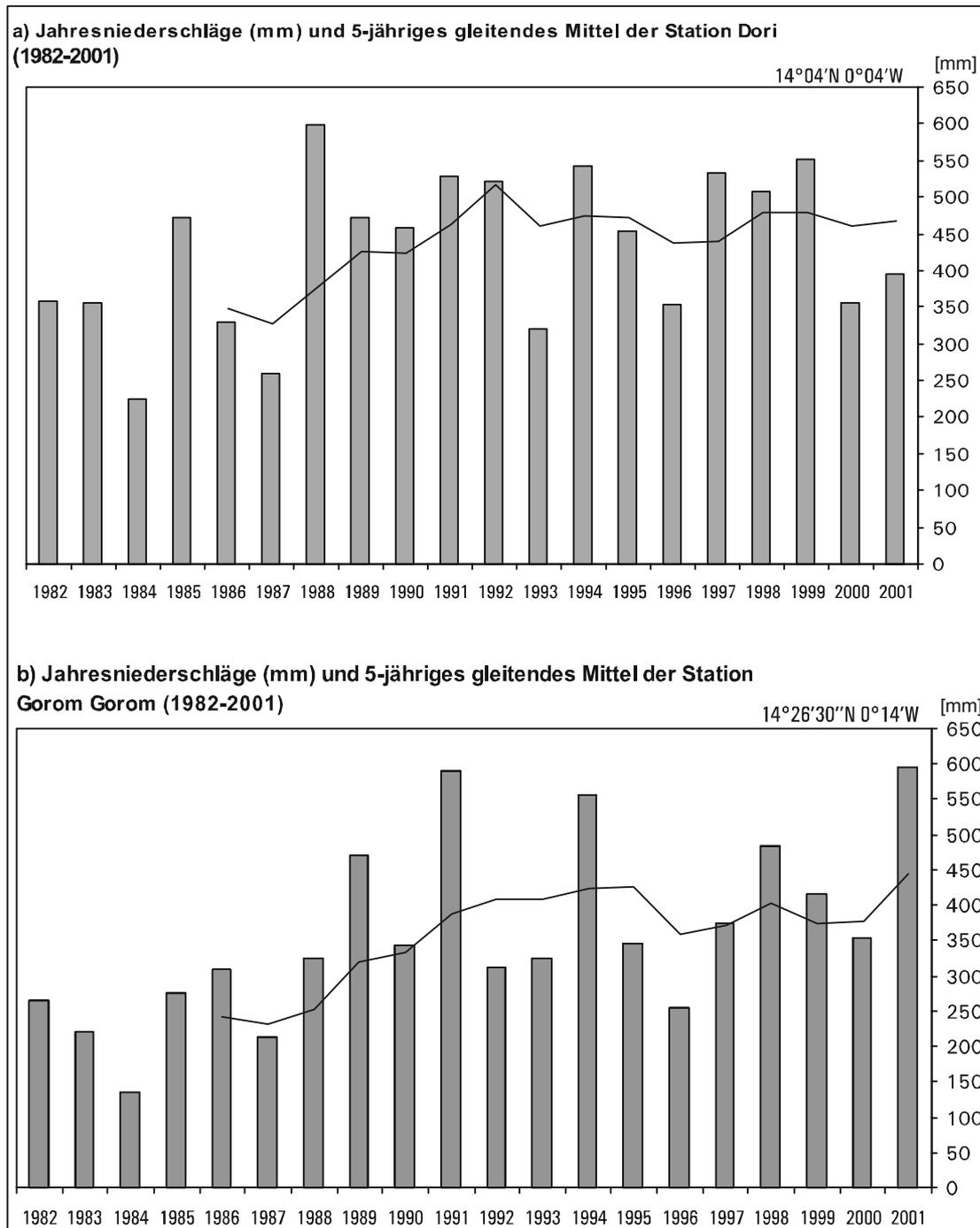


Abb. 9 Jahressummen der Niederschläge von 1982-2001 und 5-jähriges gleitendes Mittel (nachlaufend) der Stationen Dori und Gorom Gorom (NE-Burkina Faso).

Analog zu den hygrischen Jahreszeiten ist auch das Windsystem zweigeteilt, mit Winden aus südwestlichen Richtungen während des Sommerhalbjahres und dem *Harmattan* aus Osten und Nordosten von November bis April. Außer in den Übergangsmonaten Mai und Oktober bleiben die Hauptwindrichtungen während der beiden Jahreshälften sehr konstant (CLAUDE *et al.* 1991: 30, COUREL 1977: 31). Die durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten variieren zwischen 2-4 m/s. Die geglätteten Mittelwerte täuschen allerdings über die äolisch extrem aktiven kurzfristigen Starkwindereignisse hinweg. Vor allem zu Beginn der Regenzeit während der den tropischen Gewittern vorausseilenden Sturmböen werden Windgeschwindigkeiten von 33 m/sec (120 km/h) und mehr erreicht (CLAUDE *et al.* 1991: 30, COUREL 1977: 23, 32). Daraus resultieren in den Monaten Juni und Juli erhöhte Mittelwerte von über 4 m/s. Die Gewitterstürme kommen meist aus östlichen Richtungen. Dies liegt an der Luftmassendynamik der kleinräumigen Zyklonen: Die feuchten Luftmassen aus Südwesten gelangen beim konvektiven Aufstieg in den Bereich der aufgeglittenen NE-Strömung. Die Gewitterfront bewegt sich daher, obwohl monsunal, in E-W-Richtung (vgl. COUREL 1977: 23). Während der Trockenzeit liegen die Mittelwerte unter denen der Regenzeit. Allerdings kommt es auch hier zu länger anhaltenden Starkwindereignissen von 7-14 m/s (25-50 km/h) (KRINGS 1980: 29). Die weitgehend fehlende Vegetation begünstigt zu dieser Jahreszeit die geomorphologische Wirksamkeit des Windes.

2.4 Hydrographie

Hydrographisch liegt ein Großteil der Region im Einzugsgebiet des Gorouol, einem rechten Zufluss des Niger. Das Einzugsgebiet des Gorouol umfasst in Burkina Faso und der Rep. Niger 45000 km² (COUREL 1977:35). Die wichtigsten Zuflüsse sind der Goudébo im Süden und der Béli im Norden (Abb. 10). Diesen wenigen größeren Flüssen ist ein weit verzweigtes Netz aus flachen Spülmulden (*Bas-fonds*) tributär, die häufig keine ausgeprägte Tiefenlinie besitzen. Größere *Bas-fonds* und Flüsse haben ein Gerinnebett mit kastenförmigem Querschnitt. Das Flussbett ist kaum eingetieft (maximal 2-3 m), erreicht aber bei den größeren Flüssen Breiten von 20-100 m. Während der Regenzeit bzw. nach den einzelnen Niederschlagsereignissen sind die *Bas-fonds* weiträumig überschwemmt. Das Abflussverhalten ist episodisch-periodisch und folgt den Niederschlägen in den Sommermonaten mit kurzfristigen Hochwasserereignissen (Kap. 7.4). Das Abflussesmaximum wird im September erreicht. Drei Viertel des Jahresabflusses konzentrieren sich auf die Monate August und September (COUREL 1977: 36). Nach dem Ende der Regenzeit trocknen die Flüsse schnell aus, nur die größeren *Marigots*, ebenso wie die *Mares*, führen länger Wasser, z. T. bis weit in die Trockenzeit hinein.

Die Karte des Gewässernetzes und der Altdünen (Abb. 10) verdeutlicht die Folgen der spätpleistozänen Dünengenese für die hydrographische Situation: Der Béli entwässert zwar einen Großteil der Fläche, trägt aber nur untergeordnet zum Gesamtabfluss des Gorouol bei. Große Flächen des Béli-Einzugsgebiets werden heute durch endorheische Becken eingenommen, und das Flussbett des Béli selbst ist in langgezogene *Marigots* gegliedert.

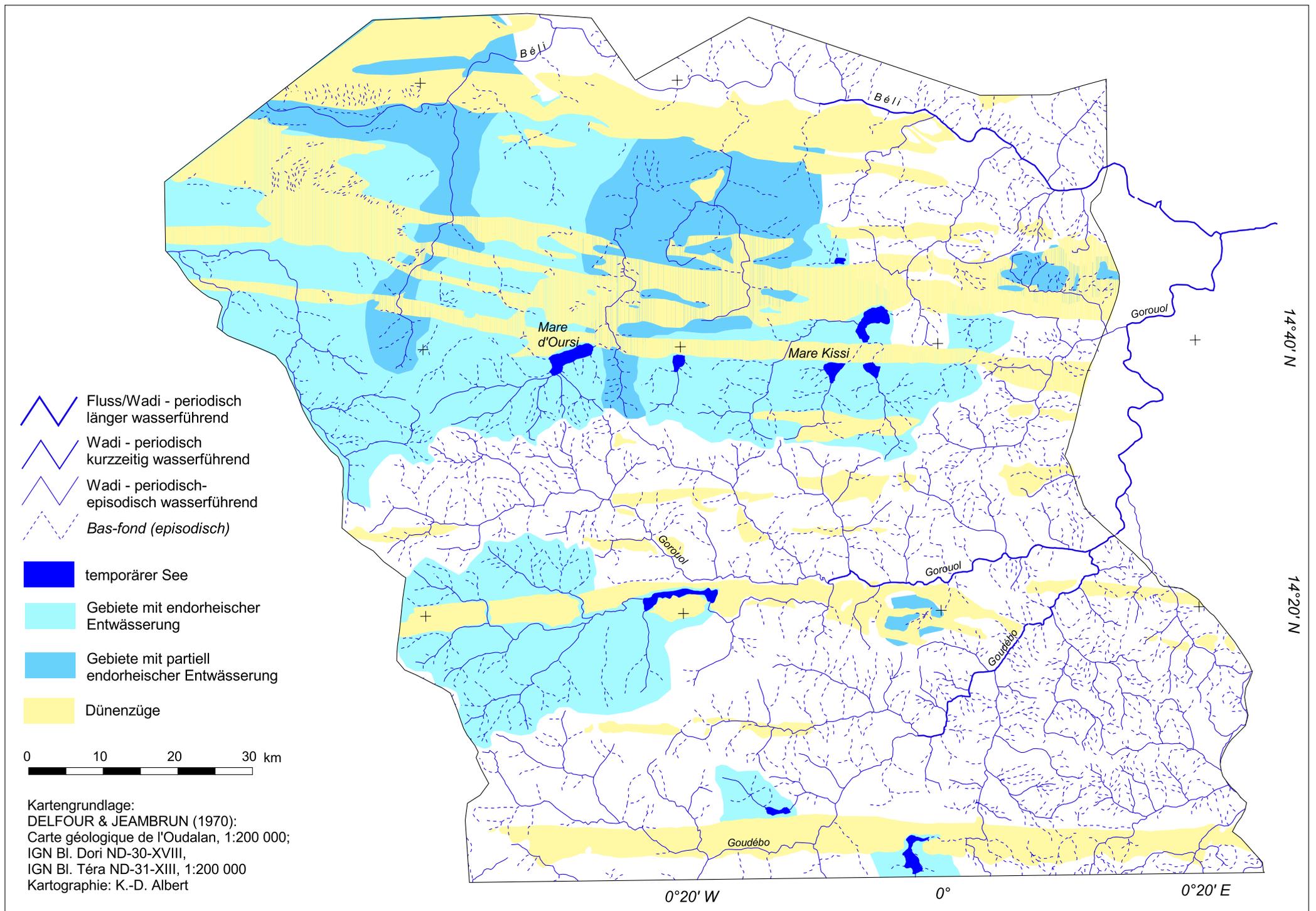


Abb. 10 Hydrographische Karte des Niger-Einzugsgebiets in NE-Burkina Faso.

Selbst in Jahren mit hohen Niederschlagssummen fließen dem Gorouol von dort nur geringe Mengen Wasser zu (COUREL 1977: 35). Seltener und kürzer sind nach Süden gerichtete Gerinne mit entsprechenden Seen am Nordrand der Dünenzüge. Im Norden der Region besteht aufgrund der Sandbedeckung ein unterentwickeltes Netz aus kurzen, kaumausgeprägten Abflusslinien in den Altdünengebieten, periodisch überschwemmten Niederungen und episodisch durchflossenen reliktschen Wadibetten. Hydrographisch steht diese Region zwar mit dem Béli in Verbindung, die überwiegende Fläche besitzt aber ebenfalls ein mehr oder weniger endorheisches Abflussmuster. Ein Großteil des Abflusses wird in kleineren *Mares* und Niederungen aufgestaut und verdunstet dort. Auffällig ist weiterhin, dass einige größere Flüsse ihrem alten Lauf folgen und die Dünenzüge durchbrochen haben, so z. B. der Goudébo im Süden, der den Dünenzug von Dori-Yakouta zwei Mal kreuzt. COUREL (1977: 264-265) folgert daraus, dass auch während der ariden Periode episodische Regenfälle es den großen Wadis ermöglichte, ihren initialen Verlauf beizubehalten. Auch zwischen einigen *Mares* bestehen Verbindungen, die aber z. T. Relikte ehemals feuchterer Zeiten sind und heute nicht mehr (z. B. vom Mare d'Oursi nach Osten) oder nur in Jahren besonders ergiebiger Niederschläge (z. B. vom Mare de Kouyéra zum Mare de Darkoy) durchflossen werden.

2.5 Vegetation

Die Vegetation der südlichen Sahelzone wird von FRANKENBERG (1985: 124) treffend als „anthropo-zoogene Pseudoklimax“ beschrieben, die durch eine stark homogenisierte und artenverarmte Vegetation gekennzeichnet ist. Durch die in nahezu der gesamten Region betriebene Weidewirtschaft und Brennholzentnahme entstand das rezente Vegetationsmuster aus einer nutzungsabhängigen Selektion einzelner Pflanzenarten, sei es durch gezielte Selektion von Nutzpflanzen oder durch ungezielte Förderung zoochorer Elemente durch die Viehherden (z. B. COUREL 1977: 43-44, SCHULZ & POMEL 1992). Es überwiegen xerophile Arten der Dornstrauchsavanne (*Acacia-Leptadenia-Commiphora*-Savanne nach SCHULZ & POMEL 1992: 266-267). Auf den Glacis dominieren Akazien (*Acacia raddiana*, *Acacia seyal*, *Acacia senegal* und etwas seltener *Acacia nilotica*) und *Balanites aegyptiaca*. Insgesamt ist die Baumvegetation jedoch sehr weitständig und diskontinuierlich. Aufgrund der oft reduzierten Wuchsform, ist eine Trennung der Gehölze in Baum- und Strauchschicht nur schwer vorzunehmen. Zudem ist in den letzten Dekaden eine zunehmende Degradation durch Artenverarmung, fehlenden Jungwuchs und Rückgang der Vegetationsdichte der Baumschicht zu verzeichnen (LYKKE *et al.* 1999). Es ist beachtlich, dass BARTH (1858: 302) Mitte des 19. Jahrhunderts westlich von Dori einen „Wald“ erwähnt, der sich „beim Hinaustreten aus dem Ort (Dori), in großer Länge von Ost nach West hinzieht“. Entsprechend der beschriebenen Reiseroute kann damit nur der verflachte Altdünenabschnitt des Dünenzugs von Dori-Yakouta westlich des Mare de Dori gemeint sein, der heutzutage flächendeckend mit Hirse bepflanzt ist. In der Krautschicht dominieren auf den Glacis annuelle Gräser. Weit verbreitet ist *Schoenfeldia gracilis* in Verge-

sellschaftung mit *Panicum laetum* und *Cassia tora*. Eine größere Vegetationsdichte mit einem größeren Artenspektrum wird fast nur noch auf feuchteren Standorten innerhalb der *Bas-fonds* erreicht (COUREL 1977: 49-50).

Innerhalb der Altdünenlandschaft dominieren ebenfalls sehr nutzungsabhängige Vegetationsgesellschaften. Die Bereiche der verflachten Altdünen werden überwiegend für den Anbau von Hirse (*Pennisetum americanum*) genutzt, die ehemalige Savannenvegetation aus annuellen und perennen Gräsern fehlt hier nahezu vollständig. Verbreitet sind Kulturbaumparks mit *Acacia albida*. Der Baum ist in der Trockenzeit belaubt und seine Blätter sind wertvolles Viehfutter während dieses vegetationsarmen Zeitraums (MAYDELL 1990: 103-104). Auf den beweideten Altdünenbereichen dominieren annuelle Gräser und Kräuter wie *Cenchrus biflorus*, *Alysicarpus ovalifolius*, *Aristida mutabilis* und *Zornia glochidata*. Die Deckung mit perennen Arten wie *Aristida sieberiana* und *Andropogon gayanus* nimmt nach Norden ab. Die weitständige Baumschicht setzt sich aus *Acacia raddiana* sowie *Balanites aegyptiaca* und *Acacia albida* zusammen. Auf stärker degradierten Standorten wächst *Leptadenia pyrotechnica* und *Combretum glutinosum*. Aufgrund der Weidenutzung sind weite Teile des Dünentop degradiert. ALBERT & KÜPPERS (2001) unterscheiden mehrere Degradationsstadien, die von einer Artenverarmung und Ausbreitung weideresistenter Arten über Arten mit sehr kurzem Vegetationszyklus zu vegetationsfreien, äolisch reaktivierten Dünen überleiten.

Das weitgehende Fehlen perenner Arten, die weitständige Baumschicht, der insgesamt geringe Bedeckungsgrad und die starke Beweidung vermindern den Erosionsschutz in nahezu allen Landschaftseinheiten. (vgl. ALBERT & KÜPPERS 2001, ALBERT *et al.* im Druck).

2.6 Mensch und Umwelt

2.6.1 Siedlungs- und Landnutzungsgeschichte

Über den Beginn der Besiedlung im Nordosten des heutigen Burkina Faso ist nichts bekannt. Zwar wurden bei archäologischen Prospektionen im Rahmen des SFB 268 einige ältere Artefakte aufgenommen, diese sind aber sehr vereinzelt und die ¹⁴C-Datierungen streuen über das ganze Holozän (VOGELSANG *et al.* 1999: 61). Allgemein wird für die Sahelzone eine Zunahme der Besiedlung im Zusammenhang mit dem Austrocknen der Sahara und den damit verbundenen Südmigrationen im mittleren Holozän angenommen (z. B. SMITH 1980a, 1980b). Archäologisch tritt die Besiedlung der Region erst ab etwa 4000 BP deutlich in Erscheinung. Aus dem Fundspektrum ergibt sich eine Besiedlung von mobilen Jäger- und Sammlergemeinschaften mit saisonalem Wechsel der Aufenthaltsorte (VOGELSANG 1995, 1996, 1997, 2000), die bereits in geringem Umfang Hirse angebaut oder durch Handel erworben haben. Aus zwei Fundplätzen (Tin-Akof und Oursi) liegt domestiziertes *Pennisetum americanum* vor, das auf 2900 bzw. 3100 BP datiert wurde (NEUMANN 1999, NEUMANN *et al.* 2001). Bevorzugt wurden die erhöhten Bereiche der Dünenzüge besiedelt; zumindest sind dies die Landschaftseinheiten mit hoher Konzen-

tration der als *Later Stone Age* bezeichneten Fundplätze (VOGELSANG *et al.* 1999). Auch für die stärker nomadisch lebenden Viehhaltergruppen bieten die von feuchten Depressionen und *Mares* durchsetzten Altdünenlandschaften gute Lebensbedingungen. TALBOT (1980: 57) verweist in diesem Zusammenhang auf die frühe Besiedlung der nigrischen Altdünenlandschaften, die 4000 bis 7000 Jahre zurückdatiert. Die meisten ausgegrabenen Siedlungsplätze des *Later Stone Age* in NE-Burkina Faso sind jünger und fallen in die Zeit zwischen 2000 und 1000 v. Chr. Danach scheint ein Siedlungs- oder Nutzungswandel stattgefunden zu haben, denn das letzte vorchristliche Jahrtausend ist im archäologischen Fundbild wieder nahezu unsichtbar (BREUNIG & NEUMANN 1999). Erst ab 250 v. Chr. treten erneut Fundplätze in Erscheinung. Es handelt sich um die charakteristischen eisenzeitlichen Siedlungshügel bzw. Siedlungshügelgruppen, deren Fundspektrum reich an namensgebenden Eisenartefakten ist. An der Basis der eisenzeitlichen Fundschichten liegen oft ältere, dem *Later Stone Age* zugehörige Artefakte, ohne dass ein Übergang zwischen beiden zu erkennen ist (HALLIER 2001). Die eisenzeitlichen Siedlungsplätze repräsentieren dörfliche Strukturen, d. h. eine sesshafte Siedlungsweise (HALLIER 1998, 1999, HALLIER & PETIT 2000, 2001). Ähnlich der heutigen Nutzung der Altdünengebiete wurde vorwiegend Hirse angebaut bei gleichzeitiger Nutzung von ausgewählten Bäumen (Kulturbaumparks) (KAHLHEBER 1999, KAHLHEBER *et al.* 2001, NEUMANN *et al.* 1998, 2001). Ein weiteres Kennzeichen dieser Siedlungsperiode sind zahlreiche Gräber mit z. T. reichhaltigen Grabbeigaben, die auf eine sozial differenzierte Gesellschaft hinweisen. Auch Fernhandel durch die Sahara ist ab dem 6. Jh. n. Chr. belegt (PELZER & MAGNAVITA SANTOS 2001). Einen wichtigen Stellenwert muss auch die Eisenverarbeitung gehabt haben, zahlreiche Verhüttungsplätze in der ganzen Region zeugen davon. Über den Umfang und die Dauer der Eisenverarbeitung in der Region ist jedoch wenig bekannt (vgl. PELZER *et al.* im Druck, VOGELSANG 2000).

Nach dem 14. Jh. n. Chr. endet diese Siedlungsweise. Die nachfolgenden Jahrhunderte sind bis in die jüngere Vergangenheit archäologisch bisher nicht erfasst. Historische Untersuchungen belegen ab der Mitte des zweiten nachchristlichen Jahrtausends einen Landnutzungswandel: In mehreren Migrationsphasen wanderten Rinderhirten (zunächst Fulbe, später Tuareg) in die Region ein und wurden allmählich zum beherrschenden demographischen und nachfolgend politischen Faktor. Dies führte zu einer Verschiebung der dominierenden Landnutzung vom Feldbau zur nomadischen Viehhaltung (ausführlich dazu PELZER *et al.* im Druck).

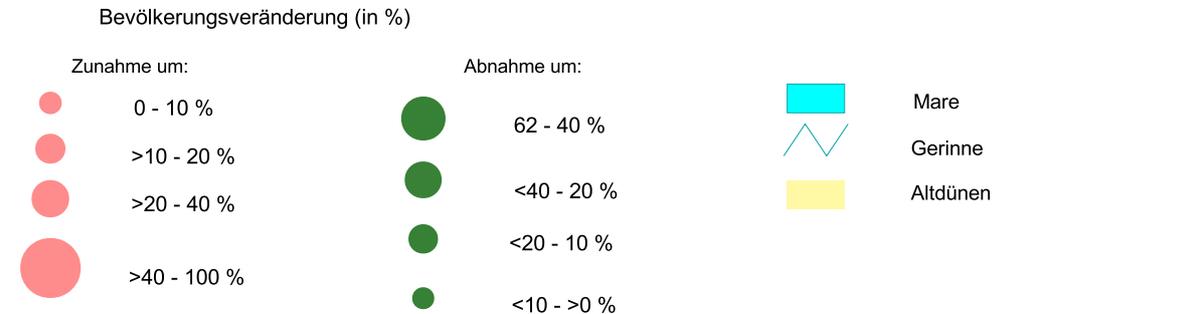
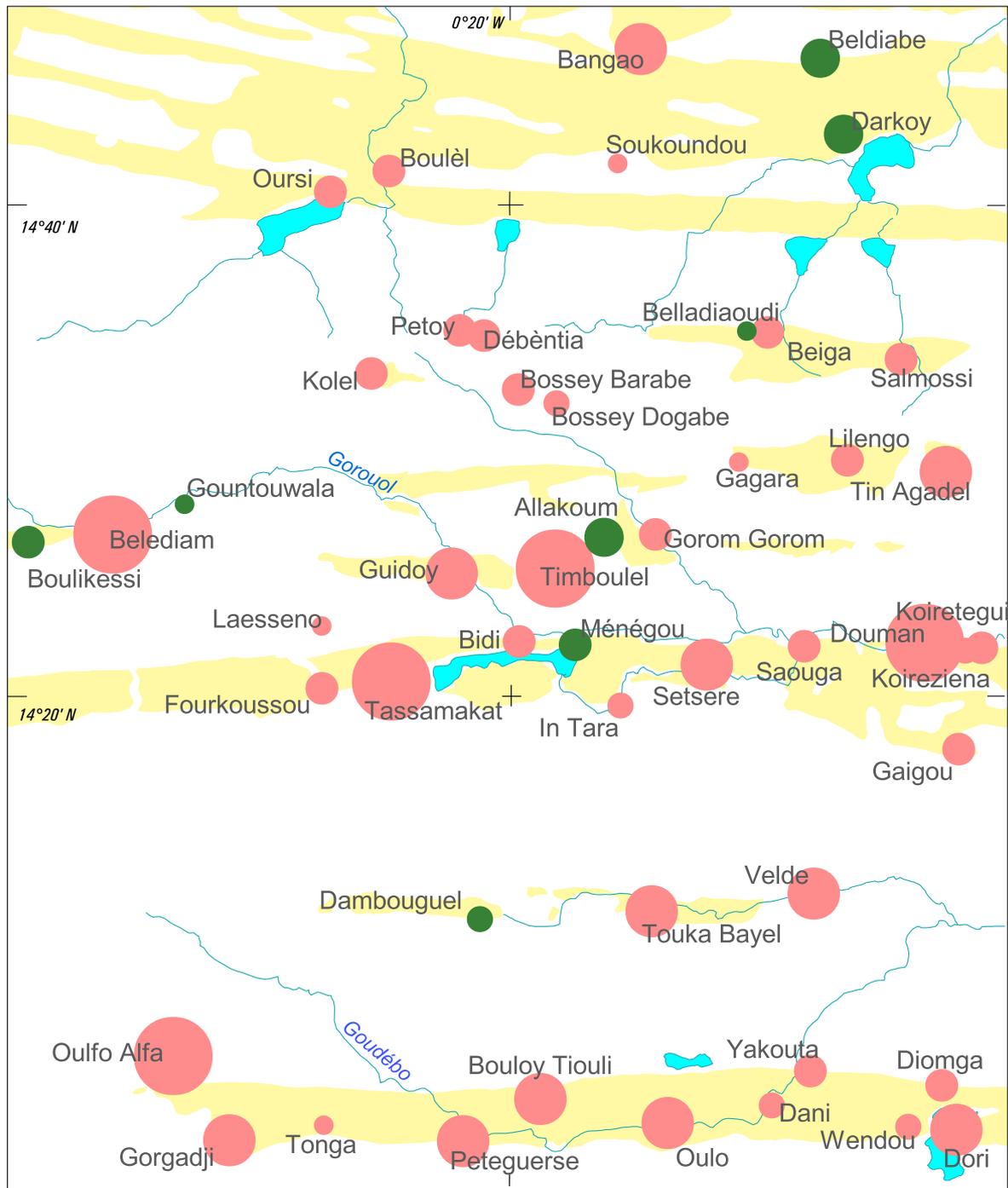
2.6.2 Landnutzung und *human impact*

Für den in Subsistenzwirtschaft betriebenen Feldbau sind die Altdünen die wichtigsten Landschaftseinheiten der Region. Das liegt zum einen in der leichten Bearbeitbarkeit der kaum verfestigten Sande mit der Hacke oder dem Grabstock und zum anderen im vergleichsweise guten Bodenwasserhaushalt der Sande: Durch das Abreißen des Kapillarstroms in den Grobporen reichen Sanden wird die zügige Austrocknung der Unterböden verhindert und dort eine längere Wasserversorgung der Pflanzen gewährleistet als in den

tonigen aber schnell austrocknenden Böden der Glacis. In einigen Bereichen der Dünenzüge – vor allem dort, wo am Südrand eines Dünenzugs ein *Mare* liegt und verstärkt Wasser in den Dünenkörper eindringt – kommt es zur Bildung lokaler Grundwasserkörper über dem dichten Saprolit an der Basis der Dünensande. Von dieser Gunstsituation sind häufig die Unterhangbereiche der Nordabdachungen der Dünenzüge betroffen, in denen dann nach der Regenzeit Gartenbau betrieben wird.

Im Bereich der Altdünen führt die gegenwärtige Bevölkerungsentwicklung zu einer Erhöhung des Nutzungsdrucks. Mit 5 Ew/km² lag die Besiedlungsdichte im Oudalan 1975 deutlich unter dem Landesdurchschnitt von 19 Ew/km². Für die feldbaulich genutzten Dünenzüge südlich 14°40'N betrug die Dichte bereits über 25 Ew/km² (KRINGS 1980: 74-75). Abb. 11 zeigt die prozentuale Bevölkerungsveränderung aus dem zentralen Oudalan und dem Norden der Provinz Seno. Die durchweg hohe Bevölkerungszunahme zwischen 1975 und 1985 in den Siedlungen entlang der Altdünenzüge verdeutlicht diesen Trend und unterstreicht die zunehmende Bedeutung der Altdünenlandschaft als Siedlungsraum. Vor allem die Siedlungen entlang der feldbaulich stark genutzten Altdünenzüge knapp nördlich 14°N und bei 14°20'N verzeichnen hohe bis sehr hohe prozentuale Bevölkerungszunahmen (im Mittel über 40 %). Die Zunahme der sesshaften Bevölkerung führte zu einer rapiden Ausweitung der feldbaulich genutzten Flächen. Bereits für den Zeitraum zwischen 1955/56 und 1974 geht dies aus Luftbildvergleichen deutlich hervor, wofür neben dem Bevölkerungswachstum das zunehmende Sesshaftwerden nomadischer Gruppen verantwortlich ist (KRINGS 1980: 89-92). Jüngere Untersuchungen bestätigen diesen Trend. Eine Detailstudie aus der Umgebung von Yomboli zeigt, dass insgesamt (bis 1995) eine Ausweitung der Anbauflächen festzustellen ist: Während die verflachten Altdünen dort bereits seit Mitte der 1980er Jahre fast flächendeckend genutzt werden, fand in den 1990er Jahren eine Ausweitung der Feldbauflächen in den Übergangsbereichen Düne-Glacis, auf den Glacis selbst und am Ufer des Mare de Yomboli statt (REENBERG 1999b: 185-187).

Auch für die Viehhalter sind die Altdünenlandschaften von hohem Wert. Die annuellen Gräser auf den Dünenzügen sind ein bedeutendes Futterreservoir für die Viehherden. COUREL (1977: 48) gibt die jährliche Produktivität der annuellen Grasdecke auf den Dünen mit 1,4 t/ha an. Die den Altdünen benachbarten *Mares* haben eine mittlere Produktivität von 3-4 t/ha/a (COUREL 1977: 50). Sie sind daher nicht nur die wichtigste Ressource der Wasserversorgung, da sie die einzigen Stellen sind, die bis lange in die Trockenzeit hinein Wasser führen, sondern haben auch einen beachtlichen Stellenwert als Futterreservoir. Im Gegensatz zum Feldbau, der auf die Altdünengebiete beschränkt ist, findet Beweidung allerdings in der gesamten Region statt. Ausreichende Niederschläge sind die wichtigste Voraussetzung für die jährliche Neubildung der Futter- und Wasserreserven. Entsprechend dem Nahrungsdargebot unterliegt die Sterblichkeitsrate des Viehs großen interannuellen Schwankungen. Infolge der Dürre der frühen 1970er Jahre reduzierte sich der Viehbestand (Rinder) im Mittel um 35-40 %. Am stärksten betroffen waren die Herden der Nomaden, die nicht nach Süden abwanderten (CLAUDE *et al.* 1991: 176).



Datenquelle: Institut National de la Statistique et de la Démographie (Haute-Volta)(1979): Fichier des Villages. - Recensement 1975.
 Institut National de la Statistique et de la Démographie (2. Auflage 1989): Recensement General de la Population 1985.
 Kartographie: K.-D. Albert

Abb. 11 Prozentuale Bevölkerungsveränderung ausgewählter Siedlungen in den Provinzen Oudalan und Seno zwischen 1975 und 1985.

Seit Mitte der 1990er Jahre ist mit dem Wechsel zu etwas ausgeglicheneren, feuchteren Niederschlagsbedingungen (vgl. Abb. 9) von einer allgemeinen Zunahme der Viehbestände auszugehen. Aufgrund der starken Abhängigkeit des Futterangebots von den Niederschlägen kommt es in trockenen Jahren schnell zu starker Übernutzung der Weidegebiete. Für die Region um das Mare d'Oursi ermitteln CLAUDE *et al.* (1991: 127) eine mittlere Tragfähigkeit (1976-1980) von 11194 UBT¹. Die Bestandserhebungen aus den Jahren 1976 und 1980 liegen mit Werten von 14624 UBT und 15300 UBT deutlich über der Tragfähigkeit der Region (CLAUDE *et al.* 1991: 127).

Es steht außer Frage, dass sich die Landnutzung und Siedlungstätigkeit – vor allem unter Berücksichtigung des zunehmenden Nutzungsdrucks – in vielfältiger Weise auf die biotische wie abiotische Umwelt auswirken bzw. im Laufe der Siedlungs- und Nutzungsgeschichte ausgewirkt haben. Zur Beurteilung der möglichen bzw. tatsächlichen geomorphologischen Auswirkungen des *human impact* ist dieser zunächst in seiner räumlichen und zeitlichen Bedeutung zu differenzieren. Für die Sahelzone kann der *human impact* grob in drei Bereiche eingeteilt werden, die den wichtigsten Nutzungsformen entsprechen: Feldbau, Viehzucht und Siedlungstätigkeit i. w. S. (Tab. 1). Jede dieser Nutzungsformen bringt spezifische Eingriffe in die Landschaft mit sich, die sich unterschiedlich auf Böden und Relief auswirken. Entsprechend ihrer räumlichen Dimension lassen sich punktuelle, linienhafte, kleinräumig flächenhafte (fleckenhafte) und flächenhafte Einwirkungen bzw. Folgen differenzieren. Weiterhin ist eine zeitliche Unterscheidung zwischen historischen und rezenten Eingriffen und deren Folgen möglich. Die Auflistung zeigt die große Bandbreite menschlicher Eingriffe in der Sahelzone, bewertet aber nicht deren Intensität bzw. die Tragweite der Folgen, da diese vom jeweiligen Untersuchungsgegenstand abhängig sind. So erfährt Bodenerosion aus geoökologischer Sicht eine stark negative Bewertung, während die Laufänderung von Fließgewässern durch den Bau von Pisten, geoökologisch durchaus positiv zu bewerten ist (Wasserrückhaltung in saisonal überschwemmten Bereichen im Stau der Straßenböschung). Zudem ist bei einer Bewertung des *human impact* zwischen *on-site* und *off-site* Folgen zu unterscheiden: Landdegradation durch Bodenerosion (*on-site*) kann durchaus mit einer Verbesserung des Nutzungspotentials im hangabwärtigen Bereich durch akkumulierte Bodensedimente (*off-site*) einhergehen. Häufig ist die Art der räumlichen Dimension des Eingriffs mit jener der geomorphologischen Folgen identisch. Es gibt aber auch Eingriffe, deren Folgen sich in Dimension und Art von denen des Eingriffs unterscheiden, so zum Beispiel die Errichtung von Wasserstellen/Brunnen für die Versorgung des Viehs (punktuelle Dimension), deren Folgen häufig weiträumige Degradation und Bodenabtrag im Umkreis des Brunnens sind (fleckenhafte bis flächenhafte Dimension). Dieses Beispiel steht auch für kurzfristig wirksame Eingriffe mit langfristigen Folgen – also initiale Störungen mit nachfolgender Selbstverstärkung.

¹ *unité bovin tropical*, 1 UBT = 250 kg

Tab. 1 Räumliche und zeitliche Dimension ausgewählter Faktoren des *human impact* in der Sahelzone und ihre geomorphologischen Auswirkungen.

<i>Art und Dimension des impact</i>			<i>Folgen des impact auf Böden und Relief</i>	
<i>impact</i>	<i>räuml. Dimension</i>	<i>zeitl. Dimension</i>	<i>Prozesse</i>	<i>räuml. Dimension</i>
Feldbau				
Aufflichtung der Vegetation, Hackbau	flächenhaft	historisch und rezent	Mechanische Veränderung der Oberböden, z.T. Krustenbildung, Bodenerosion	linienhaft und flächenhaft
Viehzucht				
Vegetationsrückgang entlang von Wegen	linienhaft		Bodenerosion und -verdichtung entlang von Viehwegen	linienhaft
Allgemeiner und selektiver Vegetationsrückgang auf Weideflächen	fleckenhaft flächenhaft	historisch und rezent	Bodenerosion und -verdichtung im Bereich von Wasserstellen Bodenerosion, z.T. Gullybildung auf überweideten Flächen	fleckenhaft linienhaft bis flächenhaft
Grabungstätigkeit	punktuell		Sedimentumlagerungen in Wadis und Mares durch Brunnengrabungen	punktuell
Siedlungstätigkeit i.w.S.				
Straßenbau (Aufschüttung), Sedimententnahme für Pisten,	linienhaft und fleckenhaft	rezent	Laufänderung von Fließgewässern. Reliefveränderung	linienhaft und fleckenhaft
Akkumulation von Siedlungshügeln	punktuell bis fleckenhaft	historisch	Reliefveränderung, Sedimentumlagerung nach Auflassung	punktuell bis fleckenhaft
Allg. Siedlungstätigkeit	fleckenhaft	rezent	Bodenverdichtung, Bodenerosion	fleckenhaft
Sedimententnahme zur Lehmziegelherstellung	punktuell	historisch und rezent	Reliefveränderung im Uferbereich der Gerinne und der <i>Mare</i>	punktuell
Vegetationsaufflichtung durch Eisenverhüttung	fleckenhaft bis flächenhaft	historisch	Bodenerosion	fleckenhaft bis flächenhaft
Oberflächenveränderung durch Eisenverhüttung	punktuell bis fleckenhaft	historisch	Schlackeakkumulation, Bodenverdichtung	punktuell bis fleckenhaft

Entsprechend der räumlichen Konzentration auf die Altdünenlandschaft beziehen sich auch die Untersuchungen und Beurteilungen des *human impact* auf diesen Landschaftsraum. Im Vordergrund stehen daher die geomorphologischen Auswirkungen des Feldbaus und der Beweidung, sowie in kleinräumigerer Sicht die geomorphologischen Folgen des eisenzeitlichen Siedlungsbaus.

3 Die Altdünenlandschaft

3.1 Altdünenchronologie(n) der Sahelzone – Ein forschungsgeschichtlicher Überblick

Die südlich der Sahara von der Atlantikküste bis zum Nil vorkommenden ausgedehnten Altdünenkomplexe gehören zu den landschaftsprägendsten und auffälligsten Raumeinheiten der Sahelzone. Es wundert daher nicht, dass ihre paläoklimatische Bedeutung bereits früh erkannt und von französischen und britischen Wissenschaftlern der Kolonialmächte untersucht wurde. GOUDIE (1999: 2) erwähnt in einem Abriss zur Forschungsgeschichte äolischer Geomorphologie „CHUDEAU, R. (1909): Sahara Soudanais“ als die älteste Kartierung der *ergs morts* südlich der Sahara. Bei URVOY (1942: 83-84) finden die Altdünenregionen des Nigerbeckens, wenn auch noch kaum differenziert, erstmals Erwähnung als Zeugen quartärer Klimaschwankungen. Einen Überblick zum Stand paläoklimatischer Interpretationen (bis etwa 1991) aus Altdünen in den Trockengebieten der Erde gibt TCHAKERIAN (1994). Ältere Untersuchungen aus dem *ancient erg of Hausaland* Nordnigerias, der sich bis zur heutigen 1000 mm-Isohyete erstreckt, liegen von GROVE (1958) und GROVE & WARREN (1968) vor. Aus dem französischen Sprachraum sind die Arbeiten von FAURE (1966) und GAVAUD (1968) zu nennen, die bereits unterschiedliche Dünengenerationen ausweisen. BOULET (1968) übernimmt zunächst die Chronologie von FAURE (1966) und ordnet die Dünengenesse im Norden Burkina Fasos zwei Trockenphasen zu: einer älteren (*erg ancien*) vor 22000 BP und einer jüngeren (*erg récent*) von 7000-5000 BP. Von 22000-7000 BP wird eine lange „Seenperiode“ mit humiden Klimabedingungen angenommen. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt WARREN (1970), der die Genese der Altdünen des *High-Goz* und *Low-Goz* Kordofans (Rep. Sudan) in zwei aride Phasen unterteilt, die ebenfalls von einer langen humiden Periode zwischen 22000 BP und 9000 BP unterbrochen wurden.

Entscheidende Impulse zur Altdünenchronologie der Sahelzone geben die Arbeiten von MICHEL (1973, 1977, 1980) aus dem Norden Senegals und dem Süden Mauretaniens. MICHEL (1973) erkennt die spätpleistozäne hyperaride Phase und benennt sie nach der Region Ogol als *Ogolien*. Kennzeichnend sind mächtige NE-SW gerichtete Longitudinaldünen, die zwischen 20000-15000 BP aus alluvialen Sanden akkumuliert wurden (MICHEL 1973: 496-509, 1977: 100). Den humideren Abschnitt des Holozäns datiert MICHEL (1977: 98-101, 108) zwischen 11000-4000 BP, wobei ein Humiditätsmaximum von 9000-8000 BP angenommen wird sowie eine kurze Trockenphase von 7500-7000 BP. Während des Holozäns haben sich in den Dünen *sols brun-rouge* entwickelt. Stärker verflachte Altdünen mit *sols ferrugineux tropicaux lessivés* werden einer früheren ariden Periode zugeordnet (MICHEL 1973: 265-266), die BARBEY (1989) auf älter als 40000 BP datiert, mit nachfolgender Verflachung während des humideren Ghazalien..

Nach dem Erscheinen der Arbeiten von MICHEL (1973) und der Untersuchung aus dem Tschadbecken von SERVANT (1983²) korrigiert BOULET (1978: 28-30) die Chronologie der Altdünen Burkina Fasos und passt sie der Klimakurve von SERVANT (1983: 111) an. Entsprechend dem Relief und den Bodenbildungen wird der *erg ancien* auf vor 40000 BP verschoben. Nachfolgende Verwitterung und Bodenbildung unter humidem Klima (Ghazalien) – mit Niederschlagssummen von 1000 mm/a im Südsahel – dauerte bis 20000 BP. Für das Ogolien, von 20000-12000 BP, mit einem Maximum von 18000-14000 BP, wird intensive Dünenbildung (*erg récent*) angenommen. Im Holozän folgten wiederum feuchtere Bedingungen mit Bodenbildung. Eine holozäne Trockenphase findet BOULET (1978) in den Dünen nicht belegt. Dagegen greift COUREL (1977: 263-265) zur Erklärung des Dünenreliefs – ebenfalls bezüglich der Altdünen Burkina Fasos – auf die von MICHEL (1973) vermutete holozäne Trockenperiode zurück. Die Genese des Sekundärdünenmusters (*erg récent*) wird entsprechend um 7000 BP angenommen, allerdings nicht als Folge einer ariden Periode, sondern abgeschwächt als *réurrence sèche*. Die Akkumulation der eigentlichen Dünenzüge, als *ondulation type I* bezeichnet, wird auf 28000-20000 BP datiert (COUREL 1977: 272).

Eine erste kritische Betrachtung zur paläoklimatischen Aussagekraft der Altdünen äußert MENSCHING (1979), wonach die Altdünen der Sahelzone zur sicheren Einordnung arider Phasen nur bedingt geeignet sind, da sie aufgrund ihrer hohen morphologischen Mobilität bereits bei geringsten klimatischen Schwankungen remobilisierbar sind, und die Erfassung aller klimagesteuerten Aktivitätsphasen unmöglich ist. TALBOT (1980: 43-44) äußert sich ähnlich kritisch und bezweifelt, dass die Aridität im Endpleistozän zwingend mit der in rezenten Sandwüsten gleichzusetzen ist. Die gegenüber heute höheren Windgeschwindigkeiten erlaubten auch bei etwas feuchteren Bedingungen ausreichend Sandtransport.

Es scheint als seien gerade diese kritischen Anmerkungen ein Anstoß zu intensiver Forschung gewesen, denn die 1980er Jahre sind geprägt von Untersuchungen durch deutsche Geomorphologen. Etwa in diesen Zeitraum fallen auch die Untersuchungen von BARTH (1977, 1982) über die Altdünenzüge im Gourma (Rep. Mali). Diese entsprechen in Ausrichtung und Relief den südlich benachbarten Altdünen Burkina Fasos. BARTH (1977) folgt der Altersstellung von MICHEL (1973) und erwähnt zudem eine weitere Dünengeneration, die zeitlich nicht näher gefasst wird. Typisch sind unregelmäßige, kürzere, bis 5 m hohe Dünen aus gelblich-grauen bis gräulich-weißen Sanden (BARTH 1982: 213-214). Die spätpleistozänen (Ogolien) Dünen sind durch rubefizierte Böden gekennzeichnet, mit erhöhten Fe_D-Gehalten und aufgehellten A-B-Übergangshorizonten. Diese Böden sind auch noch nördlich des Niger-Binnendeltas verbreitet (BARTH 1977: 87-88, 1982: 216-217).

FELIX-HENNINGSSEN (1984) folgt bezüglich der Altdünen Kordofans (Rep. Sudan) zunächst noch der Altersstellung von WARREN (1970). Die Dünen sind bis 10°N verbreitet und werden als 25-30 m hohe Draa beschrieben, mit Abständen von 600-1800 m. GLÄSER (1987) erarbeitet in der gleichen Region eine korrigierte Altdünenchronologie mit Hilfe von ¹⁴C-datierten Seesedimenten und unterteilt ältere Äolianite sowie ab 25-20000 BP eine

² Nachdruck der 1973 erschienen ‚These de 3ième cycle‘

jüngere Dünengeneration, die von holozänen Limniten ab 9400 BP abgelöst wird. JÄKEL & RÜCKERT (1998: 116-118) stellen die rubefizierten und verflachten Altdünen (*Old Qoz*) ebenfalls in das Ogolien, diese sind ausweislich ¹⁴C-Datierungen von holozänen Dünensanden (*Middle Qoz*) überlagert.

Gleich drei Dünengenerationen werden von VÖLKELE (1987, 1988, 1989) auf der Basis geomorphologischer und bodenkundlicher Untersuchungen in den Altdünengebieten der Südsahara und des Sahel der Rep. Niger ausgewiesen. Bezüglich der Alterstellung folgt VÖLKELE (1989) der Paläoklimakurve des Tschadbeckens von SERVANT (1983). Der *erg ancien* oder die '1. Dünengeneration' mit einem Alter von mehr als 50000 BP trägt gut entwickelte Luvic Arenosols bzw. *sols ferrugineux tropicaux* und ist im Süden bis etwa 10°-12°N verbreitet. Die '2. Dünengeneration' entspricht dem ariden Ogolien (Kanémien nach SERVANT 1983) von 20000-16000 BP. Diese Dünen tragen Chromic bis Cambic Arenosols bzw. *sols brun subarides* bis *sols fersiallitiques non lessivé* (VÖLKELE 1988: 267). Als typische Merkmale werden der bräunliche A-Horizont mit geringer organischer Substanz und ein rötlicher B-Horizont mit leicht erhöhten Tongehalten beschrieben, sowie die Verfestigung dieser Horizonte durch pedogene Fe-Oxide und Humus. In zonaler Sicht lässt sich eine Zunahme des Feinmaterialanteils nach Süden bei gleichartigen Verwitterungsbedingungen feststellen (VÖLKELE 1988: 266). Eine '3. Dünengeneration' ist nördlich des Tschadsees verbreitet (Region Manga) und wird mit einer kurzen Trockenphase von 4500-3500 BP korreliert. Der von SERVANT (1983) beschriebene aride Einschnitt um 7500 BP lässt sich in den nigrischen Altdünen nicht nachweisen. Jüngere Untersuchungen zum Verwitterungsgrad von Dünensanden aus der gleichen Region folgen weitgehend dieser Klimachronologie (FELIX-HENNINGSSEN 2000), wobei darauf hingewiesen wird, dass der Verwitterungsgrad der reliktschen Chromic und Cambic Arenosols der Monsunrichtung entsprechend von Südwesten nach Nordosten abnimmt. Ebenfalls im nigrischen Sahel, ergänzt durch Standorte aus der Sudanzone Burkina Faso und Nordtogo, vergleicht GRUNERT (1988b) Verwitterung und Bodenbildung jungquartärer Böden auf Altdünen und Granit und trennt zwischen reliktschen Böden nördlich der Südsahara und den „Jetztzeitböden mit teilweisem Reliktcharakter“ der Südsahel- und Sudanzone. Die „rotbraunen bzw. rubefizierten Savannenböden“ (*sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivé*) der Altdünen haben sich unter Klimabedingungen mit mittleren Niederschlägen von mehr als 1000 mm/a entwickelt (GRUNERT 1988b: 25-26).

Bis dahin beruhte die chronologische Zuordnung von Altdünen zu ariden Perioden der Sandakkumulation sowie zu hygrisch feuchteren Perioden der Dünenverwitterung auf Boden- und Reliefmerkmalen und auf Korrelationen dieser Merkmale mit paläoklimatisch interpretierten Befunden und Datierungen fluvialer und lakustrischer Sedimente (z. B. Tschadsee). In den 1990er Jahren stieg die Bedeutung der Altdünen für paläoklimatische Fragestellungen erneut. Mit der neu entwickelten Methode der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL) lassen sich seit dem absolutzeitliche Datierungen an den äolischen Sanden selbst vornehmen. Zunächst noch auf Thermolumineszenz (TL) beruhen die Datierungsergebnisse von THIEMEYER (1993, 1995, 1997) zum Alter unterschiedlich ausgeprägter Altdünenkomplexe östlich und westlich eines Strandwalls des Paläotschadsees (Bama Ridge).

Dort sind in NE-SW-orientierten Longitudinaldünen von mehreren Kilometern Länge (Lantewa Dunefield) orangebraune (7.5YR 5/8 - 5YR 5/8) Chromic Arenosols entwickelt. Kennzeichnend sind erhöhte Fe_D -Gehalte um 0,3 % und eine fühlbare Mittel- und Grobsandkomponente des sonst stark feinsandigen Substrats (THIEMEYER 1994: 37-44). Weiterhin werden Böden beschrieben, in denen Tonverlagerung durch Tonbänder angezeigt wird (THIEMEYER 1994: 46). Die holozänen Alter der TL-Datierungen werden von THIEMEYER (1995: 105, 1997: 49) kritisch bewertet: Zum einen fallen nur sehr wenige Datierungen in die spätpleistozäne Trockenperiode, die auch für NE-Nigeria zu fordern ist, da sie durch die Paläoklima-Kurven des nahegelegenen Tschadsees gut abgesichert ist. Zum anderen liegen die Abweichungen der gemessenen jüngeren Alter häufig über der vermuteten Dauer holozäner Trockenphasen, was den Wert der Datierungen stark einschränkt. Zudem ist die Möglichkeit ungenügender optischer Bleichung pedogenetisch überprägter Dünen-sande zu berücksichtigen. Aufgrund der Erhaltung der Fe-coatings beim Sandtransport kann die optische Bleichung unvollständig ablaufen und zu erhöhten Mischaltern führen (THIEMEYER 1997: 49).

Ebenfalls in Nordnigeria datieren STOKES & HORROCKS (1998) Dünensande der südlichen Sahelzone und die als *desert margin loess* bezeichneten Sedimente südlich davon. Innerhalb der OSL-datierten Profile überwiegen Alter von 20-12 ka v. H., mit z. T. älteren Sedimenten im Liegenden und einigen holozänen Altern in den Decksedimenten (STOKES & HORROCKS 1998: 173). Aus dem äußersten Norden Nigerias (Manga Grasslands) liegen OSL-Datierungen holozäner barchanoider Dünen vor (VÖLKELS ‚3. Dünengeneration‘, s. o.). Die breite Streuung der Alter von 7-4,3 ka v. H. belegen, dass es dort während des Holozän immer ein Nebeneinander von aktiven und fixierten Dünen gegeben hat (HOLMES *et al.* 1999: 364). Mit diesen absolutzeitlichen Ergebnissen bestätigt sich – zumindest für diese Region – der oben genannte kritische Einwand von MENSCHING (1979).

Aus dem Norden von Burkina Faso liegen OSL-Datierungen der Altdünen von ALBERT *et al.* (1997) vor. Die Ergebnisse zwischen 17,7 und 11 ka v. H. in Verbindung mit bodenkundlichen Befunden (Verbreitung von Luvic-Chromic Arenosols) bestätigen weitgehend das Ogolien als Hauptbildungszeit der Dünenzüge. Zudem äußern sich ALBERT *et al.* (1997: 181) kritisch über die einfache Zuordnung von äolischen Reliefmerkmalen zu unterschiedlich alten Dünengenerationen, da die vorgestellten Datierungen sowohl aus verflachten Altdünen stammen, als auch aus dem nördlichen Abschluss des stärker reliefierten Dünentop. Die häufig vorgenommenen Trennung in einen *erg ancien* und einen *erg récent* (z. B. BOULET 1968, 1978, COUREL 1977) ist daher kritisch zu beurteilen.

3.2 Verbreitung der Altdünen in NE-Burkina Faso

Das Vorkommen äolisch transportierbarer Sande, weitgehend aufgelockerte bis fehlende Vegetation und zumindest saisonale Trockenheit sind die geomorphologischen und klimatischen Voraussetzungen äolischer Geomorphodynamik und damit der Dünenentstehung. Aus der Verwitterung des flächenmäßig dominierenden Granits und der quarzitisches Se-

dimente im Norden der Region resultieren große Mengen Quarzsand, die über die Hauptvorfluter transportiert und sortiert werden. Die Schwermineralverteilung in den Dünensedimenten belegt die weitgehende Autochthonie der Sande (COUREL 1977, PFEIFFER 1991). Auch die Häufung der Altdünen in Richtung des Nigertals, wo große Mengen Sand angeliefert werden, unterstreicht die Abhängigkeit der Dünenbildung von den alluvialen Sedimenten (CHAMARD & COUREL 1981).

Das auffälligste Merkmal des äolisch akkumulierten Reliefs ist dessen räumliche Verteilung in der Region. Das Satellitenbild (Abb. 12) zeigt eine annähernd breitenkreisparallele Abfolge langgestreckter Dünenzüge, die große Bereiche der Rumpfflächenlandschaft bedecken. Diese sind Teil eines größeren Altdünenkomplexes, der im nigrischen Liptako am Ufer des Niger mit einer nahezu geschlossenen Sandfläche ansetzt und sich nach Westen in einzelne Dünenzüge auflöst (vgl. CHAMARD & COUREL 1981: 14). Dieser Altdünenkomplex wird als Liptako-Oudalan-Komplex benannt. Auffallend ist das gleichabständige Vorkommen der südlichen, deutlich voneinander abgesetzten großen Dünenzüge bei 14°N (Dünenzug von Dori-Yakouta), 14°20'N (Dünenzug von Saouga-Bidi) und 14°40'N (Dünenzug von Oursi-Markoy). Zwischen diesen mächtigen, wenige Kilometer breiten und mehrere hundert Kilometer langen Dünenzügen liegen bei 14°10'N und 14°30'N, ebenfalls in E-W-Richtung verlaufend, äolische Akkumulationen geringerer Mächtigkeit und mit weniger deutlich ausgeprägten Reliefmerkmalen. Im Norden der Region, nördlich des Dünenzuges von Oursi-Markoy, verringert sich der Abstand zwischen den einzelnen Dünenzügen, die sich nördlich von 15°30'N zu den weitläufigen Altdünenfeldern des mali-schen Gourma verdichten (vgl. BARTH 1982, REICHEL 1972). Südlich 14°N kommen nur noch geringmächtige äolische Sedimentdecken vor. In Burkina Faso reicht die Verbreitung nach Süden etwa bis Kaya. Diese äolischen Akkumulationen tragen keine äolischen Reliefmerkmale und sind daher in der Landschaft kaum als Dünen zu erkennen (BOULET 1968: 28-29). Untersuchungen zum Verwitterungsgrad dieser „sudanischen“ Altdünen sind bei BOULET (1968) und bei GRUNERT (1988b: 34-35) dokumentiert. Ebenfalls zur Altdünenlandschaft gehören die zahlreichen äolischen Sandrampen und Leedünen an Inselberghängen. Diese ebenfalls fixierten Sandakkumulationen haben einen vergleichsweise geringen Flächenanteil an der Altdünenlandschaft, stellen aber lokal wichtige Feldbau-standorte dar.

3.3 Relief und Böden der Altdünenzüge in NE-Burkina Faso

Geomorphologisch lässt sich innerhalb eines Dünenzugs eine deutliche Dreiteilung entlang eines asymmetrischen N-S-Querprofils vornehmen (*ondulation de type I* bei COUREL 1977: 256-257). Der südliche und flächenmäßig größere Bereich ist stark eingeebnet und trägt keine äolischen Reliefmerkmale (*erg ancien* bei BOULET 1968, 1978). Der nördliche Teil ragt 10-20 m über die umgebende Landschaft hinaus und ist durch ein Sekundärdü-

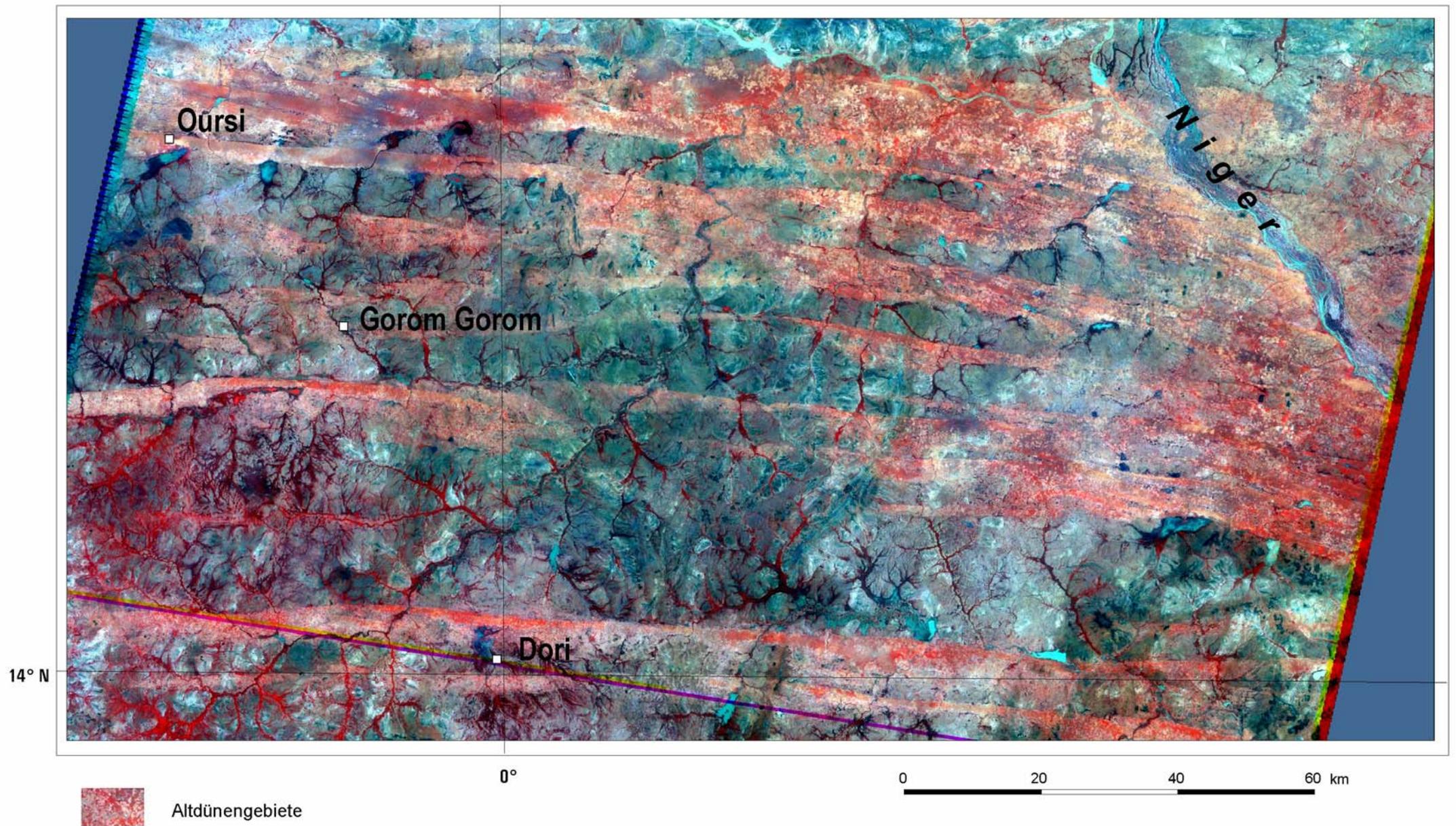


Abb. 12 Der Liptako-Oudalan Altdünenkomplex westlich des Niger. Landsat TM-Szene vom 05.08.2000 in der Kanalkombination 4/2/1.

nenmuster gekennzeichnet (*erg récent* bei BOULET 1968, 1978 bzw. *ondulation de type II* bei COUREL 1977: 256-257). Das Relief besteht dort aus einer Aneinanderreihung von abgerundeten Dünen – d. h. es sind keine Luv- und Leehänge mehr erkennbar –, die von meist ovalen Depressionen unterbrochen werden. Die Depressionen sind in NE-SW- bis N-S-Ausrichtung aneinandergereiht und liegen somit partiell parallel zu den heute vorherrschenden Windrichtungen. Abb. 13 zeigt einen Luftbildausschnitt des Sekundärdünenmusters auf dem Dünenzug Oursi-Markoy. Typisch, aber nicht überall gleichmäßig vorkommend, sind Wellenlängen um 200 m. Diese, in ihrer Gesamtheit als Dünentop bezeichneten Abschnitte der Dünenzüge nehmen einen Raum von einigen hundert Metern bis zu etwas über drei Kilometer in N-S-Richtung ein (Foto 2). Der nördliche Abschluss des Dünenzugs setzt häufig mit einem deutlichen Hangknick ein, der in einen gestreckten Hang überleitet. Diese Nordabdachung (Nordhang des Dünenzugs) erreicht Hangneigungen von 2°-10°. Bei sehr geringer Hangneigung schließt sich am Fuß des Nordhangs häufig eine sandbedeckte Fläche an, die allmählich in das Glacis überleitet. Steilere Nordhänge sind am Hangfuß deutlicher vom Glacis abgesetzt. Steile Dünennordhänge mit bis zu 30° Neigung kommen nur in Ausnahmefällen vor, wenn Fließgewässer den Dünenhang anschneiden (Foto 3).

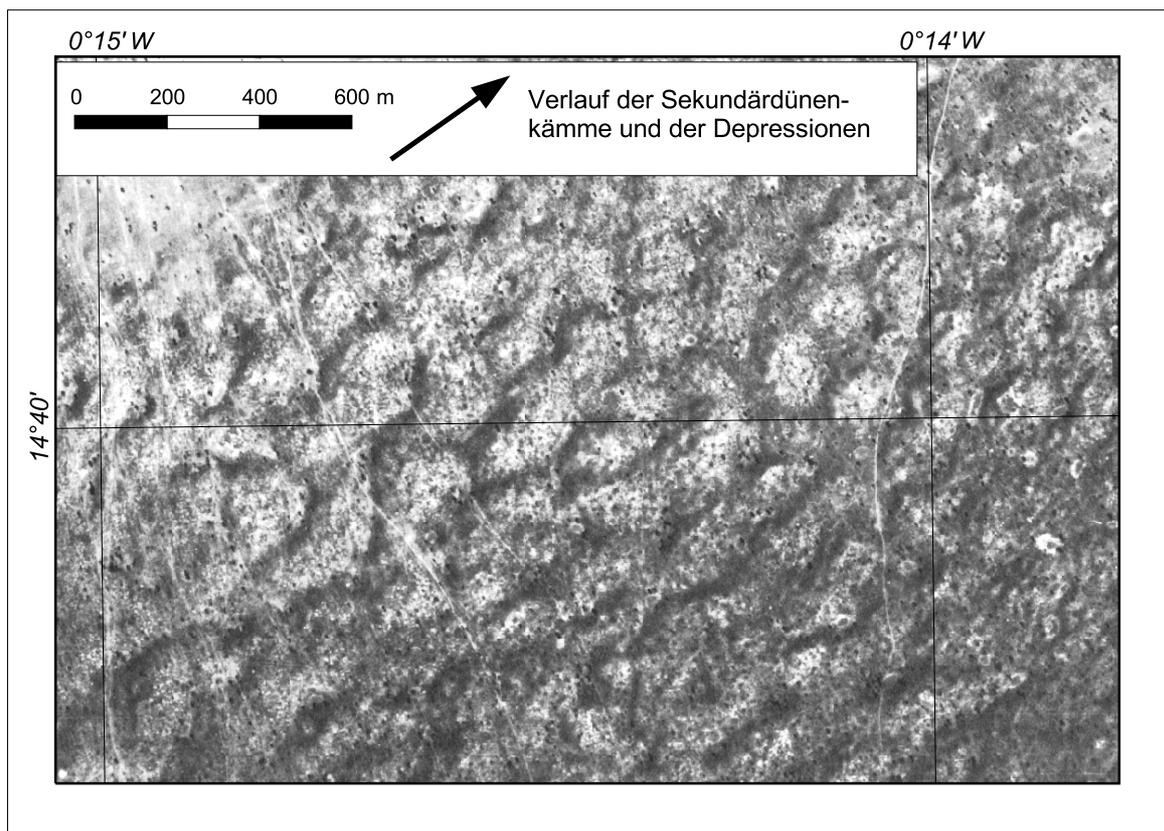


Abb. 13 Sekundärdünenrelief auf dem Dünentop eines spätpleistozänen Dünenzugs (Quelle: Luftbildausschnitt IGB Nr. 4781 - 1995).

Diesen drei typischen Reliefeinheiten der Dünenzüge entsprechen charakteristische Bodengesellschaften, die edaphische Situation und daraus abgeleitet die vorherrschende Vegetation und Nutzung, so dass diese als Landschaftseinheiten ‚verflachte Altdünen‘, ‚Dünentop mit Sekundärdünen‘ und ‚Dünennordhang‘ benannt werden. In Abb. 14 sind diese Landschaftseinheiten und ihre jeweils typische Geofaktorenkonstellation (Relief, Boden, Vegetation, Nutzung) schematisch dargestellt.

Auf den verflachten Altdünen überwiegen gut entwickelte Luvic-Chromic Arenosols (s. ALBERT & KÜPPERS 2001). Diese entsprechen in etwa den *sols ferrugineux tropicaux* der Bodenkartierung von BOULET (1968) (vgl. Tab. 2). In größerer Nähe zu den *Mares* sind sie mit Gleyic-Luvic Arenosols und bei abnehmender Sandmächtigkeit über dichterem Untergrund mit Luvic-Stagnic Arenosols vergesellschaftet. Typisch sind 30-50 cm mächtige, rubefizierte B-Horizonte, die sich durch ihre stärkere Verfestigung und durch erhöhte Ton- und pedogene Eisenanteile von den umgebenden Horizonten absetzen. BOULET (1968: 182-183) erwähnt zudem die Existenz eines aufgehellten A2-Horizonts (= A1) über dem B-Horizont in den *sols ferrugineux tropicaux*. Stellenweise reicht die Rubefizierung bis in größere Tiefen (>1 m), wobei die Unterböden dann Staunässemerkmale in Form von Rost- und Bleichflecken oder Eisenkonkretionen aufweisen (ALBERT & KÜPPERS 2001). Diese Böden entsprechen bei BOULET (1968) den *sols ferrugineux tropicaux peu lessivés*, vor allem in der (hydromorphen) Ausprägung *à drainage interne limité en profondeur*. Strenggenommen ist die Ansprache des Bodens als ‚Luvic‘ problematisch, da der von BOULET (1968: 182) beschriebene aufgehellte Eluvialhorizont Ah2 (=A1) nirgends zweifelsfrei nachgewiesen werden konnte. Der Grund dafür liegt in der Landnutzung: Alle untersuchten Böden der verflachten Altdünen werden feldbaulich genutzt oder sind Brachen unterschiedlichen Alters. Die Bodenbearbeitung führt im Laufe der Zeit zu einer Durchmischung der oberen Dezimeter, so dass die A-Horizonte vollständig homogenisiert in einem mehrere Dezimeter mächtigen Ap-Horizont aufgehen (ALBERT & KÜPPERS 2001). Hinzu kommt, dass die Böden dieser Flächen oftmals bis in die B-Horizonte abgetragen sind.

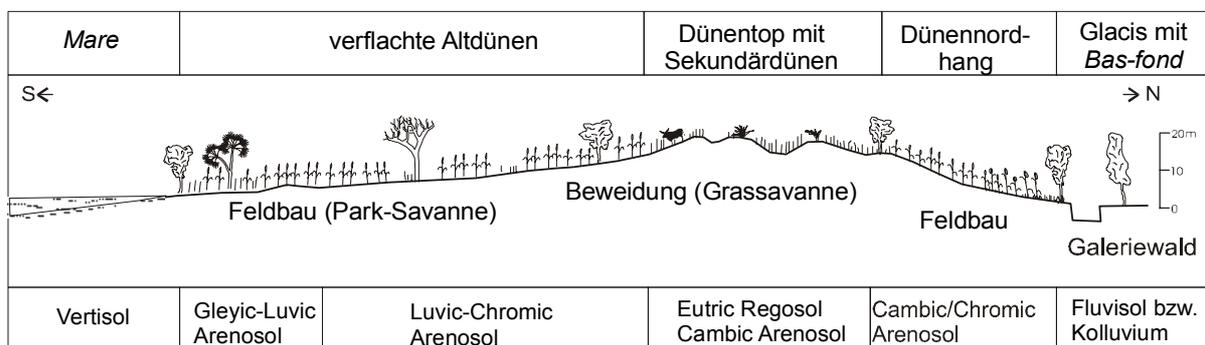


Abb. 14 Schematische Darstellung der Geofaktorenkonstellation (Relief, Nutzung, Boden) der typischen Landschaftseinheiten eines Dünenzugs in NE-Burkina Faso (stark überhöht).

Bei zonaler Betrachtung sind die Merkmale der Luvic-Chromic Arenosols der südlichen Dünenzüge (Dori-Yakouta und Saouga-Bidi) ausgeprägter als die der nördlichen Dünenzüge. Kennzeichnend ist die generelle Abnahme des Ton- und pedogenen Eisengehalts nach Norden. Entsprechend sind bei BOULET (1968) nördlich von 14°40'N auf diesen Flächen die weniger ausgeprägten *sols ferrugineux tropicaux peu lessivés modaux* kartiert. Zudem sind die hydromorphen Merkmale in den nördlichen Dünenzügen weniger stark ausgeprägt und setzen meistens erst in größerer Tiefe ein, wobei in den wenig verfestigten Dünensanden die Nassbleichung des Substrats überwiegt, während Konkretionen bzw. Rostflecken in den stärker konsolidierten und kräftiger verwitterten Unterböden der südlichen Dünenzüge vorherrschen. Eine weitere Raumeinheit, allerdings breitenunabhängig, bilden die Übergangsbereiche zu den Glacis am Südrand der Dünenzüge. Tonanteile um 20 % und vergleichsweise hohe Grobsand- und Grusgehalte sind kennzeichnend für diese stark verfestigten Böden (vgl. Abb. 5 bei ALBERT & KÜPPERS 2001).

Die verflachten Altdünen sind, wie bereits erwähnt, die bevorzugten Flächen für den Hirseanbau. Mit Ausnahme einiger (wechselnder) Brachflächen sind diese Bereiche flächendeckend in Kultur genommen. Erst nördlich von 14°40'N mit abnehmender Besiedlungsdichte und zunehmender Trockenheit gehen die Feldflächen auf den verflachten Altdünen zugunsten beweideter Areale zurück (vgl. KRINGS 1980).

Tab. 2 Ungefähre Entsprechungen der wichtigsten Altdünenböden in NE-Burkina Faso nach FAO (1990) und BOULET (1968).

FAO	BOULET (1968)	Merkmale
Luvic-Chromic Arenosols	<i>sols ferrugineux tropicaux peu lessivés</i>	mind. 30-50 cm B-Horizont, Rubefizierung, Tonanreicherung, verfestigt
Chromic Arenosols	<i>sols ferrugineux tropicaux non lessivés</i>	mind. 30-50 cm B-Horizont, Rubefizierung, verfestigt
Cambic Arenosols Chromic Arenosols	<i>sols brun-rouge peu différenciés</i>	geringmächtiger B-Horizont, Verbraunung oder schwache Rubefizierung, ohne Texturunterschiede, schwach verfestigt
Gleyic-Luvic Arenosols Gleyic Arenosols (bzw. stagnic Merkmale)	<i>sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivés à drainage interne limité en profondeur</i>	<i>ditto</i> mit hydromorphen Merkmalen im Unterboden

Auf dem Dünentop sind auf allen Dünenzügen gering verfestigte Cambic Arenosols bis Chromic Arenosols typisch. Die rötlich-braunen Bodenfarben der B-Horizonte sind häufig die einzigen profildifferenzierenden Merkmale, ohne dass damit eine nennenswerte Erhöhung der Ton- und Eisenoxidanteile einhergeht (ALBERT & KÜPPERS 2001). Häufig sind diese Standorte jedoch stark erodiert, so dass initiale (Eutric) Regosols (Ai-C Profile) oder äolisch aktive Sande vorliegen. Die von BOULET (1968) vorgenommene zonale Differenzierung des Dünentop mit *sols ferrugineux tropicaux peu lessivés peu différenciés* (d. h. schwach entwickelte Luvic-Chromic Arenosols) auf den südlichen Dünenzügen und *sols brun-rouge peu différenciés* (schwach entwickelte Chromic bis Cambic Arenosols) im

Norden wird von ALBERT & KÜPPERS (2001) nicht nachvollzogen. Die Bereiche des Dünentop sind wichtige Weidegebiete für die (semi-)nomadischen Viehhalter der Region. Hirsefelder werden auf dem Dünentop nur sehr selten angelegt. Es dominieren ausgedehnte Grasfluren annueller Gräser und weitständig stehende Bäume.

Eine stärkere Differenzierung weisen die Dünennordhänge auf. Während die Chromic Arenosols der Oberhänge weitgehend gekappt sind, finden sich auf den Unterhängen und am Fuß der Dünenhänge unterschiedlich mächtige Kolluvien oder Cambic Arenosols aus Bodensediment (Abb. 7 bei ALBERT & KÜPPERS 2001). Entsprechend finden sich auf den Unterhängen und im Hangfußbereich wiederum Hirsefelder bzw. Sonderkulturen bei edaphisch günstigen Bedingungen. Auf den Oberhängen wechseln sich Hirsefelder mit Weidegebieten ab.

Diese charakteristischen Bodenabfolgen der Altdünenzüge weisen bei genauerer Betrachtung je nach Nutzungsintensität und kleinräumiger Geofaktorenkonstellation (Wasserhaushalt, Nutzungsgeschichte, Siedlungsnähe etc.) ein differenzierteres Bild auf. Vor allem die Böden der Dünennordhänge und des Dünentop sind durch Erosions- und Akkumulationsprozesse stark überprägt.

3.4 Exkurs zur Reliefgenese linearer Dünensysteme

Entsprechend ihrer linienhaften Ausprägung, der parallelen Anordnung und räumlichen Dimension lassen sich die Dünenzüge geomorphologisch als Draa oder *compound linear dune* bezeichnen (BESLER 1987, COOKE & WARREN 1973: 50, 232, COOKE *et al.* 1993, LIVINGSTONE 1988, LANCASTER 1983). Die atmosphärischen Prozesse, die zur Genese dieser äolischen Großform führen, werden in der Geomorphologie seit langem kontrovers diskutiert (z. B. BAGNOLD 1954, BESLER 1987, 1992, 1997, LANCASTER 1983, LIVINGSTONE 1988, STENGEL 1992, TSOAR 1983; eine ausführliche Zusammenstellung der unterschiedlichen Theorien gibt WIGGS 2001). Verbreitet ist das Modell der gegenläufigen Doppelspiralen in der Reibungsschicht der Atmosphäre (Taylor-Görtler-Wirbel), die sich bei gleichmäßigen Winden über erhitzten Flächen durch die Überlagerung von konvektiv aufsteigender Warmluft mit dem in der Reibungsschicht spiralig drehenden Wind (Ekman-Spirale) bilden (z. B. BAGNOLD 1954, BESLER 1992: 149, COOKE & WARREN 1973). Am Boden wird demnach Sand von schräg zur Strömungsrichtung wehenden Winden transportiert und zwischen den aufsteigenden Ästen der konvergierenden Doppelspiralen akkumuliert. Als Voraussetzungen für diese Strömungsdynamik werden, neben anderen, ebene Oberflächen und stetige hohe Windgeschwindigkeiten von über 10 m/s genannt (BESLER 1992: 150-151). Aus der Tatsache, dass Draa fast überall von Sekundärdünen besetzt sind, die bei rezenter Reibungswirbeldynamik verschwinden müssten, und aus dem bislang fehlenden empirischen Nachweis dieser Dynamik wird abgeleitet, dass es sich um reliktsche Formen handelt, die überwiegend während der pleistozänen Glaziale von infolge des höheren meridionalen Druckgefälles generell stärkeren Winden im Subtropen-Bereich gebildet wurden (BESLER 1992: 151-152). Andere Modelle erklären die Draagenese durch re-

zente Prozesse, häufig in Anlehnung an die Dynamik kleinerer Längsdünen wie Sif und Silk, die durch wechselnde Windrichtungen im Jahresgang gebildet werden, wobei eine Windrichtung schräg zur Dünenrichtung ausgebildet ist (z. B. LANCASTER 1983, LIVINGSTONE 1988, STENGEL 1992: 144-146, 239-241). Dass Relief und Morphodynamik im Kammbereich hoher Dünen (>50 m) von den Fußbereichen abweichen, erklärt LIVINGSTONE (1988: 111-112) durch die Ausbildung von Wirbeln auf der Leeseite der Kammbereiche, die Sand hangaufwärts transportierten, aber nur den oberen Bereich der Kämme beeinflussen, während es im Bereich des Unterhangs zum Auswandern von Sand kommen kann. Im Gegensatz zur Doppelspiralen-Theorie lässt sich so allerdings nicht die initiale Bildung und die häufig zu beobachtende Gleichabständigkeit der Längsdünen erklären (LIVINGSTONE 1988: 112). Nicht zuletzt wegen der ganz unterschiedlichen Ausgestaltung solcher Großformen in den Trockengebieten der Erde ist zu vermuten, dass je nach Dünenrelief sowie standörtlichen und atmosphärischen Bedingungen eine Kombination der verschiedenen Prozesse bei der Reliefgenese zum Tragen kommt (z. B. MCKEE 1983: 19-22, LIVINGSTONE 1988: 114).

Die Dünenzüge in NE-Burkina Faso werden von BESLER & PFEIFFER (1992) pauschal als Ogolien-Draa bezeichnet. COUREL (1977: 260-261) diskutiert die Genese der Dünenzüge im Zusammenhang mit der Bildung des asymmetrischen Querprofils (dort als *ondulation type I* bezeichnet) und vermutet, dass sie von E- und ESE-Paläowinden aufgebaut wurden, wobei die Zweiten wirksamer waren als die Ersten. Die Gleichsetzung von dünenfreien Flächen mit Zonen der Deflation als Gegensatz zu den Dünenzügen als Zonen der Akkumulation wird von COUREL (1977: 258-263) in Zweifel gezogen, da weder Korrasionspuren auf den Steinen und kleineren Blöcken auf den Glacis vorkommen, noch Dreikanter zu finden sind. Es scheint, dass das Dünenrelief vor allem dort entstand, wo präexistentes sandiges Lockersubstrat ausreichend vorhanden war, entweder aus der Verwitterung des großflächig anstehenden Granits oder in Form fluviatiler Sedimente (*épannage infra-dunaire* bei COUREL 1977: 259).

4 Untersuchungen zur Reliefentwicklung und Altersstellung der Altdünenlandschaft

Die nachfolgend dokumentierten Untersuchungen umfassen die Landschaftseinheiten ‚Dünentop mit Sekundärdünen‘ und ‚Dünnordhänge‘ der großen Dünenzüge sowie die Sandrampen an Inselbergen. Die Diskussion der Ergebnisse erfolgt jeweils am Ende; für die Dünenzüge im Kap. 4.4 und für die Sandrampen im Kap. 4.5.3.

Die Reliefgenese der Sekundärdünen auf den Dünenzügen, vor allem deren zeitliche Stellung, ist eine der offenen Fragen der sahelischen Landschaftsgeschichte. Unter Berücksichtigung des Kenntnisstandes zur Klimageschichte seit dem Spätpleistozän bieten sich zwei Erklärungen an:

1. Die Genese der Sekundärdünen ist eine direkte Folge der äolischen Geomorphodynamik des Ogolien.
2. Die Sekundärdünen resultieren aus der äolischen Dynamik während einer holozänen Trockenperiode, die zu einer partiellen Reaktivierung der Ogolien-Dünen führte, was sich in den Kammgebieten der Dünenzüge aufgrund der dort herrschenden höheren Windgeschwindigkeiten geomorphologisch auswirkte.

Zur Altersbestimmung der Sekundärdünen wurde von Dünenzügen in unterschiedlicher Breitenlage Quarzsand zur OSL-Datierung entnommen. Bedingt durch den spärlichen Bewuchs aufgrund der Beweidung und mit Sicherheit bereits seit den Dürren der 1970er und 1980er Jahre, kam und kommt es auf dem Dünentop partiell zu einer Umgestaltung des Reliefs. Die äolische Reaktivierung schuf zahlreiche flache Deflationsformen, die randlich von Nebkas besetzt sind. Vereinzelt ist die Umformung zu größeren barchanoiden Dünen zu beobachten, so dass stellenweise bereits von einer rezenten bis subrezentem (dritten ?) Dünengeneration gesprochen werden kann. Um die versehentliche Datierung dieser jüngeren Dynamik zu vermeiden, wurden überwiegend Dünen beprobt, auf deren Oberflächen *Later Stone Age*-Funde vorkommen, deren Relief daher in der Anlage älter als 3000 Jahre sein muss.

Böden und Relief der Nordabdachung der Dünenzüge sind ein weiterer Untersuchungsschwerpunkt. Im Vergleich zu den benachbarten Landschaftseinheiten der Dünenzüge – Dünentop und verflachte Altdünenlandschaft – ist das Relief der Nordhänge stärker differenziert. Innerhalb eines Dünenzuges wechseln entlang des nördlichen Randes steilere und flachere Abschnitte einander ab. Stellenweise sind ausgedehnte kolluviale Decken in den Fußbereichen akkumuliert, die das angrenzende Glacis überdecken (vgl. COUREL 1977: 197-198). Zudem variiert die Nutzung in diesem Teil der Altdünenlandschaft stärker: Neben Feldbauflächen, die mitunter bis zum Dünentop hinaufreichen, gibt es Abschnitte mit Brachen oder extensiv genutzten Weidegebieten. In edaphisch günstigeren Abschnitten der Unterhänge wird Gartenbau betrieben.

In der differenzierten Ausprägung der Dünennordhänge spiegeln sich die Wechselwirkungen zwischen Klima, Vegetation, Nutzungsgeschichte und den zugeordneten Hangformungsprozessen wider. Unter Berücksichtigung der langen Landnutzungstradition innerhalb der Altdünenlandschaft stellt sich die Frage nach dem Alter und der Ursache der Abtragungsprozesse und der daraus resultierenden Bodensedimentdecken am Fuß der Hänge. Gerade die Kolluvien stellen aufgrund der besseren Nährstoffversorgung heute Gunststandorte dar und werden bevorzugt feldbaulich genutzt. Sind sie vorwiegend ein Produkt jüngerer Prozesse – z. B. der Dürrefolgen der letzten Dekaden, oder der Intensivierung (Verkürzung der Brachezeiten) und Ausweitung des Feldbaus in der Region – oder resultieren sie aus der Jahrhunderte währenden feldbaulichen Nutzung der Dünenhänge und erlauben eine Abschätzung des *human impact* im Verlauf der Eisenzeit?

4.1 Der Dünenzug von Dori-Yakouta

4.1.1 Lage, Relief und Nutzung

Der Dünenzug von Dori-Yakouta verläuft etwas nördlich 14°N und erstreckt sich über 230 km (COUREL 1977: 207) vom Niger im Osten bis weit in das Landesinnere von Burkina Faso (vgl. Abb. 12). Nördlich von Dori ist das Relief des Dünentop in mächtige abgerundete Sekundärdünen mit steilen Hängen und ausgeprägte Depressionen gegliedert. Dichter Baumbewuchs (Palmen), anstehende weiß-gebleichte Sande sowie vereinzelt Grundwasseraustritt in den Senken zeugen von der temporär hohen Lage des Grundwasserspiegels. Die von annualen Gräsern bewachsenen Sekundärdünen sind von zahlreichen vegetationslosen Flächen durchsetzt – häufig kleinere Deflationshohlformen am Top der Sekundärdünen, an deren Rändern der Sand in Form von kleinen, dichter bewachsenen Nebkas akkumuliert wird. Gehölze gibt es auf den Sekundärdünen mit Ausnahme von *Leptadenia pyrotechnica* kaum. Abb. 15 zeigt die Landschaftseinheiten und das Siedlungs- und Nutzungsmuster des Altdünenabschnitts nördlich des Mare de Dori sowie die Lage der Catena 1 (Abb. 16)³. Bezüglich der Kartierung der aktuellen äolischen Dynamik in dieser und den folgenden Luftbildkartierungen sei auf die Erläuterungen in Kap. 7. 2.1 verwiesen. Das Dünentop zwischen Dori-Diomga und Yakouta im Westen zählt zu den Altsiedellandschaften der Region. Kennzeichnend sind zahlreiche Fundplätze mit Steinartefakten des *Later Stone Age*, vermischt mit Scherben jüngerer Alters (VOGELSANG 1995, VOGELSANG *et al.* 1999). Untersuchungen der äolischen Sedimente dieses Altdünenabschnitts liegen von COUREL (1977: 212-222) vor. Die feinsandigen Sedimente des Dünentop werden als „beladen von groben und sehr groben Partikeln“ beschrieben, für die es keine Erklärung gibt (COUREL 1977: 217). Die vielen archäologischen Fundplätze werden nicht erwähnt, obwohl in ihrem Kulturschutt die Ursache der Grobmaterialbeimengung zu sehen ist.

³ Die Legende zur Darstellung der Boden- und Sedimentprofile findet sich im Anhang B.

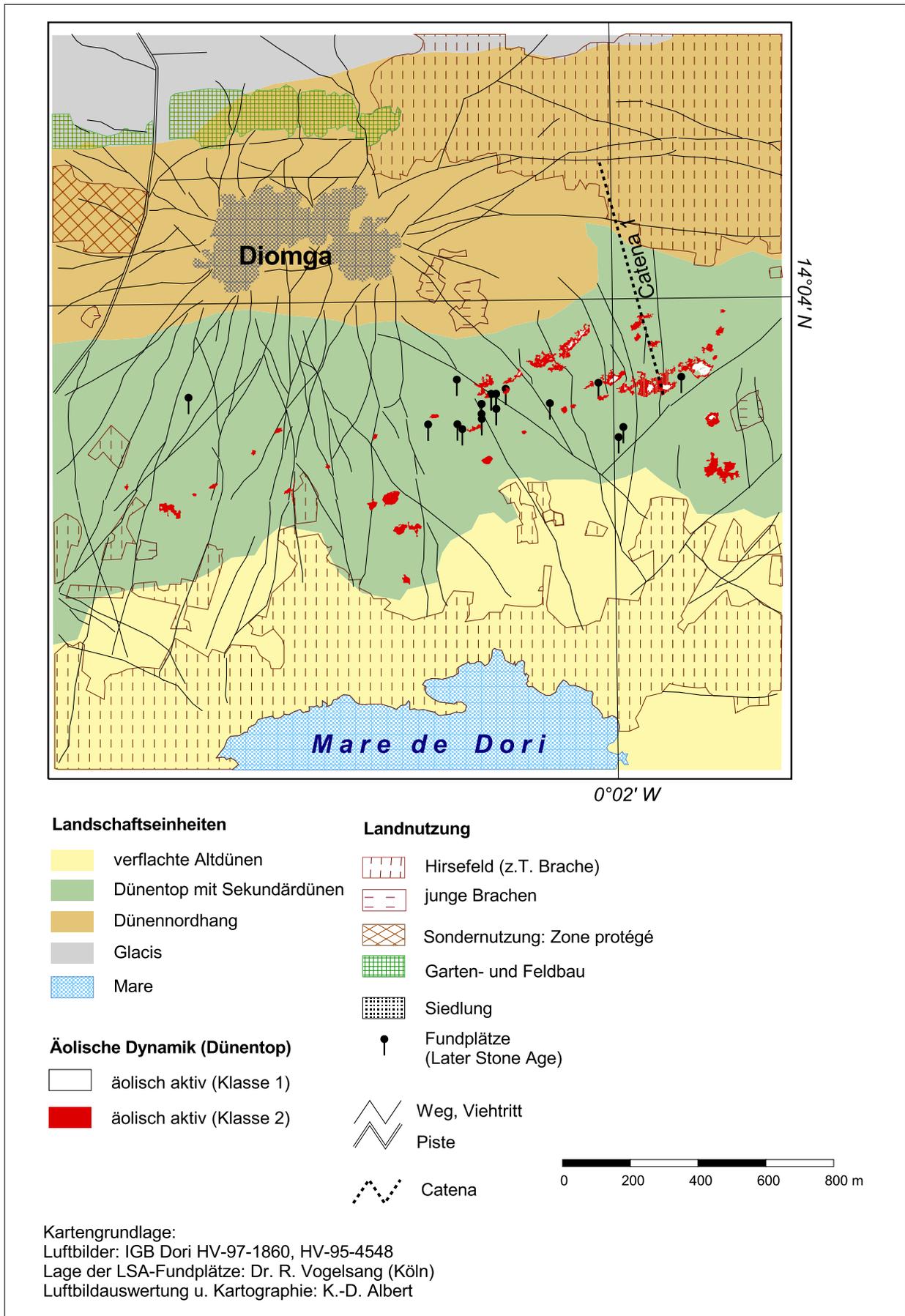


Abb. 15 Karte des Altdünenabschnitts Dori-Diomga (Luftbildkartierung).

4.1.2 Relief und Böden bei Dori-Diomga (Sekundärdünen und Dünennordhang)

Der Landschaftsquerschnitt in Abb. 16 zeigt die Relief- und Bodensituation vom Top einer Sekundärdüne durch eine Depression bis zum Hangfuß des Dünenzugs bei Dori-Diomga.

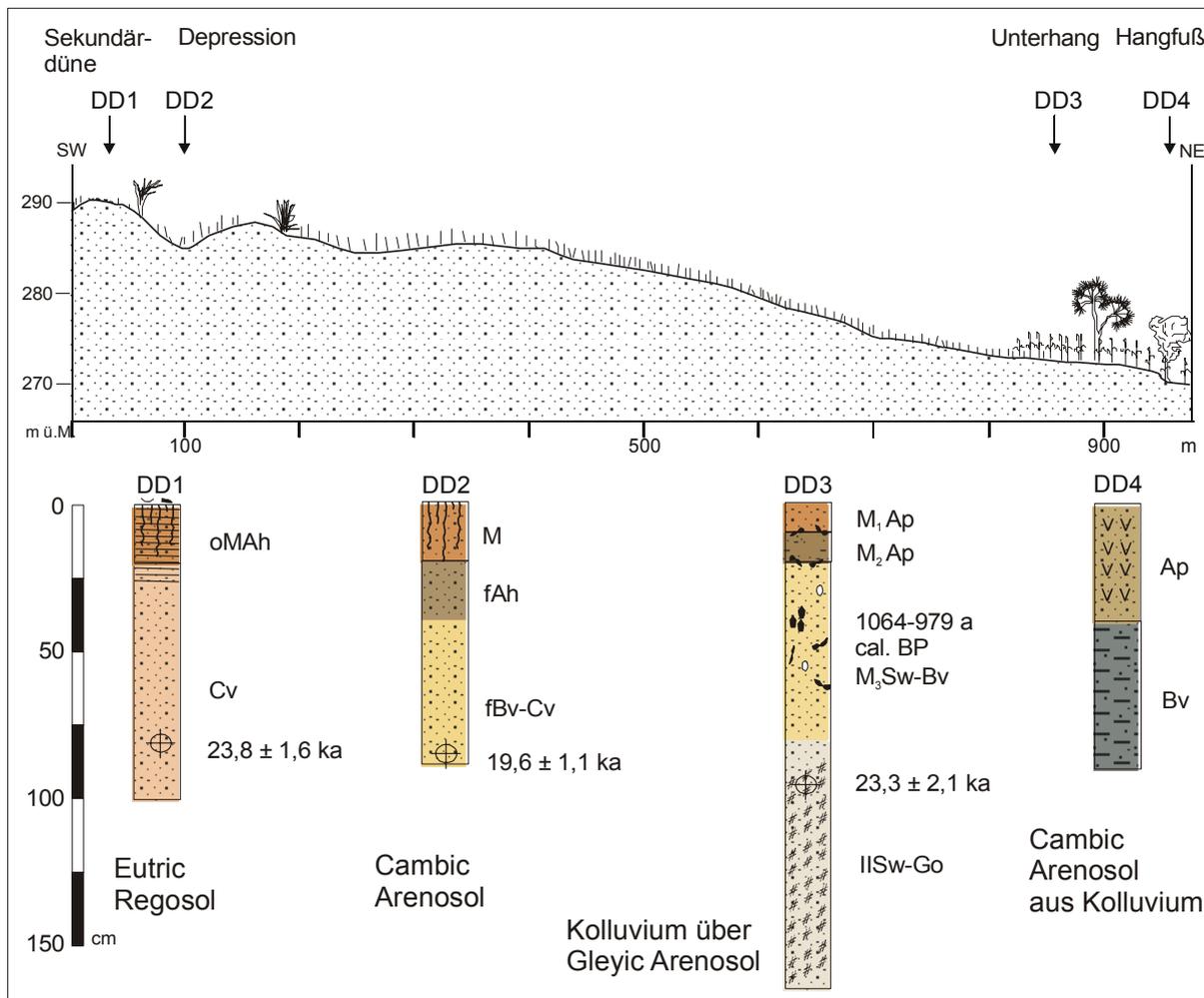


Abb. 16 Catena 1, Dünentop und Dünennordhang des Altdünenabschnitts Dori-Diomga.

Das Profil DD1 (Abb. 16 und Anhang A) wurde auf dem Top einer Sekundärdüne an einer ostexponierten flachen Deflationshohlform aufgenommen. Die Oberfläche ist von neolithischer Fundstreu bedeckt (Quarzabschläge). Darunter ist ein oMAh/Cv-Profil mit einer deutlich sichtbaren Horizontgrenze ausgebildet. Lediglich die braunere Färbung und die geringfügige Verfestigung des Ah-Horizonts ermöglichen eine Unterscheidung der Horizonte. Kennzeichnend ist die starke Feinsanddominanz, die geringe organische Substanz, und die insgesamt geringen Analysenwerte. Aufgrabungen benachbarter Sekundärdünen zeigen vergleichbare Profilabfolgen. In einigen Profilen ist im trockenen Substrat die äolische Schichtung erkennbar. Dies ist ein Hinweis auf die geringe Intensität der Bodenbildung im Sediment, da intensivere Bodenentwicklung zur Zerstörung der Primärschichtung führen würde (TCHAKERIAN 1999: 269). In der Regel sind die Ah-Horizonte in (sub-rezent) äolisch umgelagertem Dünensand ausgebildet oder von rezenten Flugsanddecken

überweht. Letzteres ist in einer archäologischen Grabung eines *Later Stone Age*-Siedlungsplatzes auf dem Dünentop aufgeschlossen: Die 20 cm mächtige Flugsanddecke konservierte dort den von Artefakten durchsetzten fAh-Horizont im Liegenden (PD1 in Anhang A; vgl. VOGELSANG 2000).

Die OSL-Datierung (HDS 822b) des Profils DD1 aus dem Cv-Horizont in 80 cm Tiefe erbrachte ein Alter⁴ von $23,8 \pm 1,6$ ka v. H. Damit fällt die Akkumulation der Sekundärdüne eindeutig in die spätpleistozäne Trockenperiode (Ogolien).

In der sich nördlich anschließenden Depression (unterhalb der Sekundärdüne) ist ein schwach entwickelter Cambic Arenosol aufgeschlossen (DD2 in Abb. 16 und Anhang A): Die Textur ist vorwiegend feinsandig mit geringen Ton- und Schluffanteilen. Der kolluvial überdeckte fAh-Horizont ist durch leicht erhöhte Werte organischer Substanz und die braune Bodenfarbe gekennzeichnet und geht in einen schwach verbraunten, mit der Tiefe gelber werdenden Dünensand über (fBv-Cv-Horizont). Im Profil ist keine äolische Schichtung erkennbar.

Das Alter der OSL-Datierung (HDS 823b) von $19,6 \pm 1,1$ ka v. H. aus 70 cm Tiefe belegt auch für diesen Standort die äolische Dynamik während des Ogolien.

Nördlich des akzentuierten Sekundärdünenmusters schließt sich ein kaum reliefierter Abschnitt mit geringer Abdachung nach Norden an, der Übergang zum Dünennordhang ist fließend. Das Profil DD3 (Abb. 16 und Anhang A) im Hirsefeld am Unterhang zeigt ein mehrschichtiges Kolluvium aus Dünensand mit deutlichen Horizont- bzw. Schichtgrenzen, das von Scherben und anthropogen eingetragenem Grus durchsetzt ist. Trotz geringer Werte an organischer Substanz sind dunkle Bodenfarben in den oberen Horizonten kennzeichnend. Der gering erhöhte Tongehalt im M₂-Horizont ist kolluvial „geerbt“. In größerer Tiefe setzt die Nassbleichung ein, die sowohl aus dem *interflow* des Dünenhangs resultiert als auch aus Grundwasserbewegungen an der Basis des Dünenkörpers.

Die OSL-Datierung (HDS 824b) aus dem stark gebleichten IISw-Go-Horizont im Liegenden der Kolluvien erbrachte ein Alter von $23,3 \pm 2,1$ ka v. H. in 90 cm Tiefe. Auch dieses Datum belegt die Akkumulation der Sande während des letztkaltzeitlichen Maximums (Ogolien). Aus den Kolluvien konnte ein Holzkohlestück aus 40 cm Tiefe zur AMS-¹⁴C Alterbestimmung geborgen werden. Die Fundsituation innerhalb der Tiefe, die durch den rezenten Feldbau beeinflusst wird, ließ rezente Störungen und Umlagerungen vermuten. Um so erstaunlicher ist das Alter der Holzkohle von 1064-979 a cal. BP (UtC 8531) was die menschliche Beeinflussung dieses Altdünenabschnitts seit der späten Eisenzeit belegt (vgl. dazu den ganz gegenteiligen Eindruck des Profils KOD1 in Kap. 4.2.6).

Der Unterhang ist durch eine deutliche Geländestufe zweigeteilt, die den oberen Hangabschnitt mit dem Übergang zum Dünentop vom Hangfußbereich des Dünenzugs trennt. Die Geländestufe hat sich entlang einer Hecke gebildet, die hier abschnittsweise bereits zerstört ist. Solche Hecken dienen häufig als Feldbegrenzungen und zum Schutz der Gärten und Felder vor dem Vieh. Ähnliche Geländestufen entlang von Hecken kommen in

⁴ Eine Zusammenstellung der OSL-Ergebnisse und der zugrunde liegenden Messwerte zeigt Tab. 3 in Kap. 4.4.1

gleicher Reliefposition zwischen Bidi und Ménégou vor (Kap. 4.2.4). Oberhalb der Stufe schließen sich vereinzelt Felder an, die in das ansonsten beweidete Areal hineingreifen. Unterhalb der Stufe wird flächendeckend Feldbau betrieben. Auf den Hirsefeldern stehen zahlreiche Palmen und Nutzbäume (z. B. *Hyphaene thebaica*, *Phoenix dactylifera*). In dieser Reliefposition liegen Cambic Arenosols aus Kolluvien (DD4 in Abb. 16 und Anhang A). Kennzeichnend sind dunkle, grau-braune Bodenfarben, relativ hohe Werte an organischer Substanz sowie die deutlich erkennbare Schichtung (Horizontgrenzen) und vergleichsweise hohe Ton- und Schluffgehalte.

4.2 Der Dünenzug von Saouga-Bidi

4.2.1 Lage, Relief und Nutzung

Der Dünenzug von Saouga-Bidi verläuft in E-W-Richtung etwa in 14°20'N und gehört ebenso wie der Dünenzug bei Dori-Yakouta zu den großen Dünenzügen des Liptako-Oudalan-Komplexes (vgl. Abb. 12 und 2). Dieser Dünenzug ist weiträumig stark verflacht. Östlich von Saouga ist das Sekundärdünenrelief nur in Ansätzen ausgebildet und vermittelt aufgrund der konfusen Topographie aus einem Netz von degradierten Rücken und Depressionen den Eindruck stärkerer postsedimentärer Überformung (vgl. COUREL 1977: 184). In diesen Bereichen wird auch auf dem Dünentop fast flächendeckend Feldbau betrieben. Die Nordabdachung des Dünenzugs ist wenig akzentuiert und hat dort eine geringe Hangneigung von maximal 2°. Deutlich abweichend stellt sich die Reliefsituation in dem Altdünenabschnitt zwischen Saouga im Osten und Tassamakot im Westen dar. Hier wird das Dünentop von einem sehr ausgeprägten Sekundärdünenrelief dominiert, das auf seiner Nordseite mit einem steilen Hang zum Glacis abfällt. An einigen Stellen – besonders ausgeprägt bei Bidi – greifen Mäander des Gorouol in den Dünennordhang hinein. Entlang dieser Abschnitte ist der Dünenhang mit bis zu 30° untypisch steil. Südlich des Dünentop schließt sich ein episodisch exorheisches Mare an (Mare de Ménégou, Kap. 6.3.8), das über den Débérélink – der den Dünenzug östlich bei Saouga von Süden nach Norden durchschneidet – zum Gorouol hin entwässert. Der ausgedehnte verflachte Altdünenbereich liegt hier südlich des *Mare* (Abb. 17).

Zahlreiche, chronologisch bislang nicht aufgelöste archäologische Fundstellen und die typischen eisenzeitlichen Siedlungshügel belegen die Zugehörigkeit dieses Dünenzugs zu den Altsiedellandschaften der Region. Untersuchungen zur Boden- und Reliefentwicklung des Sekundärdünenmusters und der Nordhänge wurden zwischen den Siedlungen Bidi und Ménégou durchgeführt. Auf dem gleichen Dünenzug liegt einige Kilometer östlich die Siedlungshügelgruppe von Saouga (Abb. 22). Die in deren Nachbarschaft aufgenommenen Catenen sind in Kap. 4.2.5 beschrieben.

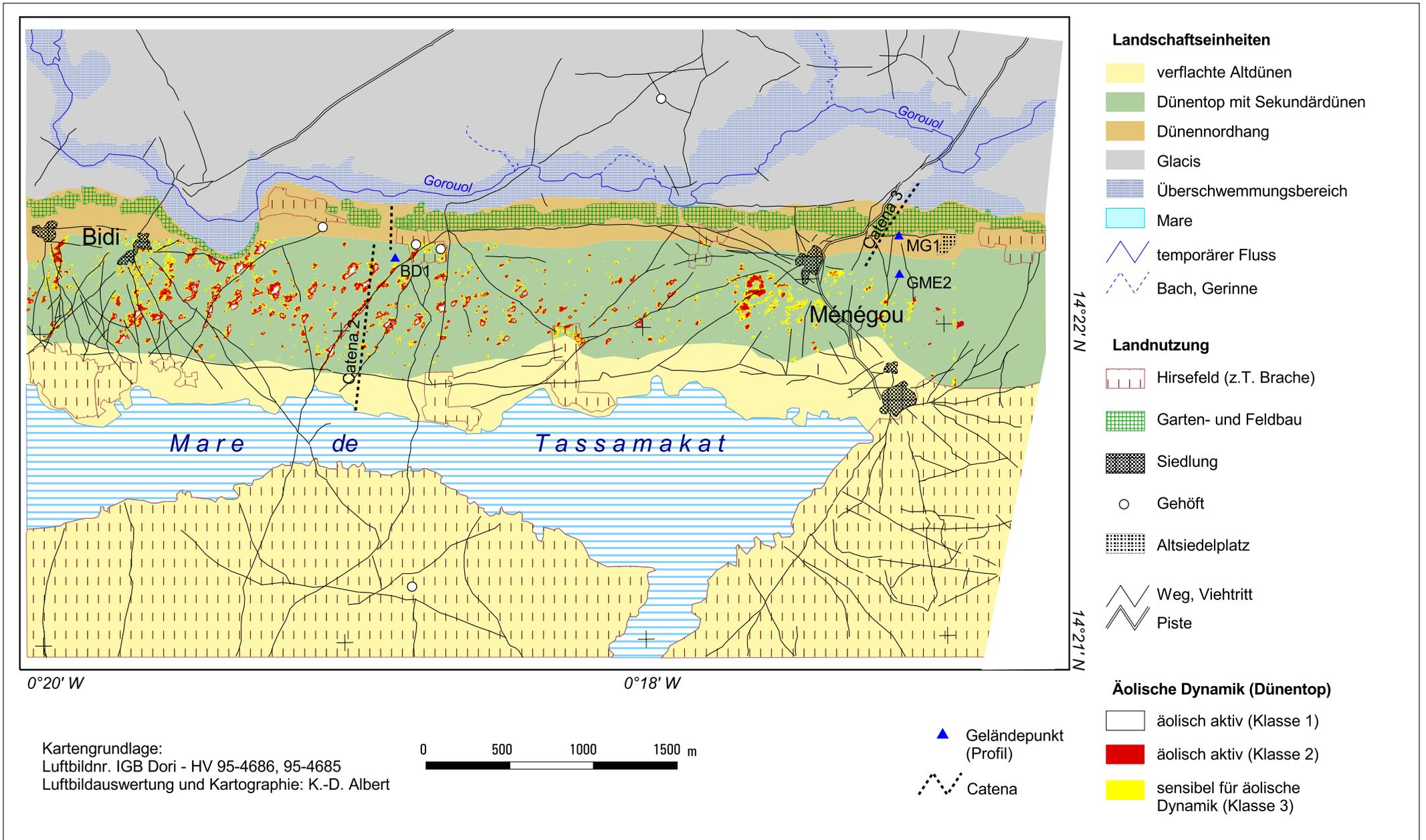


Abb. 17 Karte des Altdünenabschnitts Bidi-Ménégo (Luftbildkartierung).

4.2.2 Das Sekundärdünenrelief auf dem Dünentop bei Ménégou

Zwischen Saouga und Tassamakat erstreckt sich auf dem Top des Dünenzugs eine ausgeprägt reliefierte Dünenlandschaft mit großen Sekundärdünen und tiefen Depressionen. Insgesamt sind die Böden dieses Altdünenabschnitts stark degradiert (vgl. Kap. 4.2.3) und das Relief weist weiträumig Spuren der aktuellen äolischen Dynamik auf. Diese reichen von der Akkumulation kleiner Nebkas bis zur Reaktivierung ganzer Leehänge einzelner Sekundärdünen (vgl. Abb. 17 und Kap. 7.2.1). Die sehr spärliche Vegetation besteht aus annuellen Gräsern, Bäume sind mit Ausnahme der weit verbreiteten *Leptadenia pyrotechnica* äußerst selten. In unmittelbarer Umgebung der Siedlungen kommen *Faidherbia albida* vor.

Die bis in die Eisenzeit zurückreichende Siedlungs- und Nutzungstradition dieses Altdünenabschnitts ist durch zwei Siedlungsplätze belegt. Wenige hundert Meter östlich des heutigen Ménégou liegt in gleicher Reliefposition am Übergang vom Dünentop zum Nordhang ein verebneter alter Siedlungsplatz, der heute durch seinen dichten Baumbewuchs (u.a. *Faidherbia albida*) auffällt. Südöstlich von Ménégou liegt am Südrand des Dünentop ein ausgedehntes Areal mit Siedlungshügeln (östlich des Ausschnitts in Abb. 17). Zudem lassen sich auf freigewehten Flächen überall residuale Artefakte finden. Auch in Aufschlüssen und Bohrungen wurde häufig Keramik gefunden, die sich ohne archäologische Untersuchung aber nicht zeitlich einordnen lässt.

Gegenwärtig unterliegt das Dünentop hauptsächlich der Weidenutzung, die Dünen werden vom Vieh der umliegenden Siedlungen beweidet und auch von durchziehenden Herden auf dem Weg zum sich südlich anschließenden *Mare*. Nach Aussage der Bewohner von Ménégou – Männer unterschiedlichen Alters – wurde auf dem Dünentop nie Feldbau betrieben. Die Felder befanden sich immer am Nordhang wegen der günstigen Wasserversorgung und „hinter der Düne“ – gemeint ist der schmale Streifen am *Mare* südlich des Dünentop – wegen der „guten Böden“. Die Sekundärdünen seien schon immer dagewesen, aber heutzutage gebe es viele freie Stellen mit „frischen Aufwehungen“. Während der Dürre (der 1970er Jahre) sei alles Gras verschwunden gewesen. Vor der Dürre war alles „sehr grün“, aber nach 1978 hätte sich die Vegetation nicht mehr erholt. Nur die großen Bäume haben die Dürre überlebt. LINDQVIST & TENGBERG (1993) zeigen anhand von Luftbilddauswertungen, dass es im Testgebiet Ménégou nach einem Rückgang der Feldflächen zwischen 1974 und 1981 zu verstärkter Degradation kam. Entgegen den Aussagen der Bauern von Ménégou ergaben die Feldbegehungen von LINDQVIST & TENGBERG (1993: 131-133) allerdings, dass diese Flächen auf dem Dünentop (*fragile soils of the youngest dunes at high points*) liegen und in der Vergangenheit kultiviert wurden. Es muss also auch in der jüngeren Vergangenheit von Feldbau in Bereichen des Dünentop ausgegangen werden.

Zur Altersbestimmung des Sekundärdünenreliefs wurde ein Chromic Arenosol in einer flachen Senke zwischen zwei Sekundärdünen in der Nähe von Ménégou beprobt (Abb. 18). Oberflächliche Fundstreu von Pisolithen, Quarzsplittern und Keramik belegen die historische Nutzung dieses Standorts. Das stark feinsandige Substrat ist in den oberen 40 cm leicht rötlich, geringfügig verfestigt und von Artefakten durchsetzt, vereinzelte

Pisolithe kommen bis 60 cm Tiefe vor. Im Liegenden folgt ein typischer feinsandiger von gelblich-braun nach gelb übergehender Dünensand.

Erstaunlich ist das hohe OSL-Alter des Dünensandes in 100 cm Tiefe von $40,4 \pm 2,98$ ka v. H. (HDS 825b). Der Wert steht in eklatantem Widerspruch zu den bisherigen Datierungsergebnissen des Dünenzuges von Dori-Yakouta und früheren Untersuchungen (ALBERT *et al.* 1997), die die weiträumige äolische Dynamik (Hauptdünenbildungszeit) zwischen 23 ka v. H. und 11 ka v. H. belegen. Zudem ist die Reliefsituation durchaus mit den Standorten von Dori-Diomga und dem bei ALBERT *et al.* (1997) beschriebenen Standort ‚PSII-Saouga‘ aus dem selben Dünenzug vergleichbar. Entsprechend sind für diesen Standort während des Ogolien die gleichen geomorphologischen Prozesse annehmbar: Weitgehende Formungsruhe inmitten eines aktiven Dünenzugs ist mehr als unwahrscheinlich.

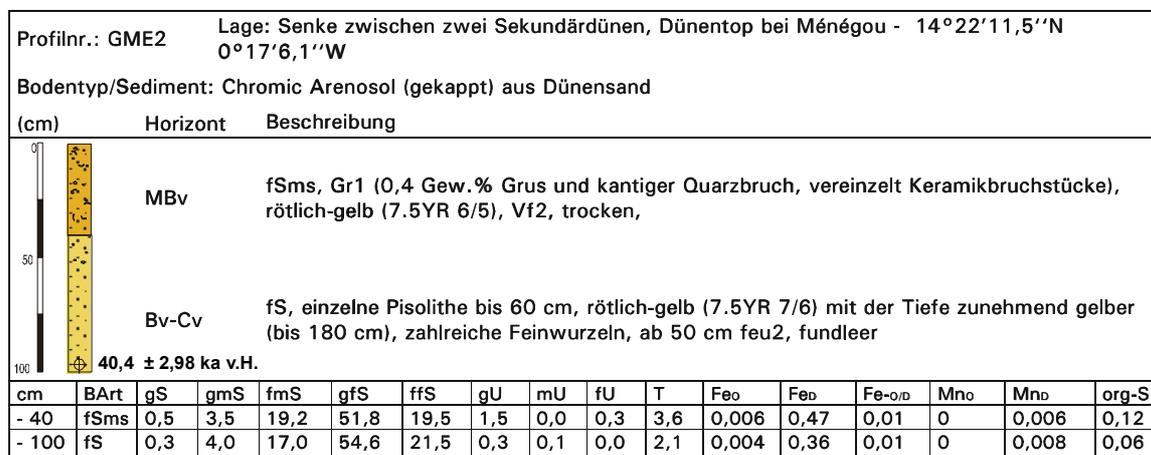


Abb. 18 Bodenprofil GME2 und OSL-Datierung (HDS 825b) auf dem Dünentop bei Ménégoü.

4.2.3 Relief und Böden bei Bidi (Sekundärdünen und Dünennordhang)

Relief und Böden des Altdünenzugs bei Bidi zeigt exemplarisch die Catena 2 (Abb. 19). Auf dem Dünentop (BD2 in Abb. 19) steht dort der wenig verwitterte, nicht in Horizonte differenzierbare rötlich-braune bis rötlich-gelbe Dünensand an (Eutric Regosols und gekappte Chromic Arenosols). In den Senken liegt ebenfalls reiner Sand, mit einem schwach ausgeprägten, fahlbraunen Ah-Horizont. Ab etwa 150 cm Tiefe treten hydromorphe Merkmale im Sediment auf (BD3 in Abb. 19), typisch ist die Nassbleichung des Sediments. Ob es sich dabei um (evtl. reliktschen) Grundwassereinfluss handelt ist unklar. Wahrscheinlicher ist in dieser Reliefposition Pseudovergleyung aus dem *interflow* der Dünenhänge. Gleiches gilt für die häufig zu beobachtende Nassbleichung der Unterböden im Mittelhangbereich der Dünennordhänge.

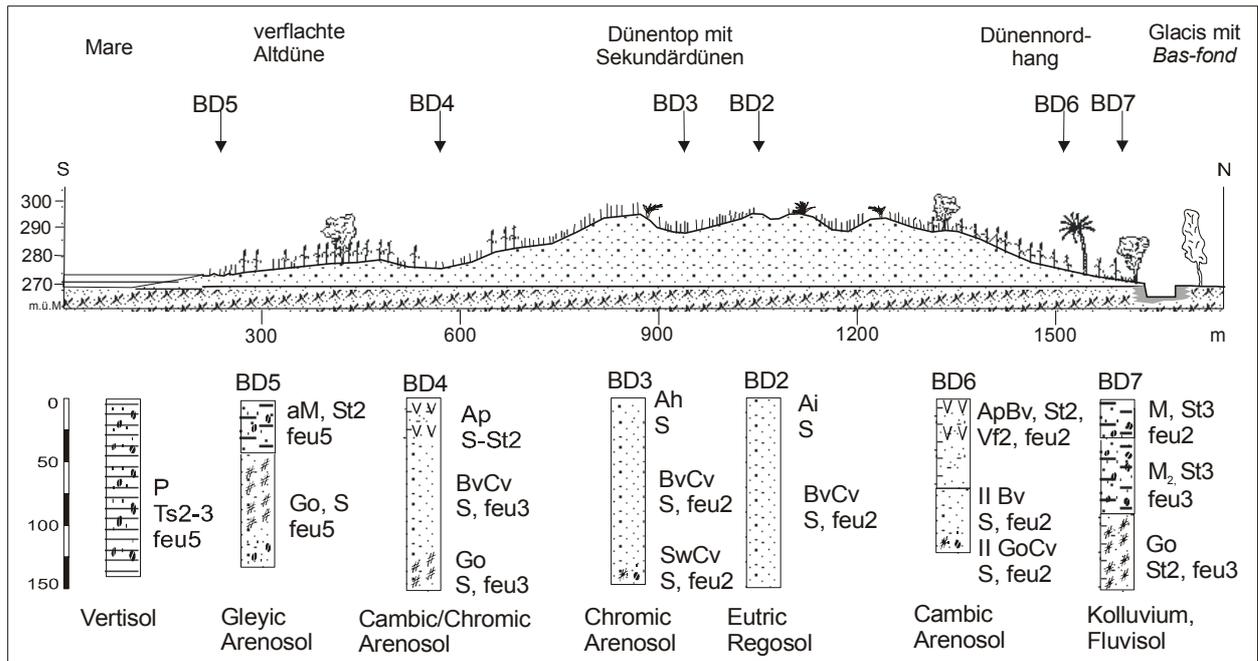


Abb. 19 Catena 2, Altdünenzug bei Bidi

In der Nähe des *Mare* ist das Sekundärdünenrelief flachwelliger und dacht zum *Mare* hin ab. Auf diesem Abschnitt des Dünenzuges wird bereits Hirse angebaut, die jedoch nur kümmerlich wächst. In den Depressionen macht sich die Nähe zum temporären Grundwasser bereits an der Oberfläche durch die zunehmend auftretende Bleichung der oberflächlichen Sedimente (BD4 in Abb. 19) bemerkbar. Bis auf einen gering entwickelten, braunen Ap-Horizont und die insgesamt zunehmende Aufhellung des Sandes lassen sich keine Unterschiede zum Dünenortop feststellen. Im unmittelbaren Uferbereich des *Mare* ist der Dünenortop stark bleich- und rostfleckig (BD5 in Abb. 19), ab 1 m Tiefe ist das sandige Substrat vollständig gelb. Die oberen 40 cm des Profils werden von einem dunkelgrau-braunen tonigen Sand eingenommen: Hier ist der Dünenortop mit feinkörnigem Substrat aus der Sedimentation unter limnischen Bedingungen vermischt. Das Alternieren von gelben, erhöhten Bereichen aus tonigem Sand und dunklen tieferen Bereichen aus tonigen Sedimenten dokumentiert das Nebeneinander von Sedimentakkumulation aus dem Hangabtrag des Dünenzuges und der Sedimentation von limnischen Tonen während der regenzeitlichen Überschwemmung.

Im Übergangsbereich zwischen Dünenortop und der Nordabdachung des Dünenzuges am Rand einer Deflationshohlform wurden Proben zur OSL-Datierung genommen (Abb. 20, der Aufschluss liegt etwas östlich der Catena 2). Am oberen Abschluss der Ausblasungsform ist eine 20-30 cm hohe Stufe ausgebildet, die bereits durch fluviale Prozesse zerschnitten wird: Schmale Rillen haben sich rückschreitend an der Kante eingeschnitten. Auf der Oberfläche liegen freigewehte und -gespülte Artefakte (Pisolithe, Quarzabschläge, Steine, Keramik). Die Ausblasungshohlform selbst ist bis auf den Degradationszeiger *Cram-Cram* (*Cenchrus biflorus*) weitgehend vegetationslos.

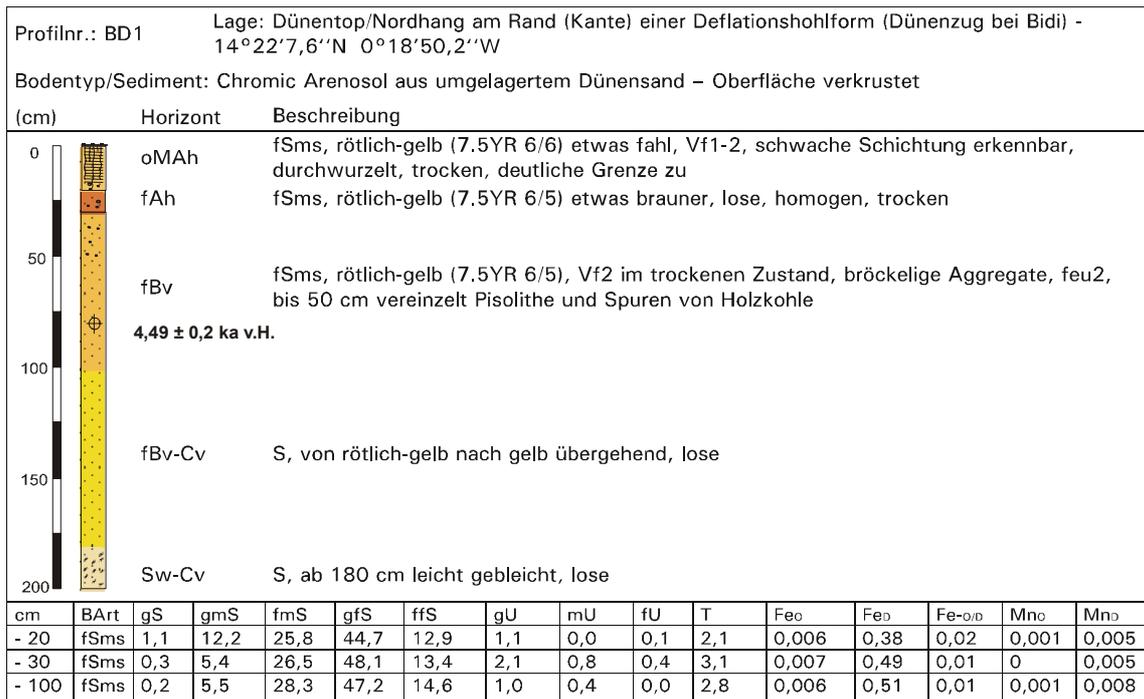


Abb. 20 Bodenprofil BD1 und OSL-Datierung (HDS 826b) auf dem Dünenordhang bei Bidi.

Die Horizontabfolge des Profils zeigt nur eine geringfügige Differenzierung (Abb. 20). Der 20 cm mächtige Ah-Horizont ist in einer jungen Flugsanddecke ausgebildet, deren Schichtung noch erkennbar ist (oMAh). Darunter folgt, durch eine gut sichtbare Horizontgrenze angezeigt, von 20-30 cm ein fAh-Horizont aus etwas braunerem und unverfestigtem Sand. Von 30-100 cm folgt ein fBv-Horizont, erkennbar an der typischen rötlich-braunen Färbung, der leichten Verfestigung in trockenem Zustand und dem erhöhten Fe_D-Gehalt. In diesem Horizont kommen bis 50 cm Tiefe vereinzelt Pisolithe vor. Unterhalb 100 cm nimmt der Sand nach und nach die typische gelbe Farbe an.

Die OSL-Datierung aus 80 cm Tiefe ergab ein Alter von 4,49 ± 0,2 ka v. H. (HDS 826b). Dies belegt die äolische Reaktivierung des hangenden Sediments im Holozän. Der Oberboden ist daher in einer mittelholozänen Flugsanddecke gebildet. Aufgrund der Artefakte in den Sanden liegt ein Zusammenhang zwischen Bodenabtrag während der Nutzung des Platzes und nachfolgender Sedimentakkumulation nahe.

Auf dem Dünenordhang wird im Bereich der Catena Feldbau betrieben (Bezugsjahr: 1998), die Hirsepflanzen gedeihen hier sichtbar schlechter als auf den Unterhängen. Der Oberhang ist von starken Abtragungsprozessen betroffen: Die Böden des Hangabschnitts sind durchweg bis in den nahezu unverwitterten Dünen sand abgetragen. Trotzdem wird hier noch Hirse angebaut. Im Unterschied zur Geländesituation östlich von Ménégou (Kap. 4.2.4) fehlt hier am Nordhang auf weiten Strecken die Geländestufe mit der Hecke zur Abgrenzung der Gärten. Auf diesem Hangabschnitt stehen mehrere Dezimeter rötlich-braune Sande bis schwach tonige Sande an, die mit der Tiefe heller werden und ab 120 cm

nassgebleicht sind (BD6 in Abb. 19). Der Unterhang ist von kolluvialen Dünensanden überdeckt, die sich bis über den Hangfuß hinaus fortsetzen. Unterhalb des Dünenhangs liegt ein feinkörnigeres vergleytes Sediment aus kolluvialen Dünensanden (kleine Holzkohlereste) und Hochwassersedimenten des Gorouol (BD7 in Abb. 19).

4.2.4 Relief und Böden bei Ménégo (Dünennordhang)

Die Catena 3, östlich der Siedlung Ménégo vom Dünentop über den Nordhang zum Gorouol, zeigt exemplarisch die Boden- und Reliefsituation dieses Altdünenabschnitts (Abb. 21): In den Depressionen am Nordrand des Dünentop steht ein pedogenetisch wenig verändertes Substrat an (MD0 in Abb. 21). Das Top der Sekundärdüne (MD1 in Abb. 21 und Anhang A) besteht aus einer 80 cm mächtigen lockeren Flugsanddecke mit der typischen Feinsanddominanz, die sich durch eine deutlich sichtbare Grenze von der ehemaligen Bodenoberfläche absetzt. Darunter folgt ein 40 cm mächtiger fBv-Horizont aus braunem, schwach tonigem Sand mit geringfügig höherem Anteil organischer Substanz. Im Liegenden folgt ein kontinuierlicher Übergang zu einem gelblich-braunen Dünensand (gekappter Chromic Arenosol). Diese ehemalige Bodenoberfläche tritt östlich am Hang der Sekundärdüne zutage (MD1a in Abb. 21). Die Oberfläche ist verkrustet. Der gekappte Bv-Horizont, ein rötlich-brauner schwach toniger Sand, ist mit Siedlungsschutt durchsetzt. In 40 cm Tiefe beginnt der gelblich-braune Übergangshorizont.

Der Übergang von der Sekundärdüne auf dem Dünentop zum Nordhang des Dünenzugs ist durch einen Hangknick angedeutet. Das Substrat an diesem Standort (MD2 in Abb. 21 und Anhang A), ist ein Feinsand, der mit Ausnahme der Fe_D -Werte um 0,4 % kaum pedogenetische Merkmale trägt. Das Vorkommen von Holzkohlespuren in 125 cm Tiefe über dem etwas heller rötlichen Dünensand lässt auf eine Schichtung aus äolisch oder kolluvial umgelagertem Dünensand über einem älteren, stark erodierten Profil schließen. Am Rand eines durch Trittbelastung eingetieften Weges etwas unterhalb ist ein gelblich-brauner, schwach toniger Sand aufgeschlossen. Einzelne Pisolithe und kleine Steine im Sand belegen auch hier den kolluvialen Charakter des Sediments. Am Mittelhang setzt sich das pedogenetisch wenig veränderte feinsandige Substrat fort (MD3 in Abb. 21 und Anhang A). Lediglich die fließenden Übergänge der Bodenfarben von hellbraun über braun nach rötlich-gelb deuten eine schwache Bodenbildung an. Der Unterhang des Dünenzugs ist in der Umgebung von Ménégo durch eine deutliche Geländestufe vom Mittelhang abgesetzt, die einer Hecke aus *Euphorbia balsamifera* folgt. Deren erosionshemmende und substratakkumulierende Wirkung ist ursächlich an der Entstehung der Stufe beteiligt. Unterhalb der Stufe beginnt der Bereich der Gärten und Felder, der zudem dichter von Nutzbäumen (u. a. Palmen) bestanden ist. Auch unterhalb der Stufe setzt sich das vorwiegend feinsandige Substrat fort, allerdings mit nunmehr braunerem Bodenfarben (MD4 in Abb. 21 und Anhang A). In 120 cm Tiefe setzt die für diese Reliefposition typische Nassbleichung ein. Das Sediment war während der Aufnahme in der Regenzeit trocken. Die Ursache liegt in der abdichtenden Oberflächenkruste. Die Kruste ist durch einen hohen Schluffanteil sowie durch hohe Gehalte organischer Substanz und pedogenen Eisens (Fe_D) gekennzeichnet.

Am Unterhang liegt ein pedogenetisch überprägtes mehrschichtiges Kolluvium (MD5 in Abb. 21 und Anhang A). Kennzeichnend sind die durchweg relativ hohen Gehalte organischer Substanz und die braunen Bodenfarben, auffallend ist der hohe Schluffgehalt des Sediments. Die mit der Tiefe zunehmenden Tongehalte können pedogenetisch bedingt oder kolluvial geerbt sein. Ab 40 cm Tiefe macht sich der Einfluss des Bodenwassers in Form von Bleichflecken und einer zunehmenden Graufärbung des gesamten Substrats sowie durch streifige Eisenausfällungen bemerkbar. Am Hangfuß nimmt der temporäre Grundwassereinfluss zu: Das Profil (MD6 in Abb. 21 und Anhang A) ist durchweg gebleicht, das lehmige Sediment ist verfestigt und fällt durch kleine Kalkkonkretionen im Liegenden auf. Nördlich davon schließen sich die fluviolen Sedimente des Gorouol an, es sind stark gefleckte (vergleyte) tonig-sandige Wechsellagerungen.

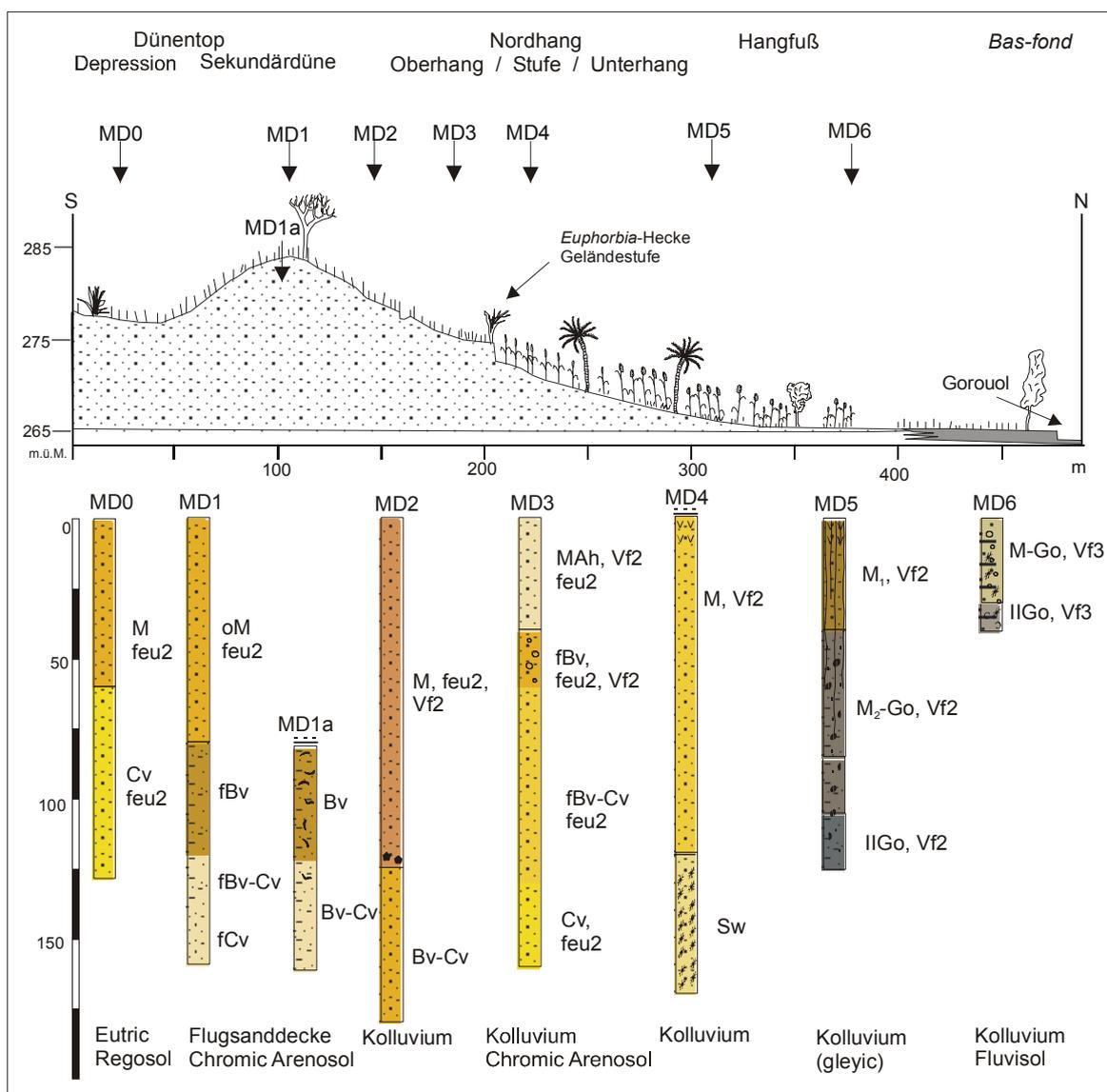


Abb. 21 Catena 3, Dünennordhang bei Ménégou

Insgesamt spiegeln sich im Erscheinungsbild des oberflächennahen Untergrundes zwischen Bidi und Ménégou die Folgen der langen Nutzungsgeschichte bis hin zur aktuellen

Dynamik wider. Kennzeichnend ist die weitgehende Abtragung der Oberböden und die partielle äolische Überdeckung auf dem exponierten Dünentop und ein kaum zu entwirrendes Bild von kolluvialer Überdeckung, initialer Bodenbildung, erneuter Abtragung und Weiterbildung auf der Nordabdachung des Dünenzugs. Dass diese Prozesse auch aktuell ablaufen bzw. abzulaufen vermögen, belegen nicht nur offenkundig die äolisch aktiven Hangabschnitte, sondern auch einige fluviale Erosionsrinnen in den Dünennordhängen (vgl. die Untersuchungen zur aktuellen Geomorphodynamik auf diesen Hängen in Kap. 7.2.3.1).

4.2.5 Relief und Böden westlich und nördlich der Siedlungshügel von Saouga

Am Nordrand des Dünenzugs von Saouga-Bidi im Bereich des Ober- und Mittelhangs liegt die Gruppe der Siedlungshügel von Saouga. Diese gehört nach archäologischen Untersuchungen in die eisenzeitliche Siedlungsperiode (VOGELSANG 1995, ALBERT *et al.* 2001). Die heutige Siedlung Saouga befindet sich 2 km östlich an der Mündung des Wadi Débérelink in den Gorouol. Der Gorouol, fließt hier in weiten Strecken dünenparallel und markiert den Nordrand des Dünenzugs. In der unmittelbaren Umgebung der Siedlungshügel ist diese Situation nicht gegeben: Westlich der Hügelgruppe knickt der Lauf des Gorouol scharf nach Norden ab und beschreibt einen leichten Bogen in W-E-Richtung, bevor er nahe des heutigen Saouga zu dem Dünenzug zurückkehrt (Abb. 22). Dadurch entstand eine 4 km lange und über 1 km breite Fläche, die vom Nordrand des Dünenzugs flach zum Ufer des Gorouol abdacht. Südlich der Siedlungshügel auf dem Top des Dünenzugs schließt sich der von geglätteten Sekundärdünen besetzte Bereich an. Die Umgebung, sowohl auf den Dünen als auf der Fläche, wird fast flächendeckend feldbaulich genutzt (Foto 4).

Zur Klärung der Dünenhangentwicklung der Umgebung der Siedlungshügel wurden dort zwei Catenen aufgenommen (vgl. ALBERT *et al.* 2001). Catena 4 (Abb. 23) verläuft vom Siedlungshügelareal auf dem Dünentop über die Hügelgruppe bis zum Ufer des Gorouol. Der Bereich unmittelbar südlich der Hügelgruppe sowie die Areale zwischen den Siedlungshügeln bilden ein Muster aus kleineren Hirsefeldern und Flächen mit annuellen Gräsern. Die Hügel sind hier von geringer Höhe und durch die oberflächliche Schuttstreu aus Scherben und größeren Steinen, im Gelände gut zu erkennen. Dazwischen liegen unterschiedlich mächtige Kolluvien, die mit Kulturschutt durchsetzt sind (SD10-SD13 in Abb. 23 und SD12 in Anhang A). Die Unterböden sind z. T. pedogenetisch weitergebildet (M_2Bv -Horizonte) oder gehen in die gekappten fBv -Horizonte der Dünenböden über. Eine Differenzierung ist aufgrund der geringen Merkmalsausprägung nicht immer möglich. Die nördlichen Siedlungshügel werden rezent durch Rinnen von mehreren Dezimetern Tiefe zerschnitten. Im Akkumulationsbereich der Rinnen liegen sandige Kolluvien über gekappten Dünenböden. Unmittelbar am Fuß der Siedlungshügel beginnen die Hirsefelder (SD14 in Abb. 23 und Anhang A).

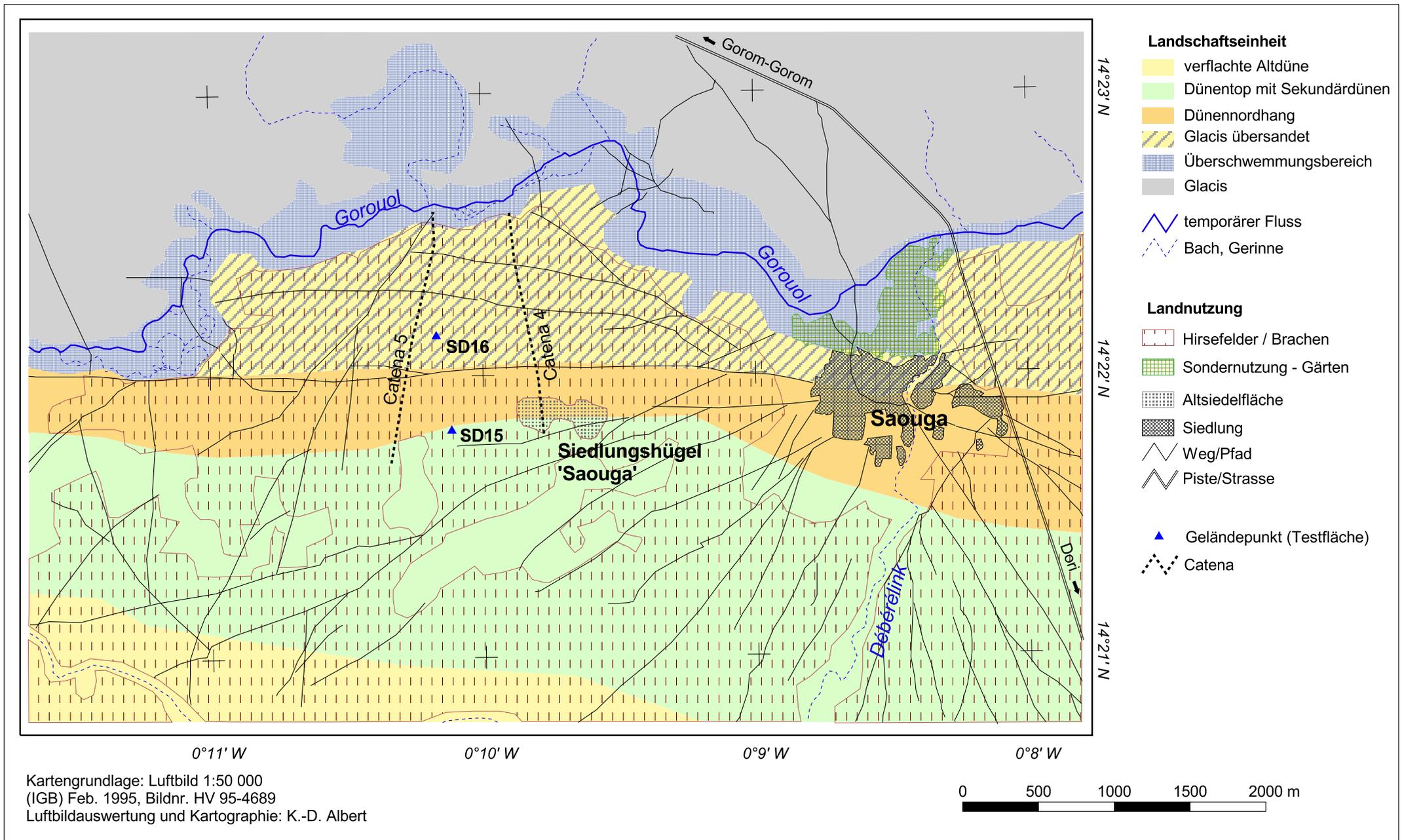


Abb. 22 Karte des Altdünenabschnitts in der Umgebung der eisenzeitlichen Siedlungshügel von Saouga (Luftbildkartierung).

Auf dem sich nördlich anschließenden sandigen Glacis sind nur geringmächtige Böden bzw. Bodensedimentdecken vorhanden. Die übersandete Fläche zeigt deutliche Spuren rezenter Abspülung. Zur Bekämpfung der Bodenerosion wurden isohypsenparallele Steinreihen (*Diguettes*) angelegt. Die Degradation drückt sich auch im schlechten Wuchs der Hirsepflanzen aus. Die unter den umgelagerten Dünenständen anstehende, E-W-verlaufende Lateritkruste streicht hier aus (SD9 in Abb. 23). Nördlich der anstehenden Lateritkruste nimmt die Mächtigkeit der Sedimentdecke zu. Über einem sehr heterogenen sandigen Ton mit hohem Grusanteil liegen wenige Dezimeter Kolluvium aus tonigem Sand (SD7 in Abb. 23 und Anhang A). Die Basissedimente (IISw-Horizont) entsprechen vermutlich der *épandage infradunaire* (COUREL 1977: 242-247), einer schlecht sortierten, fluvial transportierten Sedimentlage im Liegenden der Dünenzüge. Nördlich schließt sich – durch eine flache Stufe angezeigt – der aktuelle Überschwemmungsbereich des Gorouol an. Dort sind Wechsellagerungen von sandigen und lehmigen Sedimenten verbreitet (SD6 in Abb. 23 und Anhang A). Sie entstammen der Hochwasserakkumulation des Gorouol und der Hangabtragung aus dem Dünenzug. An der Basis liegt auch hier die skelettreiche *épandage infradunaire*. Die ufernahen Sedimente sind vergleyst (Fe-Konkretionen und Flecken, Kalkanreicherung).

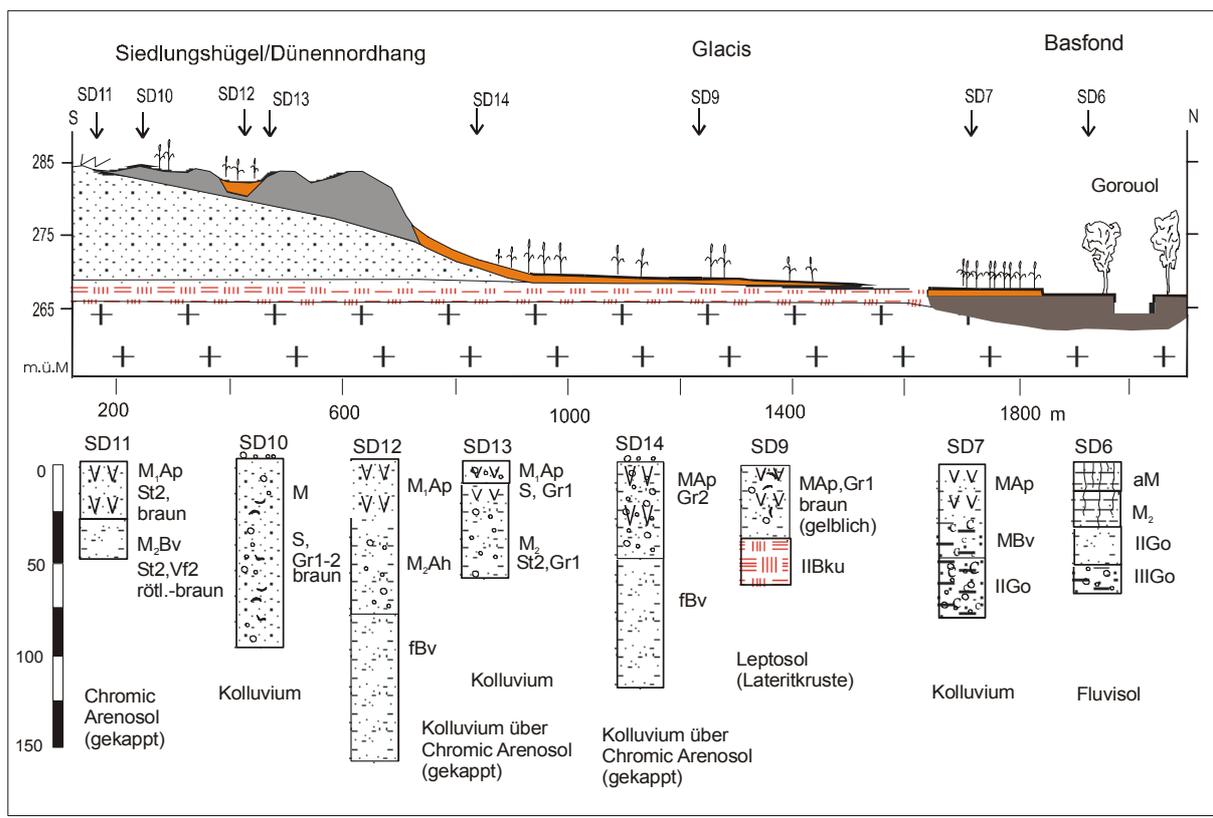


Abb. 23 Catena 4, Siedlungshügel und Dünennordhang bei Sauga.

Wenige hundert Meter westlich der Siedlungshügel verläuft die Catena 5 vom Oberhang des Dünenzugs nach N-NE bis zum Ufer des Gorouol (Abb. 24). Der Dünennordhang hat eine geringe Hangneigung von 2,5° und ist im Längsprofil gestreckt, ohne ausgeprägte

Reliefelemente wie Hangknicke, Stufen o.ä. Im Hangquerprofil deuten flachwellige Reliefunterschiede auf partiell verstärkte Abtragung einzelner Hangpartien hin. Der Nordhang wird fast flächendeckend feldbaulich genutzt. Am Dünentop dominieren annuelle Gräser, am Oberhang besteht ein Muster aus unterschiedlich alten Brachen und Hirsefeldern. Hier sind gekappte Chromic Arenosols verbreitet (SD1 in Abb. 24). Die Oberböden fehlen vollständig, und die anstehenden rötlich-braunen Sande der Bv-Horizonte sind nur sehr schwach tonig. Wahrscheinlich sind auch diese schon einige Dezimeter abgetragen, so dass stellenweise der kaum verwitterte Bv-Cv-Horizont ansteht. Am Standort SD15 in vergleichbarer Reliefposition wurden Infiltrations- und Oberflächenabflussmessungen durchgeführt (vgl. Kap. 7.2.2 und Tab. 11). Der gekappte Bv-Horizont (5,3 Gew.-% T, 0,27 % Fe_D, 0,1 % org-S) trägt eine dünne Kruste. Die Infiltrationsrate erreicht mit 119,9 mm/h (1,99 mm/min) einen sehr hohen Wert, entsprechend gering ist mit 2,1 % der gemessene *runoff*-Koeffizient und der Bodenabtrag von nur 6,4 g/m² während der 30-minütigen Berechnung.

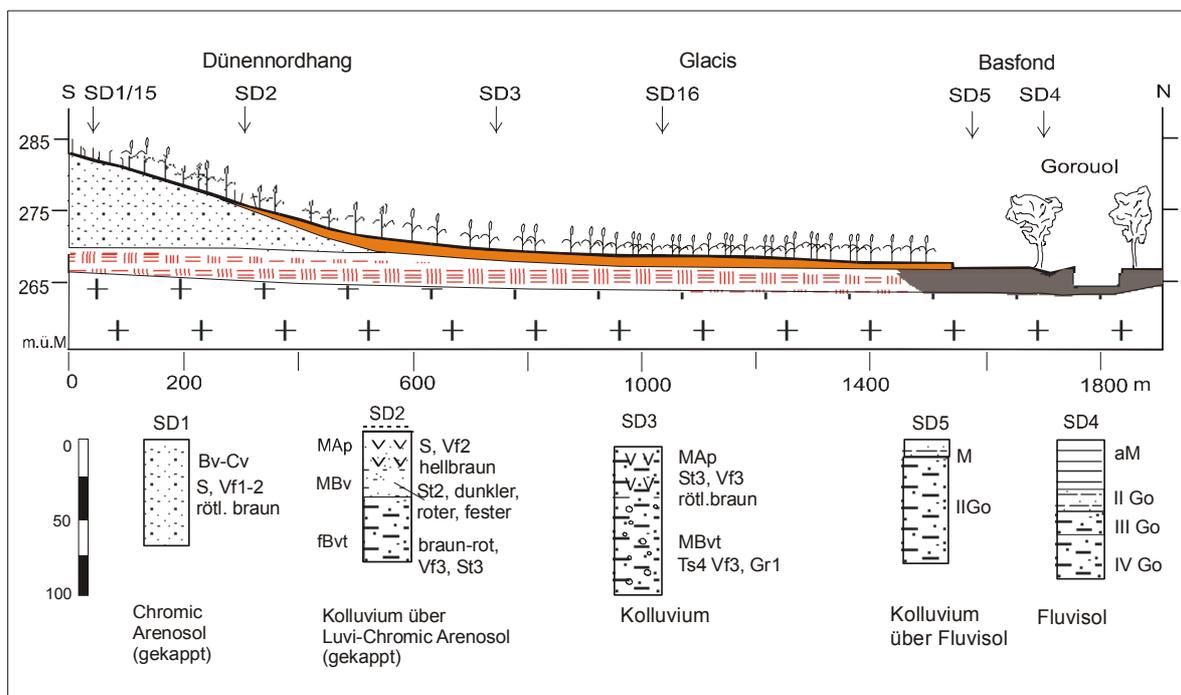


Abb. 24 Catena 5, Dünenordhang westlich der Siedlungshügel von Saouga.

Auf dem Mittelhang liegen mehrere Dezimeter Kolluvium über ebenfalls gekappten Dünenböden (SD2 in Abb. 24). Die rötlich-braunen und kaum verfestigten, schwach tonigen Sande stammen aus der Abtragung vom Oberhang. Der gekappte Luvi-Chromic Arenosol im Liegenden ist durch eine deutlich sichtbare Grenze von dem Kolluvium getrennt. Am Mittelhang findet Erosion und Durchtransport von Bodensediment statt. Diese Dynamik erschließt sich auch aus dem Relief: So bestehen vereinzelt flache vegetationslose Senken mit verkrusteten Oberflächen, über die das Niederschlagswasser konzentriert abfließen kann und dabei Sand von oberhalb und den Rändern der flachen Rinnen hangabwärts transportiert. Am Hangfuß und auf dem sandigen Glacis liegen Kolluvien aus verfestigten

tonigen bis lehmigen Sanden an (SD3 in Abb. 24). Die Bodensedimente besitzen aufgrund ihres höheren Ton- und Schluffgehalts (19 % T+U, 2,5 % org-S, 0,5 % Fe_D am Standort SD 16) eine bessere Nährstoffversorgung für die Pflanzen als die Sande der Dünenhänge. Die leichte Staunässe des dichteren Untergrundes wirkt sich positiv auf den Bodenwasserhaushalt aus. Auf den bearbeiteten Feldern sind die Ap-Horizonte etwas aufgelockert, während die brach liegenden Flächen oberflächlich verkrustet sind. Die Folge sind auf diesen Flächen potenziell sehr hohe Abtragsraten. Die Niederschlagssimulation erbrachte einen *runoff*-Koeffizient von 88,8 % und einen Abtrag von 94,5 g/m². Die Infiltrationsrate ist mit 56,5 mm/h (0,9 mm/min) im Vergleich zum Dünenhang stark reduziert (vgl. Kap. 7.2.2 und Tab. 11). Weiter nördlich im Überschwemmungsbereich des Gorouol liegen fluviale Sedimente unterschiedlicher Textur. Die Feinsanddominanz lässt auf eine Vermischung mit Dünen sanden aus der Hangabtragung schließen (SD5 in Abb. 24 und Anhang A). Das Profil SD4 (Abb. 24 und Anhang A) zeigt eine typische Abfolge unterschiedlich toniger und lehmiger Substrate: Die oberen Dezimeter (0-30 cm) setzen sich aus schluffig-tonigen Hochwassersedimenten der Suspensionsfracht zusammen. Die Sedimente der vergangenen Regenzeit bzw. Abflussereignisse sind an der bestehenden Feinschichtung in den oberen 2-3 cm gut zu erkennen. Darunter liegen vergleyte schlecht sortierte sandigere Sedimente.

Beim Vergleich der beiden Catenen fällt die unterschiedliche Mächtigkeit der kolluvialen Überdeckung auf den Unterhängen und dem Glacis auf. Das Glacis zwischen Dünenzug und Gorouol ist nördlich der Hügelgruppe stark erodiert – stellenweise bis zur Lateritkruste im Liegenden – während die Bereiche westlich der Hügel eine mächtigere Decke aus sandigen bis lehmig-sandigen Kolluvien tragen. Es scheint, dass dort die rezente Abtragung durch Sedimentnachlieferung aus dem Dünenhang kompensiert wird, während dies nördlich der Siedlungshügel durch diese verhindert wird. Eine ähnliche Situation wurde in der Umgebung der Siedlungshügelgruppe bei Oursi II beobachtet. Auch dort schließt sich nördlich der Hügel das Glacis an, während westlich davon Decken aus kolluvialen Dünen sanden verbreitet sind (Kap. 4.3.2 und 5.2).

Zentrale Bedeutung kommt der Frage nach dem Alter der kolluvialen Überdeckung am Dünenfuß und auf dem Glacis zu. So ist zu fragen, ob die Bodensedimente vor, während oder nach der eisenzeitlichen Siedlungsphase auf das Glacis gelangten. Im ersten Fall hätte dies einen zusätzlichen Gunstfaktor für die Wahl dieses Standorts als Siedlungsplatz dargestellt, da die Bodensedimente vergleichsweise gute Bedingungen für den Feldbau bieten. Möglich ist auch, dass die Sedimente eine Folge der eisenzeitlichen Nutzung sind. Die Auflichtung der Vegetation sowie der Jahrhunderte währende Feldbau führten in der Umgebung der Siedlung zu Bodenerosion und Akkumulation der Bodensedimente auf der vorgelagerten Fläche. Die deutlichen Spuren rezenter Abtragung und die Messergebnisse zum Oberflächenabfluss auf dem Dünenhang lassen dies wahrscheinlich erscheinen, vor allem da die heutigen Felder und Anbaumethoden mit jenen der eisenzeitlichen Siedlungsperiode weitgehend identisch sind, und daher von vergleichbaren Prozessen auf den vegetationslosen Feldern zu Beginn der Regenzeit ausgegangen werden kann..

4.2.6 Relief und Böden bei Korizièna (Dünennordhang)

Im Gegensatz zum westlichen Abschnitt (Bidi-Ménégou) wird der Dünenzug östlich von Saouga nahezu flächendeckend feldbaulich genutzt. Das Sekundärdünenrelief auf dem Dünentop ist dort kaum ausgebildet; vorherrschend sind weit gespannte, wenig eingetieft Depressionen und flache, abgerundete Erhebungen. Auch die Nordabdachung des Dünenzugs tritt dort weniger deutlich in Erscheinung. An vielen Stellen geht das Dünentop mit geringer Neigung in einen gestreckten Hang über, der sich nach Norden bis zum Gorouol erstreckt (vgl. COUREL 1977: 183-200). Einige Kilometer östlich von Saouga bei Korizièna ist der oberflächennahe Untergrund dieser Reliefsituation entlang einiger dem Gorouol zulaufenden Rinnen aufgeschlossen (KOD1 in Abb. 25).



Abb. 25 Bodenprofil KOD1 am Nordrand des Dünenzugs von Saouga bei Korizièna.

Die Sandakkumulation setzt sich aus einer Abfolge mehrerer Bodensedimentdecken zusammen. Der kolluviale Charakter des dunkelbraunen schwach lehmigen Sandes an der Basis (M₃Go) ist durch einen geringen Grusanteil und feinste Holzkohlereste belegt. Die Abgrenzung zu den sandigeren, gelblich-braunen Kolluvien im Hangenden erfolgt durch jeweils kräftig rostrote fossile Bodenkrusten aus schwach tonigem Sand. Die kräftigen braunen Bodenfarben sowie die pedogenetische Überprägung und die Mächtigkeit der Schichten vermitteln bei der Geländeansprache den Eindruck einer Abfolge von alten Kolluvien. Das rezente Alter der AMS-¹⁴C-Datierung (UtC 8530) eines Holzkohlefundes aus 60 cm Tiefe widerlegt jedoch diese Annahme. Diese Profilabfolge konnte an mehreren Aufschlüssen beobachtet werden. Die Kolluvien liegen hier direkt der Lateritkruste auf,

die in den Rinnen stellenweise freigelegt ist. Die von COUREL (1977: 193) beschriebene fluviale *épandage infradunaire* im Liegenden der Dünensande ist hier nicht vorhanden.

4.3 Der Dünenzug von Oursi-Markoy

4.3.1 Lage, Relief und Nutzung

Der Dünenzug von Oursi-Markoy verläuft in E-W-Richtung entlang 14°40'N und besitzt ebenfalls das typische asymmetrische Relief im N-S-Querprofil. Im Vergleich zu den südlich gelegenen Dünenzügen ist hier der Bereich der verflachten Altdünen im Süden des Dünenzugs aber von geringerer Flächenausdehnung. Entsprechend geringer ist auch der Umfang des Hirseanbaus und es dominiert die Viehhaltung. Der Dünenzug von Oursi-Markoy gehört ebenfalls zu den Altsiedellandschaften der Region. Zahlreiche Siedlungshügelgruppen der Eisenzeit sowie *Later Stone Age*-Fundplätze geben davon Zeugnis (vgl. VOGELSSANG *et al.* 1999).

Der räumliche Untersuchungsschwerpunkt entlang dieses Dünenzugs liegt in der Region Oursi. Zur vergleichenden Untersuchung wurden hier die Sedimente und Böden der Hänge der Nordabdachung des Dünenzugs aufgenommen. Parallel zu archäologisch-archäobotanischen Ausgrabungen wurden die Böden und Sedimente in der unmittelbaren Umgebung der Siedlungsplätze aufgenommen sowie Untersuchungen zur rezenten Geomorphodynamik eines alten Siedlungsareals durchgeführt (Kap. 5). Östlich von Oursi, nördlich des Mare de Yomboli, wurde entlang eines Transekts das Infiltrations- und Abflussverhalten auf den unterschiedlichen Oberflächen der charakteristischen Landschaftseinheiten untersucht (Kap. 7.2.2.1). Die Sedimente zwischen dem Dünentop und dem verflachten (südlichen) Altdünenabschnitt wurden in der Nachbarschaft des Mare Kissi und der dortigen Siedlungshügelgruppe aufgenommen (Kap. 4.3.4). Einen Überblick über die allgemeine Boden- und Reliefsituation sowie zur Vegetation des Dünenzugs geben ALBERT & KÜPPERS (2001) und JOLY *et al.* (1980). Das ogolienzeitliche Alter der äolischen Akkumulation wird von ALBERT *et al.* (1997) mit Hilfe von OSL-Datierungen ebenfalls in dieser Region nachgewiesen.

4.3.2 Relief und Böden nordöstlich von Oursi (Nordhang)

Die Situation der Region um Oursi mit dem südlich gelegenen *Mare* zeigt die Karte in Abb. 26. Nördlich der Siedlung liegt das 2-3 km breite Dünentop im 315-320 m ü. M.-Niveau. Das Dünentop ist von NE-SW-orientierten Sekundärdünen besetzt. Unmittelbar nördlich der Siedlung liegt der reaktivierte, äolisch aktive „*erg*“ von Oursi, der von zahlreichen radial zur Siedlung verlaufenden Wegen durchzogen wird. Nördlich davon folgt unter dichter Gehölzvegetation ein ausgedehntes Siedlungshügelareal. Die Felder des heutigen Oursi sind relativ weit von der Siedlung entfernt und liegen im Westen in flachen Bereichen des dem Mare zugewandten Dünenhangs sowie im Nordwesten auf dem Dünen-

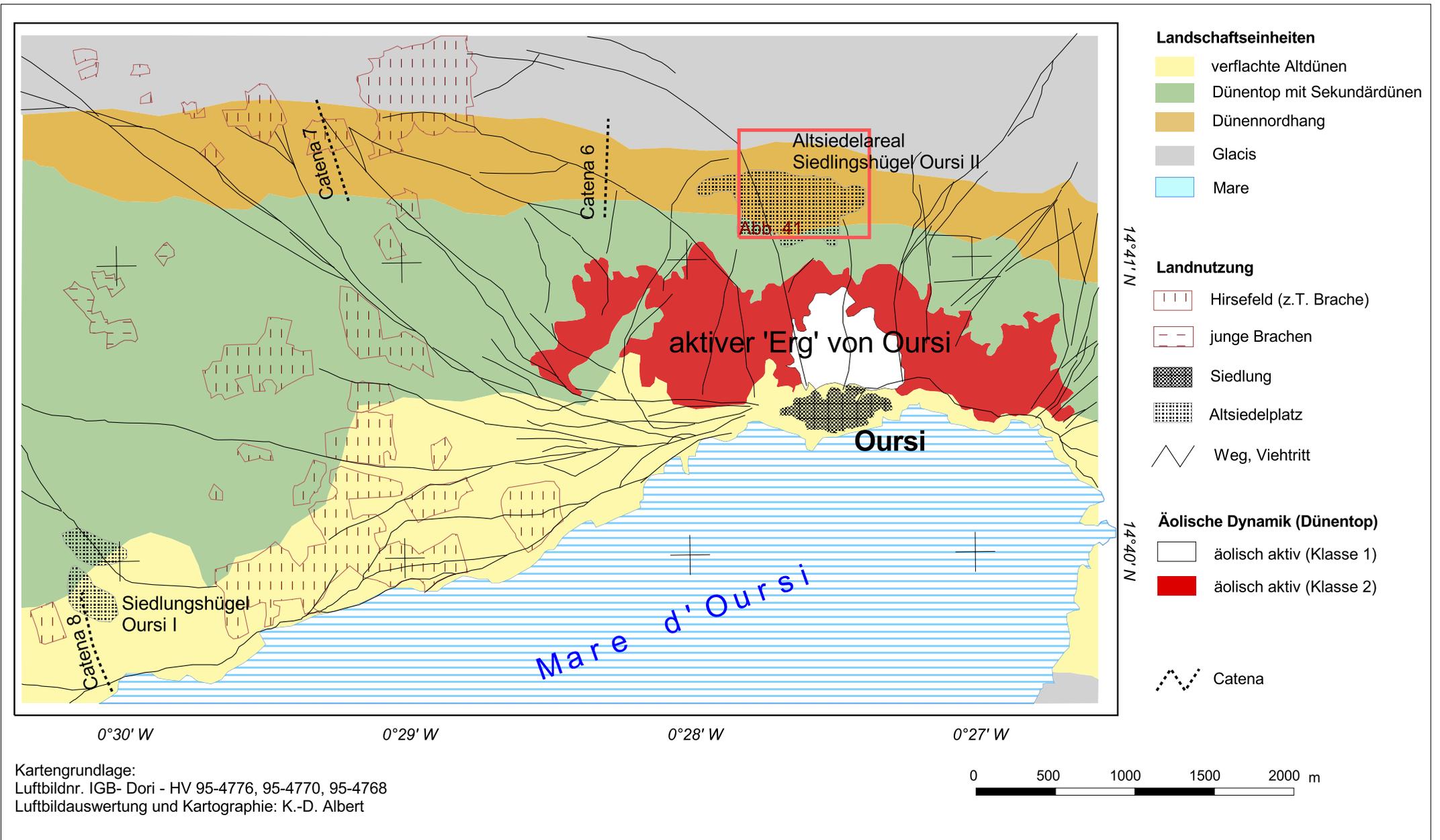


Abb. 26 Karte des Altdünenabschnitts bei Oursi (Luftbildkartierung).

nordhang. Zwischen der Siedlungshügelgruppe Oursi II und den Feldern liegt demnach ein großer Teil der Nordabdachung des Dünenzugs brach. Nördlich des Dünenzugs schließt sich ein Mosaik aus verflachten, feldbaulich genutzten Altdünen und weitgehend sandfreien Glacisbereichen im 300 m-Niveau an (JOLY *et al.* 1980: 10-11).

Abb. 27 zeigt die Catena 6 am Nordhang des Dünenzugs. Auf dem Dünentop liegen nahezu reine Dünensande (OD1 in Abb. 27 und Anhang A). Typisch ist der hohe Feinsandanteil, der geringe Schluff- und Tongehalt sowie die fehlende Verfestigung. Die Sande sind in jüngerer Zeit, vermutlich im Zusammenhang mit den Dürren der letzten Dekaden, äolisch umgelagert worden: Es lässt sich keine Bodenentwicklung erkennen, die auf eine längere Ungestörtheit des Sandes hinweisen würde. Die braunen Bodenfarben sowie die Beimengung von kleinen Quarzen und Pisolithen in 40-80 cm Tiefe bezeugen den anthropogenen Einfluss und die geerbte pedogenetische Prägung des Substrates an diesem Standort. Der Übergang vom Dünentop zu dem gestreckten, im Ober- und Mittelhangbereich leicht konkaven Nordhang ist durch einen deutlichen Geländeknick angezeigt. In dieser Reliefposition sind gekappte Chromic Arenosols verbreitet (OD3 in Abb. 27). In gleicher Reliefposition wurde ein Profil aufgegraben, das eine mächtige kolluviale Überdeckung über dem gekappten Chromic Arenosol aufweist (OD2 in Abb. 27 und Anhang A): Der fBv-Horizont an der Basis (190-120 cm Tiefe) des Profils ist ein rötlich-brauner schwach toniger Sand. Im Hangenden folgt ein typischer feinsandiger Dünensand von 40 cm Mächtigkeit ohne pedogenetische Merkmale. Darüber schließt sich ein schwach verbrauchtes Kolluvium an, das (vor allem in der unteren Hälfte) mit Keramikscherben durchsetzt ist. Den Abschluss bildet eine feinsandige äolische Decke, die sich farblich abhebt (Ah-Horizont) und ebenfalls verfestigt ist.

Aus dem losen Dünensand im Liegenden der von Scherben durchsetzten Kolluvien wurde in 100 cm Tiefe eine Probe zur OSL-Datierung entnommen. Das gemessene Alter der letzten Sedimentumlagerung von $2,4 \pm 0,2$ ka v. H. (HDS 829) fällt in den Zeitraum zwischen dem *Later Stone Age* und der früheisenzeitlichen Besiedlung. Während der frühen Nutzung oder Besiedlung dieses Platzes wurde der ehemalige Boden gekappt und nachfolgend von äolischen Sanden überdeckt. Die Scherben aus den Kolluvien im Hangenden des datierten Dünensandes können daher auch erheblich jünger sein.

Auf dem Dünenhang belegen flache Vertiefungen mit stark reduzierter Vegetationsbedeckung die rezente Morphodynamik. Die Böden des Hanges sind ebenfalls gekappte Chromic oder Luvic-Chromic Arenosols aus rubefizierten, schwach tonigen Sanden (OD4 in Abb. 27). Die Spuren der rezenten Abtragung setzen sich auch am Unterhang fort. Von Gras bestandene Bereiche heben sich von 1-2 dm eingetieften vegetationslosen Streifen und Senken ab. Die Oberfläche trägt in den Senken eine rote Kruste, die häufig durch Viehtritt aufgebrochen ist. Bäume und vom Vieh verbissene Sträucher stehen nur vereinzelt. Auf diesem Hangabschnitt sind Spuren alter Eisenverhüttungsplätze zu finden, Schlackebrocken und Keramik liegen oberflächlich herum. Das feinsandige Substrat ist kräftig rubefiziert, verfestigt und besitzt die erhöhten Ton-, Schluff- und Fe_D-Werte der Bvt-Horizonte der Luvic-Chromic Arenosols (OD 5-7 in Abb. 27 und Anhang A). Die bis in 40 cm Tiefe vorkommenden Schlacke- und Keramikbruchstücke belegen, dass es sich

hier um Bodensedimente aus der Abtragung der Luvisc-Chromic Arenosols des Mittel- und Oberhangs handelt. Aktuell unterliegen diese Flächen der Abtragung. Stellenweise zeugen geringmächtige Akkumulationen feinstratifizierter jüngerer Sedimente von der rezente Abspülung auf dem Dünenhang (OD8 in Abb. 27 und Anhang A).

Die experimentell ermittelten Bodenabtragswerte unterstützen diesen Eindruck. Auf den verkrusteten und pedogenetisch verfestigten Bodensedimenten im Hangfußbereich wurden mit einem *runoff*-Koeffizient von 90,9 % und dem daraus resultierenden Bodenabtrag von 89,5 g/m² hohe bis sehr hohe Werte erreicht (zur Auswertung der Beregnungsversuche vgl. Kap. 7.2.2).

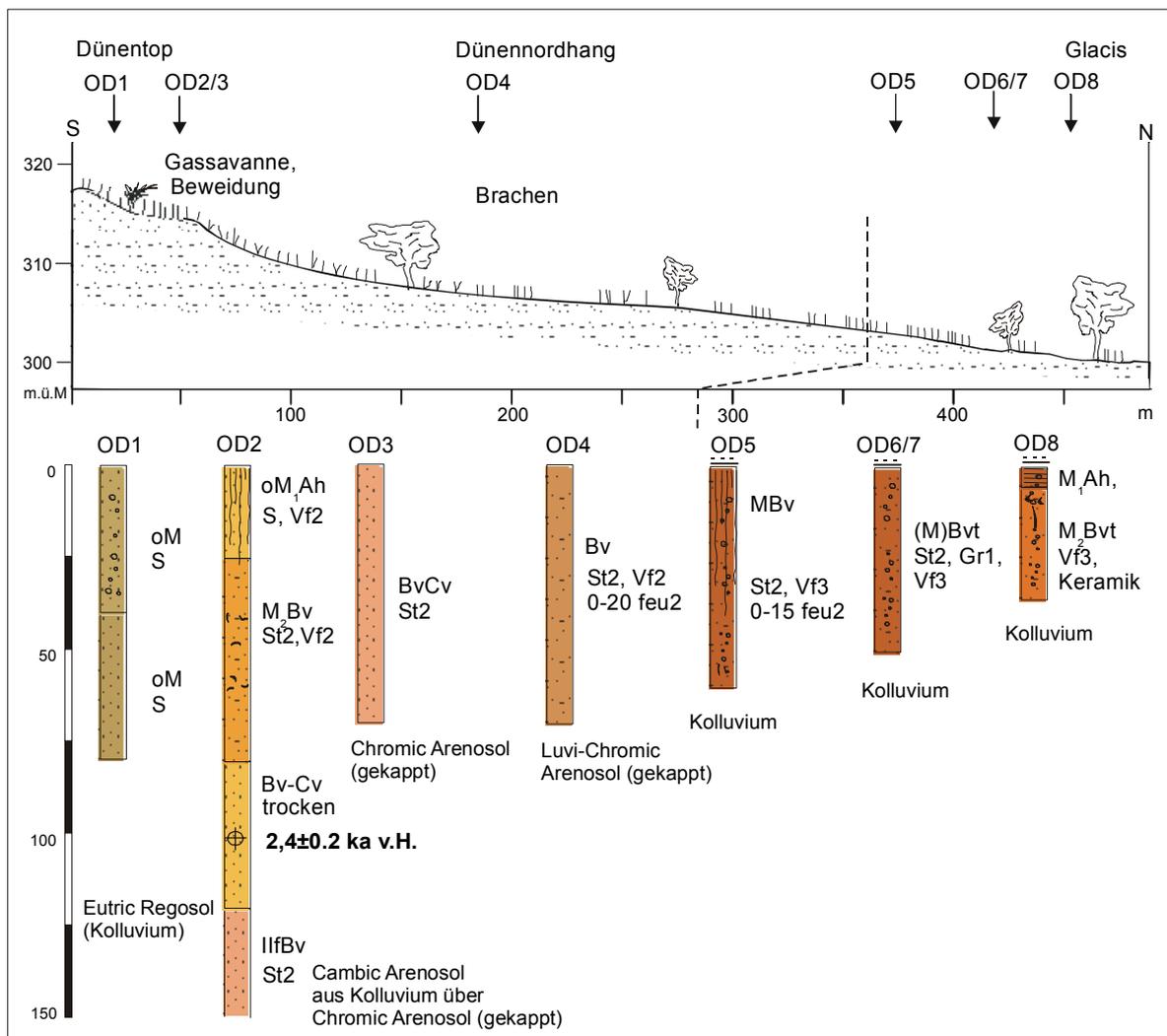


Abb. 27 Catena 6, Dünennordhang bei Oursi im Bereich der alten Brachen.

Beimengungen von Artefakten in den Dünensanden sowie teilweise mehrschichtige Kolluvien belegen den anthropogenen Eingriff auf dem Dünennordhang zwischen dem Siedlungshügelareal und den aktuellen Feldern von Oursi im W. Es liegt nahe, dass es sich bei diesem Bereich um alte Brachen handelt. Allerdings fehlt ein Beleg für die zeitliche Tiefe des *human impact* an diesem Standort. Ein Zusammenhang mit der eisenzeitlichen Be-

siedlung ist wahrscheinlich, immerhin belegt die OSL-Datierung am Oberhang den Einfluss des wirtschaftenden Menschen bereits um $2,4 \pm 0.2$ ka v. H. Vermutlich repräsentiert der Hangabschnitt die alten Feldflächen der östlich benachbarten Siedlungshügel Oursi II (vgl. Kap. 5). Heute dient das Areal als Weide und als Durchzugsgebiet für die Viehherden auf ihrem Weg zum Mare d’Oursi. Jahrhundertelanger Feldbau und rezente Beweidung haben zum weitgehenden Abtrag des Solums auf dem Hang geführt, wobei eine genaue chronologische Auflösung der Prozesse heute nicht mehr möglich ist.

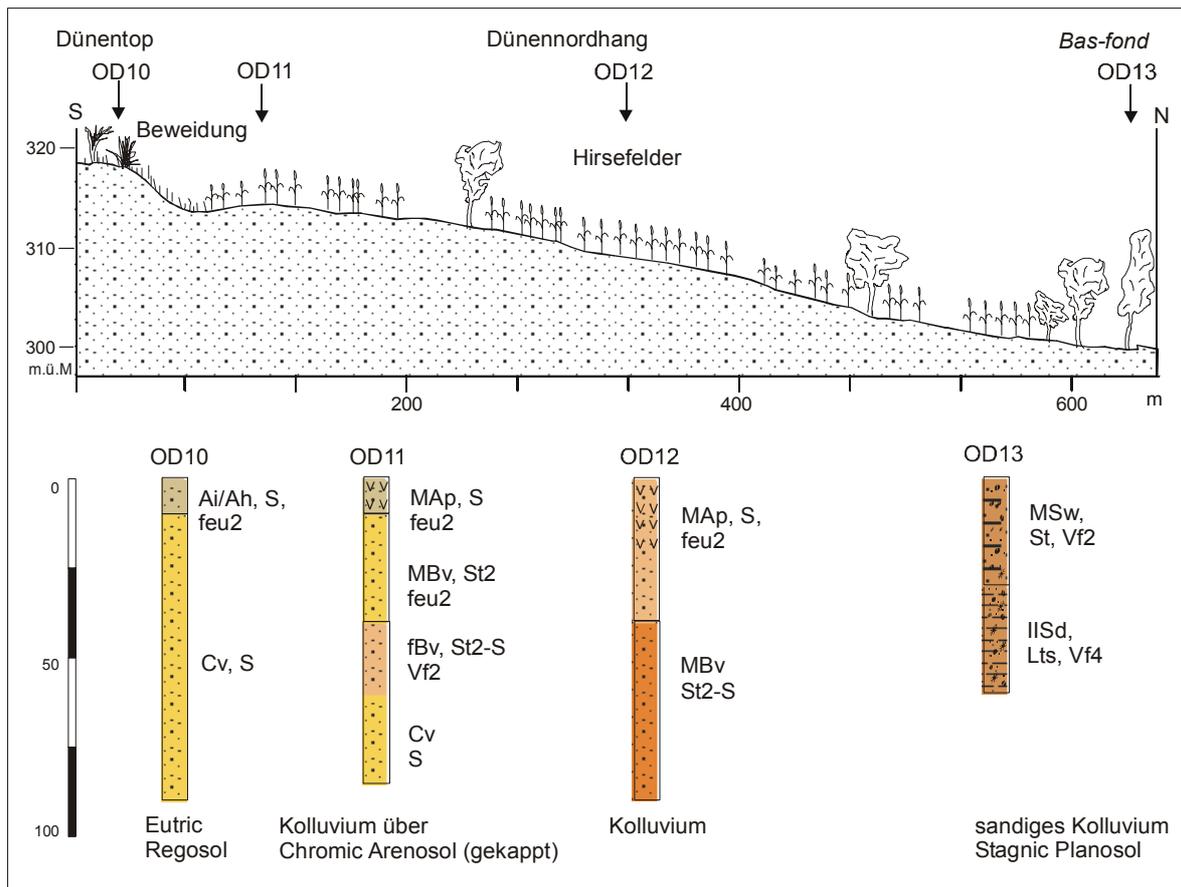


Abb. 28 Catena 7, Dünnordhang bei Oursi im Bereich der Felder.

In Abb. 28 (Catena 7) ist der oberflächennahe Untergrund im Bereich der westlich gelegenen Felder dargestellt. Diese bedecken den Nordhang nicht als geschlossene Fläche, sondern sind kleinräumig parzelliert und von Brachflächen durchsetzt (Abb. 26). Am Dünentop oberhalb der Felder liegt ein stark degradiertes Boden aus rötlich-braunem, losem Sand mit einem geringmächtigen initialen A-Horizont (OD10 in Abb. 28). Stellenweise ist der Sand oberflächlich verkrustet. Die Vegetation besteht aus annuellen Gräsern, vereinzelt Bäumen und als typischem Degradationszeiger *Leptadenia pyrotechnica*. Etwas nördlich unterhalb der Sekundärdüne setzen auf einem flacheren Hangabschnitt die Hirsefelder ein (OD11/12 in Abb. 28). Das stark feinsandige Substrat des Hangs lässt sich nur anhand geringer Farbänderungen und der Verfestigung differenzieren. Unter den geringmächtigen fahlbraunen Ap-Horizonten liegen schwach ausgebildete Bv-

Horizonte aus Kolluvien. In 50 cm Tiefe wurde stellenweise der geringfügig verfestigte, rötlich-braune fBv-Horizont des gekappten Dünenbodens erbohrt. Am Fuß des Dünenhangs schließt sich eine Senke mit einzelnen Wasserlöchern an, die sich nach Westen als schmaler *Bas-fond* fortsetzt. Am Rand der Senke setzen die Hirsefelder aus und dichterem Baumbewuchs beginnt. Hellbraune Streifen aus verschwemmtem Sand auf der sonst grauen (tonigen) Oberfläche dokumentieren den rezenten Eintrag von fluvial transportiertem Dünen sand in die Senke. Die Sandmächtigkeit (der MSw-Horizont) beträgt hier nur noch wenige Dezimeter. Im Liegenden folgt ein hellbraun marmorierter, stark verfestigter sandig-toniger Lehm (IISd) (OD13 in Abb. 28).

4.3.3 Relief und Sedimente südlich der Siedlungshügel Oursi I

Die Siedlungshügelgruppe Oursi I liegt westlich von Oursi auf dem verflachten Altdünenabschnitt unweit des Mare d'Oursi (vgl. Abb. 26). Die Hügelgruppe wurde archäologisch von VOGELSANG (1995) und HALLIER (1998, 2001) untersucht und gehört nach ¹⁴C-Datierungen in die eisenzeitliche Siedlungsphase, wobei an der Basis der Hügelsedimente Spuren älterer Besiedlung gefunden wurden. Die archäobotanischen und naturräumlichen Untersuchungen der Hügelgruppe und ihres benachbarten Naturraums werden von KAHLHEBER *et al.* (2001) im Zusammenhang mit der Interpretation des Pollendiagramms aus dem Mare d'Oursi diskutiert (vgl. Kap. 6.2.).

Exemplarisch wurden einige Proben aus der über 5 m mächtigen Siedlungsstratigraphie der Hügelgrabung BF 94/45 sedimentologisch untersucht (OS1 in Abb. 29 und Anhang A): Die sehr homogene, vorwiegend feinsandige Matrix in den basalen Lagen des Siedlungshügels entspricht in ihren Eigenschaften den kaum verwitterten Dünen sanden im Liegenden der holozänen Dünenböden. Kennzeichnend sind der geringe Ton- und Schluffanteil und das ausgewogene Feinsand-Mittelsandverhältnis mit leichter Feinsanddominanz. Die starke Aufhellung ist eine Folge der Nassbleichung durch Grundwasser. Der geringe Ton- und Schluffgehalt des Substrats spricht gegen das Vorkommen von Lehmziegelbauten während der frühesten Besiedlung (*Later Stone Age* nach HALLIER 2001: 140). Die Akkumulation zerfallener Lehmziegel müsste eine stärkere Anreicherung von Schluff und Ton zur Folge haben. Auffallend ist die Zunahme des Schluffgehalts bei gleichzeitigem Rückgang des Tongehalts oberhalb von 3 m. Allerdings liegt die keramikchronologisch festgelegte Grenze zwischen der älteren und der eisenzeitlichen Besiedlung bereits in 4 m Tiefe (HALLIER 2001). Die Änderung des archäologischen Fundspektrums findet also keine sedimentologische Entsprechung. Dafür bieten sich zwei Erklärungen an: 1. Der Schluffanteil resultiert aus dem Zerfall von Lehmziegeln und dokumentiert den Beginn der sesshaften Besiedlung, die ohne eine Änderung des Keramikspektrums stattfand. 2. Die sesshafte Siedlungsweise bestand schon zuvor und der Wechsel von tonigerem zu schluffigerem Substrat resultiert aus einem Wechsel des Rohmaterials, das zur Ziegelherstellung benutzt wurde.

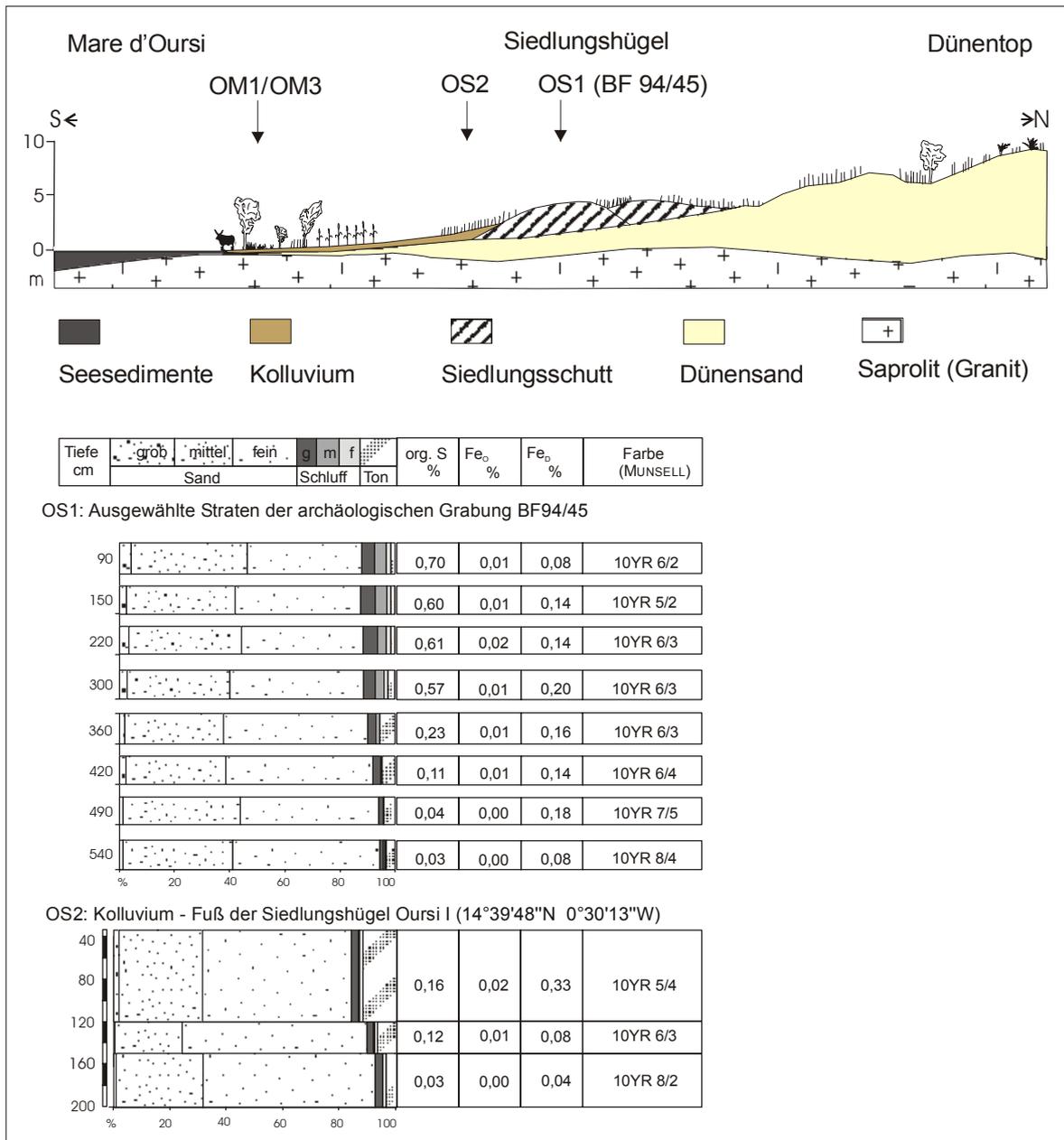


Abb. 29 Catena 8, Mare d'Oursi - Siedlungshügel Oursi I - Dünen top.

In den Senken zwischen den Siedlungshügeln sowie auf dem verflachten Altdünenabschnitt südlich davon liegen Kolluvien aus Dünen sand und Kulturschutt der Siedlungshügel (Abb. 29). Südlich der archäologischen Grabung BF 94/45 am Fuß des Siedlungshügels erreichen die Kolluvien eine Mächtigkeit von 150 cm über dem nassgebleichten Dünen sand (OS2 in Abb. 29 und Anhang A). Das Kolluvium setzt an der Basis mit einer 30 cm mächtigen Schicht aus fahl-braunem, schwach tonigen Sand ein, der geringfügig von Grus und Keramikscherben durchsetzt ist (120-150 cm). Im Hangenden folgt ein etwas tonigerer, gelblich-brauner Sand, der verfestigt ist und zahlreiche Pisolithe und Keramikbruchstücke enthält (35-120 cm). Den Abschluss des Profils bildet eine braunes unverfestigtes Kolluvium (0-35 cm). Die für diesen Altdünenabschnitt typischen, rötlich-

braunen Luvic-Chromic Arenosols (vgl. ALBERT & KÜPPERS 2001) über dem gebleichten Sand fehlen hier und wurden vermutlich vollständig abgetragen.

In größerer Entfernung der Siedlungshügel, im Uferbereich des Mare d'Oursi, dünnen die kolluvialen Decksedimente zunehmend aus. Der oberflächennahe Untergrund besteht im Uferbereich aus einigen Dezimetern tonigen Sanden aus dem Dünenzug über limnischen Tonen und granitischem Saprolit (OM1/OM3 in Kap. 6.3.1). Die Feinsandgehalte in den hangenden Sedimenten resultieren aus verstärktem Oberflächenabtrag auf den Dünenhängen, wahrscheinlich als Folge zunehmender Vegetationsdegradation. Inwieweit diese stratigraphische Abfolge einen klimatischen Wandel oder verstärkten anthropogenen Einfluss dokumentiert, bleibt unsicher, obwohl die Nähe zum benachbarten Altsiedelareal und der heutzutage enorme Nutzungsdruck in der Region um Oursi auf Letzteres schließen lassen.

4.3.4 Relief und Böden südlich und östlich der Siedlungshügel bei Kissi

Nördlich des Mare de Kissi erstreckt sich ein großes Areal mit Siedlungshügeln (Abb. 30). Diese liegen in relativ großen Abständen voneinander entfernt und haben vergleichsweise flache Hänge. Die Siedlungshügel selbst sind wie die benachbarten Sekundärdünen von annuellen Gräsern und vereinzelt stehenden Bäumen bewachsen, ihre Kuppen werden durch ein helleres Gras (*Aristida funiculata*) angezeigt. Dies erlaubt die Lokalisierung der Siedlungsplätze und die Unterscheidung von den abgerundeten Sekundärdünen. Die Siedlungshügel, sowie als Besonderheit ein größeres Gräberfeld aus dem 6. und 7. Jh. n. Chr. gehören ausweislich archäologischer Untersuchungen in die Eisenzeit (PELZER & MAGNAVITA 2001).

Das Dünentop nördlich der Siedlungshügel ist durch ein ausgeprägtes Sekundärdünenrelief gekennzeichnet. In dem sandigen Substrat, sowohl der Sekundärdünen als auch der Senken, ist kaum Bodenbildung erkennbar (KD7-9 in Catena 9, Abb. 31). Der Dünen sand am Top und auf dem Hang der Sekundärdünen ist durchweg lose, ohne fühlbaren Ton- oder Schluffanteil, und selbst die häufig charakteristische Bodenfarbe zeigt nur eine schwache Differenzierung von hellerem Braun zu leicht rötlichem Braun in der Tiefe (ab 70 cm). In den Senken sind sehr schwach ausgeprägte Cambic Arenosols entwickelt, die einen geringmächtigen Ah-Horizont über dem kaum verfestigten, rötlich-braunen Sand aufweisen. Die minimalen Unterschiede in den verschiedenen Reliefeinheiten deuten auf ein junges Alter der Bodenbildung hin. Die an diesem Standort zu erwartenden Chromic bis Cambic Arenosols wurden in Siedlungsnähe vermutlich schon während der eisenzeitlichen Besiedlung tiefgründig gestört. Weiter östlich, in größerer Entfernung zum Siedlungsareal, sind auf dem Dünentop noch Reste der Chromic Arenosol erhalten (Catena 10, Abb. 32).

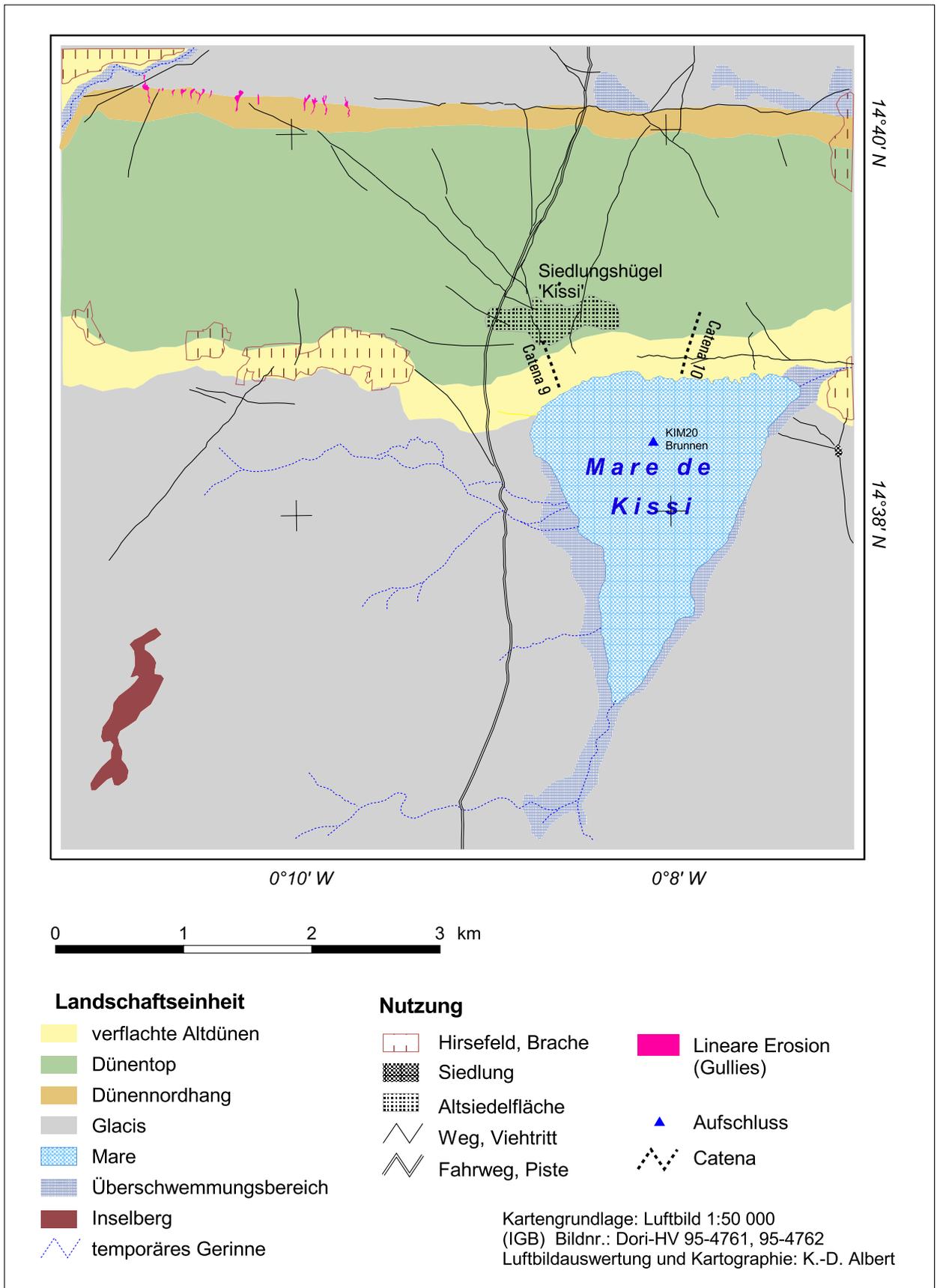


Abb. 30 Karte des Altdünenabschnitts und der Umgebung des Mare bei Kissi (Luftbildkartierung).

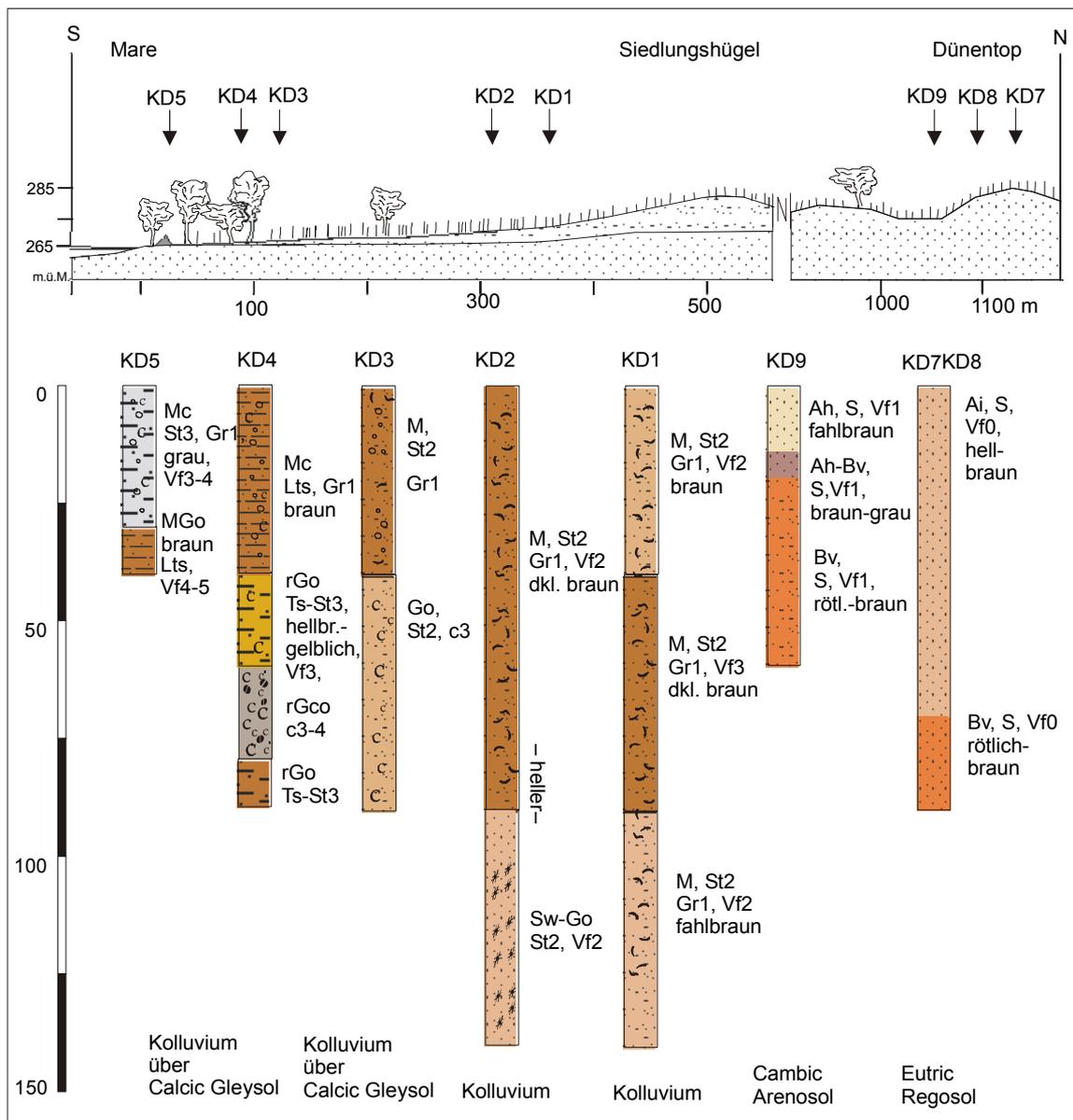


Abb. 31 Catena 9, Mare de Kissi - Siedlungshügel - Dünentop

Am Südrand der Siedlungshügel fällt das Gelände zunächst ab und streckt sich als schwach geneigte Ebene zum *Mare* hin. Am Fuß des Siedlungshügels liegen sandige Kolluvien (KD1 in Abb. 31), die mit Artefakten durchsetzt sind: Bis in 130 cm Tiefe wurden noch Keramiksplitter und Holzkohlereste erbohrt. Richtung Mare de Kissi dünnt die Decke aus Dünensand mit Siedlungsschutt aus. In 40 m Entfernung setzt in 1 m Tiefe ein graubrauner, schwach gebleichter Sand ein, der fundleer ist (KD2 in Abb. 31). Die Mächtigkeit der Kolluvien entspricht der Situation südlich der Hügelgruppe ‚Oursi I‘ in vergleichbarer Geländesituation (vgl. Kap. 4.3.3).

In größerer Nähe zum Ufer des *Mare* liegt ein von kantigem Grus unterschiedlicher Größe durchsetztes Kolluvium aus verfestigtem St2 (KD3 in Abb. 31 und Anhang A). Das sehr heterogene, schlecht sortierte Bodenskelett lässt auf eine *in situ*-Lage an diesem Standort schließen. Transportprozesse aus dem 300 m entfernten Siedlungsareal hätten eine bessere Sortierung zur Folge gehabt. Im Liegenden dieses Kulturschutts folgt mit einer deutlichen

Grenze ein hydromorph überprägter, grau-brauner toniger Sand, der von ca. 2 mm großen Kalkkonkretionen durchsetzt ist. In Richtung auf das *Mare* nimmt der Kalkgehalt im Substrat zu. Bereits in den oberen 40 cm lässt sich der Kalk mit verdünnter HCl nachweisen (KD4 in Abb. 31). Zwischen 60-80 cm Tiefe ist ein Anreicherungshorizont aus Kalkkonkretionen ausgebildet, die zudem rostrote Spuren von Fe-Anreicherungen tragen. Die Altdünensande sind in der Regel kalkfrei. Die Karbonate stammen aus dem Einzugsgebiet des *Mare* und verweisen auf einen ehemals höheren, dauerhafteren Grundwasserstand, bzw. auf laterale Infiltration von Wasser aus dem *Mare* in den Dünenkörper hinein und nachfolgender Ausfällung der Karbonate.

Die unmittelbare „Uferzone“ des *Mare* ist durch den typischen Geländeanstieg (vom *Mare* her) und die dichtere Baumvegetation gekennzeichnet (vgl. Kap. 6.3). Auffallend sind in diesem Bereich zahlreiche Termitenhügel und vegetationslose, verhärtete Oberflächen ehemaliger Termitenhügel.

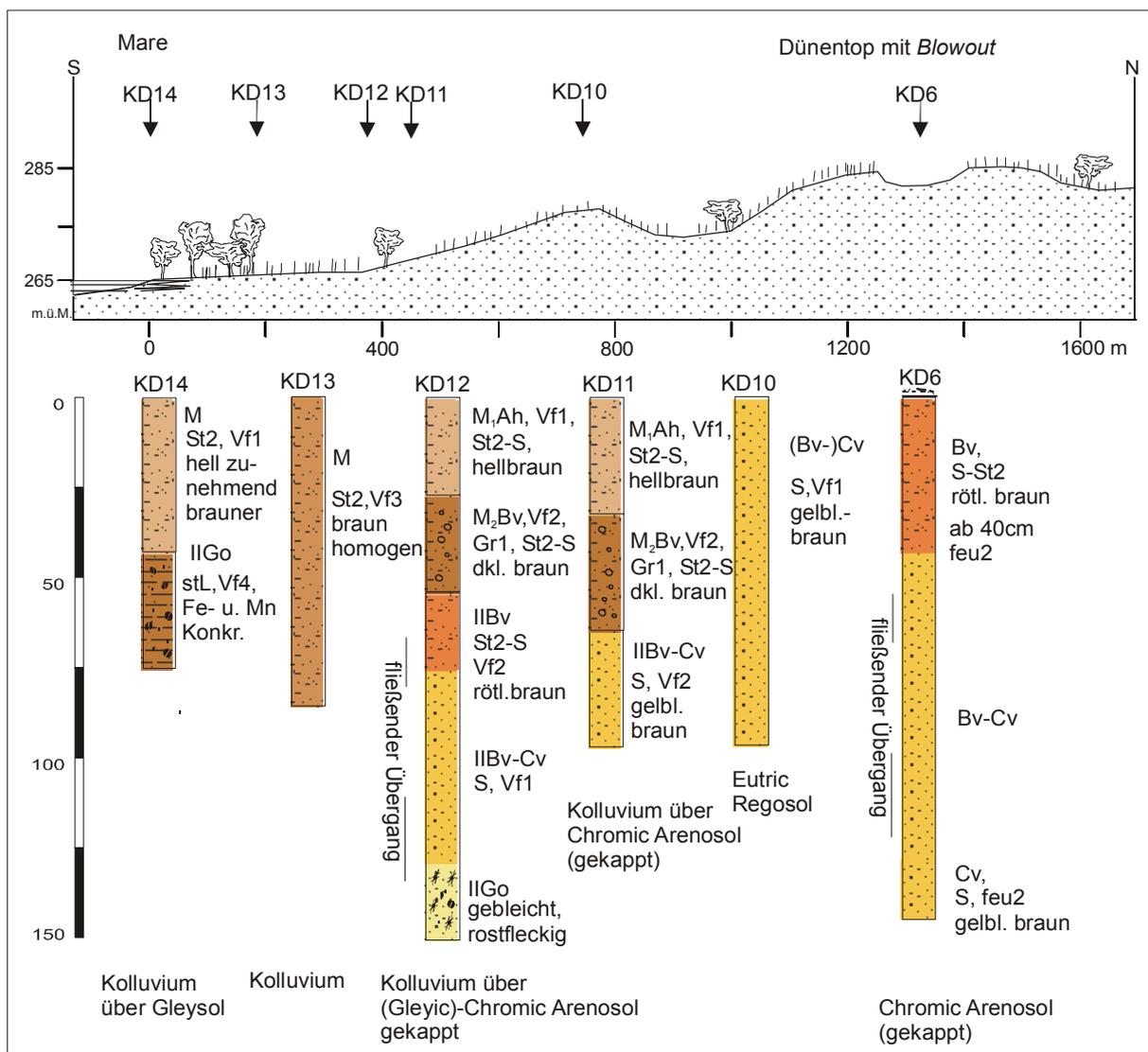


Abb. 32 Catena 10, Mare de Kissi - Dünenkop.

Auch östlich der Siedlungshügel liegt zwischen dem Dünentop mit den akzentuierten Sekundärdünen und dem Mare de Kissi ein Streifen des verflachten Altdünenzugs (Catena 10, Abb. 32). Die Vegetation besteht aus annuellen Gräsern und einem weitständigen Baumbewuchs, der sich zum *Mare* hin verdichtet.

Vermutlich in Folge der Überweidung – die Grasvegetation besteht fast ausnahmslos aus dem Degradationszeiger *Cenchrus biflorus* – hat sich auf dem Dünentop eine flache vegetationslose Deflationshohlform gebildet. Windrippeln belegen die rezente äolische Dynamik an diesem Standort. Stellenweise ist die Oberfläche verkrustet und von freigewehten residual angereicherten Artefakten (überwiegend Quarzabschläge) bedeckt. Der oberflächennahe Untergrund besteht hier aus schwach tonigem Sand von rötlich-brauner Farbe, der mit der Tiefe zunehmend sandiger und gelber wird (gekappter Chromic Arenosol). Am Rand des *blowout* sind noch Reste eines braunerem, verfestigten Oberbodens erhalten (KD6 in Abb. 32). Auch die sich südlich anschließenden abgerundeten Sekundärdünen sind am Top stark erodiert. Der gelblich-braune Sand ist unverfestigt und ohne erkennbare pedogene Merkmale (KD10 in Abb. 32). Am Fuß der Dünenhänge setzt der gelblich-braune Dünensand erst in 60 cm Tiefe ein, stellenweise ist eine leichte Rotfärbung erkennbar. Ab 120 cm macht sich das temporäre Grundwasser in Form von Bleichung und ockerfarbenen Rostflecken im Dünensand bemerkbar. Der Dünensand ist kolluvial überdeckt von einem dunkleren (braunen), verfestigten und skeletthaltigen Sand (M₂Bv). Im Hangenden folgt durch eine deutliche Grenze getrennt ein hellerer lockerer Sand aus jüngerer Akkumulation (KD11/12 in Abb. 32). In Ufernähe des *Mare* liegen mehrere Dezimeter Kolluvium: ein brauner und verfestigter schwach toniger Sand (KD13 in Abb. 32). Unmittelbar am Ufersaum ist der Sand (Kolluvium) in den oberen Dezimetern durch die dauernde Bearbeitung der Hufe unverfestigt. In 40 cm Tiefe liegt ein sehr dichtes und kompaktes tonig-sandiges Sediment, hier macht sich bereits dicht unter der Oberfläche der saisonale hohe Grundwasserspiegel des Beckens in Form von Eisenflecken und Mangankonkretionen bemerkbar (KD14 in Abb. 32).

4.4 Diskussion zur Geomorphogenese des Sekundärdünenreliefs auf dem Dünentop und der Dünennordhänge

In den vorangegangenen Kapiteln wurden die geomorphologischen und bodenkundlichen Geländebefunde und Untersuchungsergebnisse dokumentiert. Im Folgenden werden diese Befunde im Hinblick auf die Reliefgenese des Sekundärdünenreliefs und der Dünennordhänge und vor dem Hintergrund der langen Nutzungsgeschichte dieser Altdünenabschnitte diskutiert.

4.4.1 Dünentop

Beachtenswert sind die Ergebnisse der OSL-Datierungen in unterschiedlichen Reliefpositionen der Altdünen. Die Alter zwischen $19,6 \pm 1,1$ ka v. H. und maximal $23,8 \pm 1,6$ ka v. H. (HDS 822b, 823b, 824b) entlang der Catena 1 (Dori-Diomga) passen zu der bis-

herigen Annahme der Dünenbildung im Spätpleistozän (Ogolien/Kanémien) (ALBERT *et al.* 1997). Die vollständige äolische Reaktivierung des Dünentop im Holozän, bzw. die Zuweisung des Sekundärdünenmusters zu einer dem Ogolien nachfolgenden Dünengeneration, etwa als früh- oder mittelholozäner *erg récent* (z. B. COUREL 1977: 263-265), kann daher nicht bestätigt werden. Dies ist umso erstaunlicher, als die geringe Bodenentwicklung und das ausgeprägte, weitgehend erhaltene äolische Relief der Sekundärdünen auf ein jüngeres Alter schließen lassen. Folgt man den vorgestellten Datierungsergebnissen unter Einbeziehung der früheren Datierungen aus der Region (ALBERT *et al.* 1997) ergibt sich bezüglich der Reliefgenese der Dünenzüge das folgende Bild: Die Anlage sowie die letzte bedeutende geomorphologische Überformung des Altdünenreliefs durch äolische Prozesse fand während des spätpleistozänen Ogolien statt. Sämtliche der heute innerhalb der Altdünenlandschaft großflächig in Erscheinung tretenden Reliefeinheiten wurden bereits während dieser ariden Periode angelegt und nachfolgend nur noch überformt. Dies gilt sowohl für die verflachten Altdünenabschnitte im Süden der Dünenzüge (ALBERT *et al.* 1997), als auch für die Sekundärdünen auf dem Dünentop (HDS 822b, 823b) und die Anlage der markanten, steileren Nordhangbereiche (HDS 824b, 828 und Albert *et al.* 1997). Abweichend stellt sich das Datierungsergebnis des Dünentop bei Bidi-Ménégo mit $40,5 \pm 2,9$ ka v. H. (HDS 825b) dar. Obwohl auch dort das charakteristische Sekundärdünenrelief ausgebildet ist und auch pedologisch und sedimentologisch – die Kornverteilungskurve entspricht den typischen Sanden der Sekundärdünen (Abb. 33 und Abb. 34) – keine Unterschiede zu den benachbarten Dünenzügen vorliegen, konnte hier keine ogolienzeitliche äolische Dynamik nachgewiesen werden. Ein Messfehler ist unwahrscheinlich. Der Vergleich der Messwerte (Tab. 3) zeigt, dass die Dosisleistung wie zu erwarten durchaus den anderen Messungen entspricht. Eine evtl. ungenügende „Nullstellung“ während des äolischen Transports scheint bei der guten (gleichmäßigen) optischen Bleichung der untersuchten Körner ebenfalls fragwürdig, aus Laborsicht ist der Wert gut reproduzierbar (mdl. Mitt. R. Kuhn). Dennoch muss hier die Genauigkeit der OSL-Datierungsergebnisse hinterfragt werden. Zwar hat sich die Methode in den letzten 10-15 Jahren als gangbarer Weg – gerade für die Datierung äolischer Sedimente – etabliert (vgl. LANG 1996: Tab. 1). In Anbetracht der geringen Stichprobenzahl lässt sich aber das hohe und unwahrscheinliche Alter der Datierung von Ménégo nicht statistisch als Ausreißer herausrechnen. Eine plausible geomorphologische Erklärung für ein 40 ka v. H.-Alter inmitten eines spätpleistozänen Dünenzugs fehlt indessen.

Unbeantwortet bleibt die Frage nach der zugrunde liegenden atmosphärischen Strömungsdynamik während des Ogolien: Gemäß der Theorie der gegenläufigen Doppelspiralen (Kap. 3.4), ließe sich zwar die Anlage aller Reliefeinheiten der Dünenzüge während des Ogolien erklären. Die Sekundärdünen müssten dann aber die jüngsten Datierungsergebnisse aufweisen, da sie erst gegen Ende dieser Zeit unter bereits geringeren Windgeschwindigkeiten und geänderter atmosphärischer Strömungsdynamik entstanden sein könnten, so wie auch in rezenten Wüsten weitgehend inaktive Draa von aktiven Dünen besetzt sind (z. B. LANCASTER 1998). Ausweislich der OSL-Datierungen wurden die Sande

des Dünentop aber bereits in der Frühzeit des Ogolien akkumuliert, die Ergebnisse lassen sich daher nicht mit der gängigen Theorie der Draa-Genese in Übereinstimmung bringen.

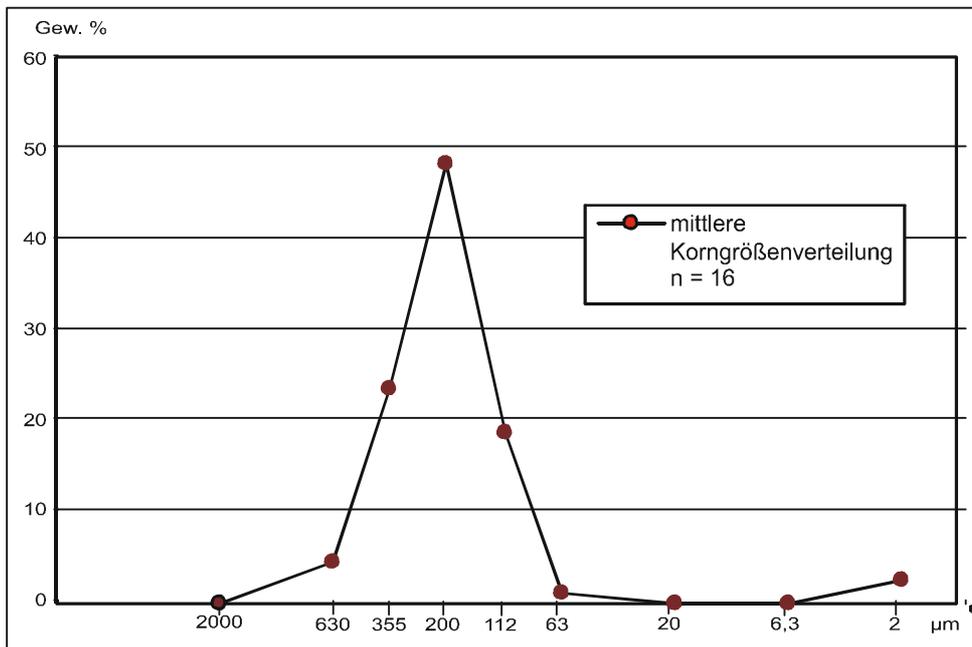


Abb. 33 Kornverteilungskurve (Mittelwerte) der Sekundärdünen-Sedimente des Dünentop.

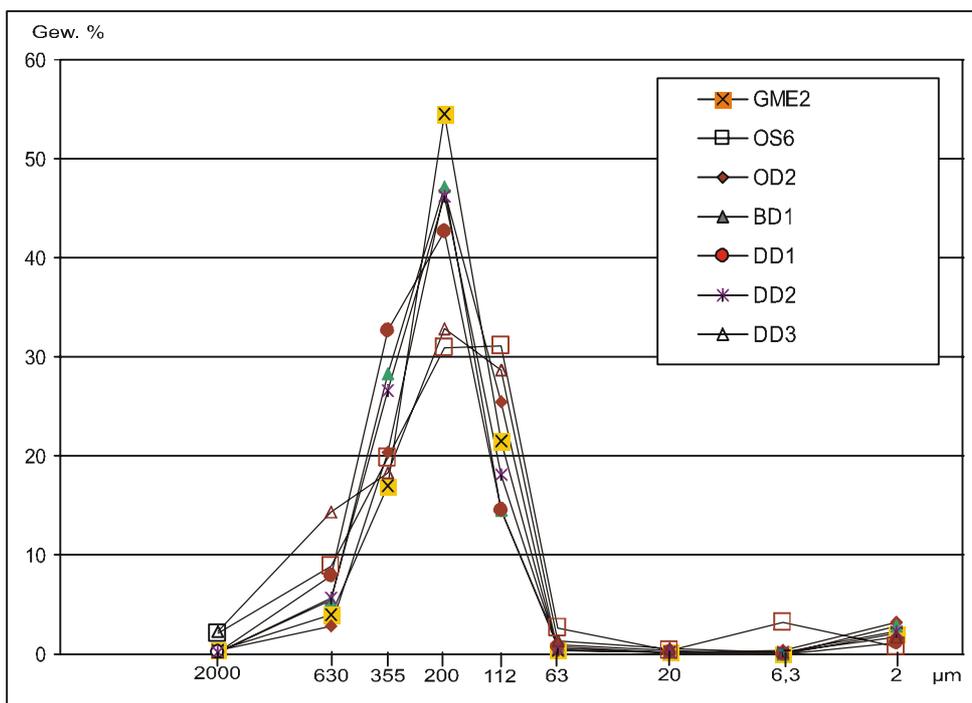


Abb. 34 Kornverteilungskurven der OSL-datierten Dünensande.

Tab. 3 Radioaktive Nuklide, effektive Dosisleistung (feuchtekorrigiert), Äquivalenzdosis und OSL-Alter von Dünensanden.

Labor-Nr.:	Tiefe	U	δU	Th	δTh	K	δK	DLβ ext.	δ DLβ ext.	Feuch- te Δ	δ Δ	DLβ- feucht, ext.	δ DLβ- feucht	DLY- feucht	δ DLY- feucht	DL kosm.	δ DL kosm.	ED	δ ED	DL- gesamt	δ DL- gesamt	Alter	δ Alter
	[cm]	[μg/g]	[μg/g]	[μg/g]	[μg/g]	[%]	[%]	[Gy/ka]				[Gy/ka]	[Gy/ka]	[Gy/ka]	[Gy/ka]	[Gy/ka]	[Gy/ka]	[Gy]	[Gy]	[Gy/ka]	[Gy/ka]	[ka]	[ka]
HDS 822b	80	0,4774	0,0211	1,6137	0,0517	0,158	0,0091	0,218111	0,0082453	1,02	0,02	0,212791	0,00204	0,165382	0,000898	0,1731	0,008655	13,13	0,83	0,55127	0,00894	23,818	1,554
HDS 823b	70	0,5902	0,0267	2,1878	0,0642	0,1321	0,0135	0,225949	0,0115112	1,01	0,01	0,22316	0,00261	0,200645	0,001164	0,1742	0,00871	11,72	0,62	0,598	0,00917	19,599	1,079
HDS 824b	90	0,677	0,0234	1,7696	0,0476	0,198	0,0098	0,277748	0,0092382	1,25	0,2	0,211617	0,00866	0,162528	0,004717	0,1715	0,008575	12,73	1,1	0,54564	0,01307	23,33	2,092
HDS 825b	100	0,61	0,04	1,78	0,1	0,11	0,02	0,202466	0,0164628	1,02	0,02	0,197528	0,00331	0,176367	0,00157	0,1704	0,00852	22,03	1,58	0,54429	0,00927	40,474	2,984
HDS 826b	80	0,6987	0,0303	1,9773	0,0744	0,1645	0,0169	0,259781	0,0141284	1,03	0,03	0,250392	0,00409	0,206001	0,001898	0,1731	0,008655	2,83	0,12	0,62949	0,00976	4,4957	0,203
HDS 827b	110	0,5739	0,0217	1,8845	0,054	0,1914	0,0096	0,262057	0,0089065	1,01	0,01	0,258821	0,00242	0,198797	0,000947	0,1694	0,00847	2,99	0,53	0,62702	0,00886	4,7686	0,848
HDS 828	170	0,7494	0,0287	2,3387	0,0674	0,2296	0,0145	0,323976	0,0127827	1,02	0,02	0,316074	0,00463	0,246184	0,001937	0,1624	0,00812	15,87	1,57	0,72466	0,00955	21,9	2,186
HDS 829	100	0,5819	0,0219	1,6187	0,043	0,1752	0,0087	0,244754	0,0082333	1,01	0,01	0,241733	0,00209	0,183289	0,000793	0,171	0,00855	1,44	0,11	0,59602	0,00884	2,416	0,188

Folgt man trotz der Abweichung der Datierung von Ménégou der Annahme einer ogolienzeitlichen Anlage des Sekundärdünenreliefs auf dem Altdünentop, dann muss der Zeigerwert von Bodenbildungen und Reliefformen für die chronologische Interpretation von äolischem Formenschatz diskutiert werden: Bereits die von ALBERT *et al.* (1997) vorgestellten OSL-Datierungen belegen die Dünengenese während des Ogolien, sowohl für die Dünennordhänge als auch für Bereiche des verflachten Altdünenabschnitts, wobei jeweils Sedimente der Unterböden von Luvic-Chromic Arenosols datiert wurden. Entsprechend wären bei gleichem Reliefalter und daher gleicher Bodenbildungsdauer auch auf dem Dünentop Luvic-Chromic Arenosols zu erwarten, und die weite Verbreitung initialer Eutric Regosols oder schwach entwickelter Chromic/Cambic Arenosols auf dem Dünentop ließe sich nicht einfach mit einem jüngeren Alter des Reliefs erklären. Folgende Überlegungen sind m. E. diesbezüglich zu berücksichtigen:

1. Die initialen Regosols und Cambic Arenosols auf dem Dünentop sind in keiner Weise repräsentativ für die holozäne Bodenentwicklung, sondern das Produkt der flächenhaften Bodendegradation der letzten Dekaden. Immerhin beschreibt BOULET (1968) auf dem Dünentop der südlichen Dünenzüge schwach ausgebildete *sols ferrugineux tropicaux* (= schwach entwickelte Luvic-Chromic Arenosols) und auf dem Dünentop der nördlichen *sols bruns subarides* (= Cambic bis Chromic Arenosols) als typische Böden. Die edaphische Situation (vor allem der Wasserhaushalt) auf dem Dünentop ermöglichte im Verlauf des Holozän keine intensivere Bodenbildung, so dass der schwach rubefizierte Chromic Arenosol (mit maximal 40-60 cm Bv-Horizont) auf diesen Standorten bereits als Klimaxboden anzusprechen ist. Ähnlich intensive holozäne Bodenbildungen allerdings in edaphisch günstigeren Reliefpositionen von Altdünen sind aus der Südsahara beschrieben (z. B. FELIX-HENNINGSSEN 1992, VOGG 1986: 13-23, VOGG & MECKELEIN 1991, VÖLKELEIN 1988: 256-257). Unter Berücksichtigung eines auch während der Feuchtzeiten des Holozäns bestehenden hygrischen S-N-Gradienten passt daher die Annahme des Chromic Arenosol als Klimaxboden auf dem Dünentop.

2. Die Sekundärdünen auf dem Dünentop sind die exponiertesten Altdünenareale, und im Verlauf des Holozäns kam es dort immer wieder zu äolischer Reaktivierung der oberflächennahen Sande während zahlreicher – durchaus innerhalb des normalen Klimageschehens liegenden – Dürrezeiten, seit der Besiedlung auch in zunehmendem Maße durch den menschlichen Eingriff. In der Folge ist die Unterbrechung und Degradation der Bodenentwicklung auf den Sekundärdünen Ausdruck der (normalen) standort- und klimaspezifischen Pedo-Morphosesequenz (mit Ausnahme der letzten Dekaden, in denen es zu starker Überweidung kam). Dieses Alternieren von Zerstörung des Oberbodens durch partielle äolische Reaktivierung und Bodenneu- bzw. Weiterbildung erklärt auch, warum es kein großflächiges Vorkommen von Mehrschichtprofilen mit eindeutig fossilen Bodenhorizonten gibt. Auch COUREL (1977: 261-262) verweist auf fehlende fossile Bodenhorizonte zwischen den als *ondulation I* und *II* bezeichneten Reliefeinheiten. Zwar wurden teils mächtige Kolluvien und Flugsanddecken über gekappten Böden auf dem Dünentop aufgenommen, die bereits erneut pedogenetisch überprägt sind (z. B. Dünentop/Nordrand bei Ménégou, Dünentop bei Oursi). Und auch JOLY *et al.* (1980: 28-29) erwähnen eine deut-

liche Zweiteilung (Schichtung) der äolischen Sedimente des Dünenzugs von Oursi und unterscheiden pedologisch in ein gröberes, stärker rubefiziertes und tonreicheres Liegendes (unterhalb 80 cm) und ein feinsandigeres, schwächer rubefiziertes Hangendes. Allerdings tritt diese Situation keineswegs flächenhaft oder zumindest großflächig-regelmäßig auf. Zudem ist diese Mehrschichtigkeit meistens mit Artefaktfunden in den Profilen verbunden (z. B. Oursi und Bidi Nordhang; und auch bei JOLY *et al.* 1980: Grabung O-Q im Anhang), was auf einen Zusammenhang mit der frühen Landnutzung oder der Besiedlung dieser Areale schließen lässt. Auch das ist ein Beleg, der sich gegen eine einfache klimatische Interpretation der Boden- und Reliefverhältnisse richtet und eher auf die Geomorphodynamik innerhalb des normalen Klimageschehens (und in jüngerer Zeit infolge der Landnutzung) als wichtigen Faktor zur Herausbildung des aktuellen Boden- und Reliefzustands hinweist.

Auch die oft zur chronologischen Interpretation von Dünenböden herangezogene Rubefizierung und Verbraunung sowie die Horizontmächtigkeiten (u. a. BOULET 1968, BOULET & LEPRUN 1969, VÖLKELE 1989) unterliegt großen Einschränkungen. Die prinzipielle Korrelation zwischen Verwitterungsgrad und Rubefizierung wird durch meist reliefabhängige Unterschiede des Wasserhaushalts oder anderer Standortfaktoren und der dadurch modifizierten Bodenbildung stark eingeschränkt (FELIX-HENNINGSSEN 1992: 138, BERTRAND 1998: 201). So erwähnt THIEMEYER (1997: 72-75) auf Dünen gleichen Alters (d. h. mit gleich alter Pedogenese) Cambic Arenosols auf den Oberhängen und Chromic Arenosols in den Unterhängen über dichterem Untergrund (Gudumbali Dunefield NE-Nigeria). Diese reliefabhängige Differenzierung der Bodentypen resultiert aus dem unterschiedlichen Wasserhaushalt und der damit einhergehenden intensiveren Verwitterung aufgrund der längeren Verweilzeit des Bodenwassers über einem dichteren Unterboden (vgl. MESSERLI & FREI 1985: 59). Diese Ergebnisse entsprechen den Befunden aus den Dünenzügen NE-Burkina Faso, die ja auch durch kräftiger entwickelte und stärker rubefizierte Böden auf den verflachten Altdünenabschnitten gegenüber dem pedogenetisch schwächer entwickelten Böden des Dünentop gekennzeichnet sind (Kap. 3.3 und ALBERT & KÜPPERS 2001).

Häufig wird jedoch der umgekehrte Fall beschrieben; nämlich Chromic Arenosols auf den Hängen und Cambic Arenosols in den Senken, was dann auf die vermehrt vorhandene organische Substanz in den von dichter Vegetation bestandenen Senken zurückgeführt wird. Bei Anwesenheit von organischer Substanz entsteht vorwiegend Goethit (z. B. FELIX-HENNINGSSEN 1992: 126, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 24-25, THIEMEYER 1997: 72-75). Zu ähnlichen Ergebnissen kommt BERTRAND (1998: 186) nach Untersuchungen im Senegal: In den sandigen Dünengassen sind die Böden weniger stark farblich differenziert, haben eine insgesamt grauere Färbung ohne erhöhte Gehalte an organischer Substanz und sind z. T. durch lateralen oder kolluvialen Transport mit Feinmaterial leicht angereichert. Das Fehlen rubefizierter Böden auf weitflächig vorkommenden äolischen Decksanden (Senegal) führt BERTRAND (1998: 206) auf die intensivere hydromorphe Prägung in dieser (weniger gut drainierten) Reliefposition während der humideren Periode(n) zurück. Entsprechend führt MICHEL (1973: 264) die Rotfärbung der B-Horizonte im Verhältnis zu den A-Horizonten in den Dünenböden Senegals weniger auf die oft nur gering

erhöhten Fe-Gehalte in den B-Horizonten zurück, als vielmehr auf den Rückgang der organischen Substanz mit der Tiefe. Diese Abfolge entspricht in den Dünenzügen NE-Burkina Fasos häufig den Dünennordhängen mit den Chromic Arenosols am Ober- und Mittelhang und braunen Cambic bzw. Stagnic/Gleyic Arenosols aus kolluvialen Bodensedimenten auf den Unterhängen und am Hangfuß.

Für die Beurteilung der Bodenfarben im Hinblick auf die Verwitterungsintensität bedeutet dies, dass die kräftigste Rubefizierung in gut dränierenden Dünensanden stattfindet (MICHEL 1973: 266), und zwar unter edaphisch stark wechselfeuchten Bedingungen, damit bei steigenden Bodentemperaturen und sinkender Wasseraktivität die Hämatitbildung durch Entwässerung und Kristallwachstum aus Ferrihydrit ablaufen kann (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 24-25). Hingegen wird in Oberböden mit organischer Substanz und in feuchten Senken die Bildung von Goethit gefördert. Das Vorkommen kräftig rubefizierter Sande an edaphisch feuchten Standorten weist daher entweder auf einen Klimawandel hin oder auf jüngere Transportprozesse. Letzteres wird durch die mikromorphologischen Untersuchungen von THIEMEYER (1997: 64, 95) zur Erhaltung der farbgebenden Fe-Hüllen unterstützt: Diese sind nämlich z. T. vererbt, wobei in Buchten der Mineralkörner erhaltene Reste der *coatings* sogar aus der Verwitterung vor der Dünenbildung stammen.

Die Erklärung der Bodengenese in Abhängigkeit von der Reliefsituation und der jeweiligen, am Standort abgelaufenen geomorphologischen Prozesse im Verlauf des Holozäns (Pedo-Morphosequenz) hat für das Dünentop auch ohne Berücksichtigung der Datierungsergebnisse bestand, da die oben genannten Prozesse und Wirkungszusammenhänge auch bei jüngerem Dünentalter zum tragen kämen. Insgesamt bestätigt sich damit die bereits von verschiedener Seite (MENSCHING 1979, ALBERT *et al.* 1997) kritisch betrachtete Gleichsetzung von Relief- und Bodenmerkmalen mit Altdünengenerationen. Wenngleich auch aufgrund der nur eingeschränkt heranziehbaren OSL-Datierungsergebnisse der absolutzeitlich Beweis noch aussteht.

4.4.2 Nordhänge

In den pedologischen und geomorphologischen Befunden der Nordabdachungen der Dünenzüge spiegelt sich die lange Nutzungsgeschichte dieser Altdünenabschnitte wider. Kennzeichnend sind die gekappten bis vollständig abgetragenen Böden der Übergangsbereiche zwischen Dünentop und Nordabdachung, wobei die Standorte in jüngerer Zeit vielfach äolisch reaktiviert wurden. Dies belegen die jungen Flugsanddecken auf dem Dünentop und die deutlichen Spuren rezenter äolischer Aktivität. Zudem waren diese Bereiche der Dünenzüge auch bevorzugte Lager- oder Siedlungsplätze des *Later Stone Age*. Das geht nicht nur aus den zahlreichen Fundplätzen hervor (vgl. VOGELSANG 2000) sondern wird durch OSL-Datierungen von Dünensanden bei Bidi (4,3-4,7 ka v. H., HDS 826b) und Oursi (2,2-2,6 ka v. H., HDS 829) belegt, wobei letztere bereits in den archäologisch bisher kaum erfassten Übergangszeitraum zur Frühen Eisenzeit fällt. Auf den Mittel- und Unterhängen unterscheiden sich bei Oursi die feldbaulich genutzten Areale im

Westen deutlich von den Brachen. Erstere werden von feinsandigen lockeren Kolluvien eingenommen, während auf den alten Brachen stärker verfestigtes, rubefiziertes und tonreicherer Substrat vorherrscht. Stellenweise liegen hier Relikte gekappter Luvic-Chromic Arenosols vor, bzw. Kolluvien aus umgelagertem Substrat der Bvt-Horizonte.

Auf den heutzutage intensiver genutzten Dünennordhängen der südlich gelegenen Dünenzüge führten die weit verbreiteten hangparallelen Hecken zu einer deutlichen Veränderung des Hangprofils. Durch die erosionsmindernde Wirkung akkumulierte Sand aus der Hangabtragung auf der hangaufwärtigen Seite der Hecken und führte dort zu einer Aufhöhung und einer Verflachung des Hangs. Dadurch entstand eine Stufe im Hang, die vermutlich durch Abtragung auf der hangabwärtigen Seite der Hecke noch stärker akzentuiert wurde. Die Erhöhung der Reliefenergie an diesen „Grenzstreifen“ führt nach Zerstörung der Hecken zu starken rückschreitenden Erosionsprozessen mit großen Abtragsmengen in Rinnen und Gullies, die sich bis zum Dünentop hinaufziehen können (Foto 5 und 6 und Kap. 7.2.3). Im Bereich der Gärten und Felder auf den Unterhängen bilden sich dann Schwemmfächer aus fluvial verlagertem Dünensand. Damit reduziert sich das Nutzungspotential innerhalb der Gärten, da die nährstoffreicheren älteren Kolluvien von nahezu reinen Quarzsanden überdeckt werden. Der kolluviale Charakter der Sedimentdecken in den Unterhang- und Hangfußbereichen erschließt sich auch aus den Boden- und Sedimentanalysen: Da in den gut durchlüfteten Sanden i. d. R. nirgends mineralisierungshemmender O₂-Mangel auftritt, ist der Anteil an organischer Substanz in den Sanden sehr gering. Zudem fällt aufgrund der geringen Biomasseproduktion insgesamt nur wenig organische Substanz an: Die Werte liegen in der Regel unter 0,2 %. Lediglich in Kolluvien und Siedlungshügelablagerungen sowie in einigen A-Horizonten werden höhere Werte erreicht, die aber 1 % auch nicht übersteigen.

Auch der Aktivitätsgrad (Fe_O/Fe_D) der Dünensande ist insgesamt sehr gering, ohne auffallende Unterschiede innerhalb der Profile (0,01-0,03 % und einige auch darüber), was für ein gleichmäßig hohes Alter der Bodenbildung in den äolischen Sanden spricht. Aufgrund der nahezu fehlenden organischen Substanz läuft die Kristallisation der Fe-Oxide in den Dünensanden vergleichsweise schnell ab (BLUME *et al.* 1985: 108-109). Daneben gibt es einige Ausnahmen mit hohem Aktivitätsgrad (0,08-0,4 %) – Werte die im Mittel fast eine 10er-Potenz höher liegen – was auf ein jüngeres Alter der Verwitterung in diesen Sedimenten weist. In diese Gruppe fallen fast ausnahmslos die Kolluvien der Dünennordhänge und der Siedlungshügelbereiche, z. B. die Siedlungshügelsedimente um Oursi II (Oberboden OS9, OS4, OS6, Liegendes OS5), Oursi I (Hangendes OS1, OS2) und Saouga (Unterboden SD14), die Kolluvien am Hangfuß von Dori-Diomga (DD4), sowie die Hangsedimente des Dünennordhangs bei Ménégou, vor allem die Kolluvien und Hochflutsedimente am Hangfuß. Allerdings sind dies auch die Standorte mit den geringfügig erhöhten Werten organischer Substanz, was wiederum die Kristallisation der Fe-Oxide verzögert.

Die Unterhang- und Hangfußsedimente sind deutlich schlechter sortiert als die Dünensande der Sekundärdünen (Abb. 35). Zwar liegt das Häufigkeitsmaximum immer noch im Bereich des groben Feinsands, allerdings mit deutlich abgeschwächter Dominanz (Abb.

35a). In einigen Fällen ist der grobe Feinsand so stark reduziert, dass in der Verteilungskurve ein Plateau entsteht (Abb. 35b). Dies kann die Folge residualer Anreicherung der benachbarten Fraktionen nach Deflation der äolischen Hauptfraktion sein oder aus erneuter, fluvialer Abtragung der leicht erodierbaren Feinsande resultieren.

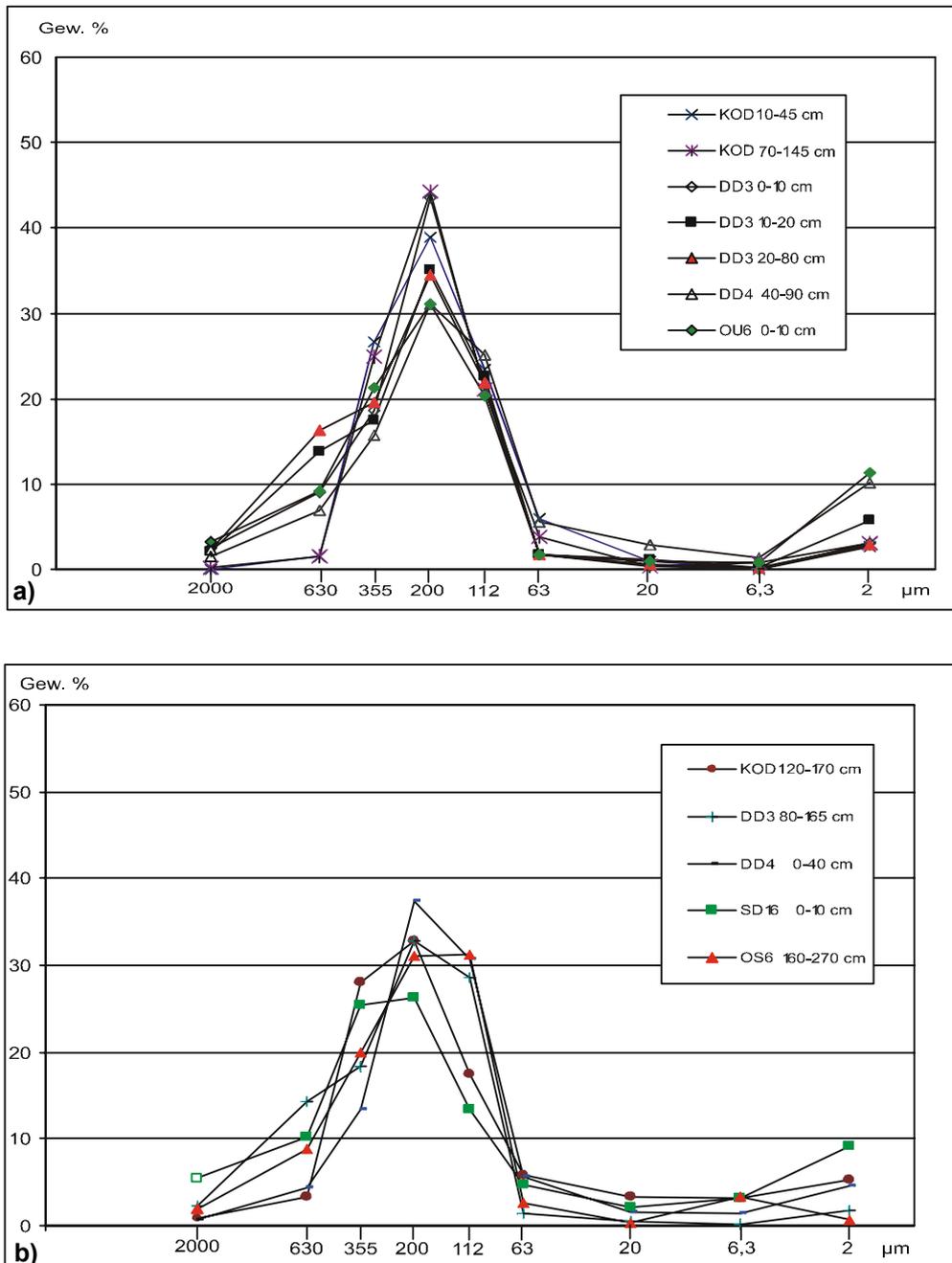


Abb. 35a, b Kornverteilungskurven ausgewählter Sedimente der Unterhänge und Hangfußbereiche der Altdünenzüge.

Die mehrschichtigen Kolluvien im Unterhang- und Hangfußbereich der Nordabdachungen belegen die wiederholte Abtragungsdynamik auf den Dünennordhängen. Die Fußbereiche sind allerdings keine reinen Akkumulationsstandorte, da auch von dort Sediment auf die Glacis oder in benachbarte Vorfluter transportiert wird. In einigen Abschnitten, vor allem

östlich von Saouga, hat die jahrhundertelange Bodennutzung zur Akkumulation mächtiger Kolluvien am Fuß der Dünenzüge geführt. Die ¹⁴C-datierten mehrschichtigen Kolluvien von Dori-Diomga aus dem ersten nachchristlichen Jahrtausend und Korizièna mit rezentem Alter dokumentieren die zeitliche Tiefe bzw. Bandbreite der Morphodynamik auf den Dünennordhängen. Dies reicht von der nachweislich durch Feldbau gekennzeichneten mittleren Eisenzeit bis zur Gegenwart. Zugleich wird deutlich, dass eine zeitliche Auflösung dieser Abtragungs- und Akkumulationsprozesse ohne Datierungen nicht möglich ist.

4.4.3 Bodendegradation in der Umgebung alter Siedlungsplätze

Die bodenkundlichen und geomorphologischen Aufnahmen zeichnen in der unmittelbaren Umgebung der eisenzeitlichen Siedlungsplätze das Bild einer stark von Bodendegradation und Bodenerosion betroffenen Landschaft. Unter Einbeziehung der archäologisch-archäobotanischen Ergebnisse lassen sich folgende Schlüsse ziehen: Ausweislich der archäobotanischen Ergebnisse aus den Siedlungshügelgrabungen lebten die eisenzeitlichen Bewohner vorrangig vom Hirseanbau (KAHLHEBER 1999, NEUMANN *et al.* 2001). In dieser Wirtschaftsweise liegt auch die Wahl der Siedlungsplätze innerhalb der Dünenzüge begründet, und es liegt nahe, dass die umgebenden Altdünenbereiche als Felder für den Hirseanbau dienten. Auffallend ist, dass die unmittelbare Umgebung der untersuchten Siedlungshügelareale heute nicht mehr oder zumindest weniger intensiv feldbaulich genutzt wird: In der Umgebung der Hügelgruppen von Kissi und Oursi II gibt es heutzutage keine Hirsefelder mehr. Die Siedlungshügel Oursi I liegen in einem Mosaik aus kleinen Feldern und verschiedenen alten Brachen. Eine Ausnahme stellen die Siedlungshügel von Saouga dar, aber selbst dort gibt es in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Siedlungshügeln mehr Brachflächen als auf den benachbarten Altdünenabschnitten, die fast flächendeckend von Hirse bestanden sind. Die Situation in der Umgebung der Siedlungshügel von Saouga entspricht weitgehend derjenigen der weiter westlich liegenden Dünennordhänge, die ja – wenn auch in geringerem Umfang – ebenfalls zahlreiche alte Besiedlungsspuren aufweisen (vgl. Kap. 4.2). Die Ursache für das Brachliegen der einstigen Feldflächen ist die vergleichsweise starke Bodendegradation in der Umgebung der Hügelgruppen (Oursi II und Saouga). Die erodierten Flächen werden von den heutigen Hirsebauern weitgehend gemieden. Es liegt nahe, die Bodendegradation mit der eisenzeitlichen Landnutzung in Verbindung zu bringen. Für die Hügelgruppe Oursi II muss noch eine weitere Ursache in Betracht gezogen werden: Der Altdünenabschnitt nördlich des Mare d’Oursi ist ein wichtiger Durchzugsraum für die Viehherden auf ihrem Weg zum *Mare*. Das Auflassen des Dünenhangs kann dort auch ein Kompromiss zwischen den Hirsebauern und den Viehhaltern der Region zur Bewältigung von Landnutzungskonflikten sein. Diese reichen weit in die Geschichte zurück, vermutlich bis zum Beginn des Nutzungswandels, der zu einer sukzessiven Dominanz nomadischer Viehhaltung seit dem Ende des 15. Jh. n. Chr. in diesem Raum führte (vgl. PELZER *et al.* im Druck). Auch in der Umgebung von Kissi wird heute nur noch sehr reduziert Feldbau betrieben, die ehemaligen Felder wurden dort vermutlich seit dem Auflassen der Siedlung nie wieder bewirtschaftet.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass mit dem Aufkommen der sesshaften Siedlungsweise und dem großflächigen Hirseanbau auf den Dünenzügen im Verlauf der Eisenzeit die Kulturlandschaftsentwicklung einsetzte. Von den Siedlungen und deren Randbereichen ausgehend wurden weite Bereiche der Altdünenlandschaft in Kultur genommen und in Kulturbaumparks (KAHLHEBER 1999) umgewandelt. Als Folge des Feldbaus etablierte sich sukzessive das typische Verteilungsmuster von stark erodierten Böden in den oberen Hangabschnitten und teils mächtigen Kolluvien auf den Unterhängen und den vorgelagerten Glacis, die ihrerseits von nachfolgenden Generationen in Kultur genommen wurden. Fluvialer Bodenabtrag auf den Altdünenhängen ist demnach kein Phänomen der Gegenwart und jüngsten Vergangenheit, sondern ein bedeutender Prozess über 2000 Jahre Kulturlandschaftsgeschichte.

4.5 Sandrampen an Inselbergen

Typische äolische Akkumulationsformen der sahelischen Landschaft sind fixierte Sandrampen und Leedünen an Hindernissen. Nahezu alle Inselberge und Lateritmesas sind in den Fußbereichen ihrer Hänge von äolischen Sedimenten überlagert. Zwar sind diese verglichen mit den ausgedehnten Dünenzügen flächenmäßig nachrangig, für die Ausgestaltung von Relief und Böden – und damit für die ökologische Charakterisierung – der näheren Umgebung der Inselberge und der Übergangsräume zu den Glacis sind die äolischen Akkumulationen jedoch von großer Bedeutung. Auch für die Inwertsetzung durch den Menschen, scheinen diese Standorte eine Rolle zu spielen bzw. im Verlauf der Siedlungsgeschichte gespielt zu haben. Was aus zahlreichen archäologischen Fundplätzen am Fuß von Inselbergen hervorgeht: So erwähnt VOGELSANG (2000: 197) eisenzeitliche Gräberfelder am Fuß eines Inselbergs südöstlich von Gorom Gorom. Aus der Region Mare d'Oursi beschreiben JOLY *et al.* (1980: 30-31) Gully-Profil in Sandrampen am Fuß des Inselbergmassivs Kolèl, dort liegen Keramikartefakte unter 1 m schluffigen Sanden auf einem gekappten Boden (Luvic-Chromic Arenosol). Die Diskontinuität wird als alte Oberfläche mit Besiedlungsspuren interpretiert. Dass die Sandrampen auch gegenwärtig einem erheblichen Nutzungsdruck unterliegen, wird durch die rezente Morphodynamik belegt, die ihren Ausdruck in intensiver Gully-Erosion innerhalb dieser Landschaftseinheit findet. Sandrampen und Leedünen sind auch aus anderen Altdünengebieten bekannt; ebenso die Erwähnung von Gullies in diesen äolischen Sedimenten (z. B. GLÄSER 1987, FELIX-HENNINGSSEN 1984). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden exemplarisch Sedimente und Bodenprofile von zwei Sandrampen an Inselbergen in den Provinzen Oudalan und Seno aufgenommen. An beiden Standorten wurden zudem Untersuchungen zur aktuellen Morphodynamik durchgeführt (Kap. 7.2.2.3).

4.5.1 Sandrampen in der Montagne de Gangaol

Südlich von Dori liegt die Inselberglandschaft der Montagne de Gangaol, die sich aus basischen Vulkaniten und metamorphen Sedimenten (Schiefer, Amphibolite) der ‚vulka-

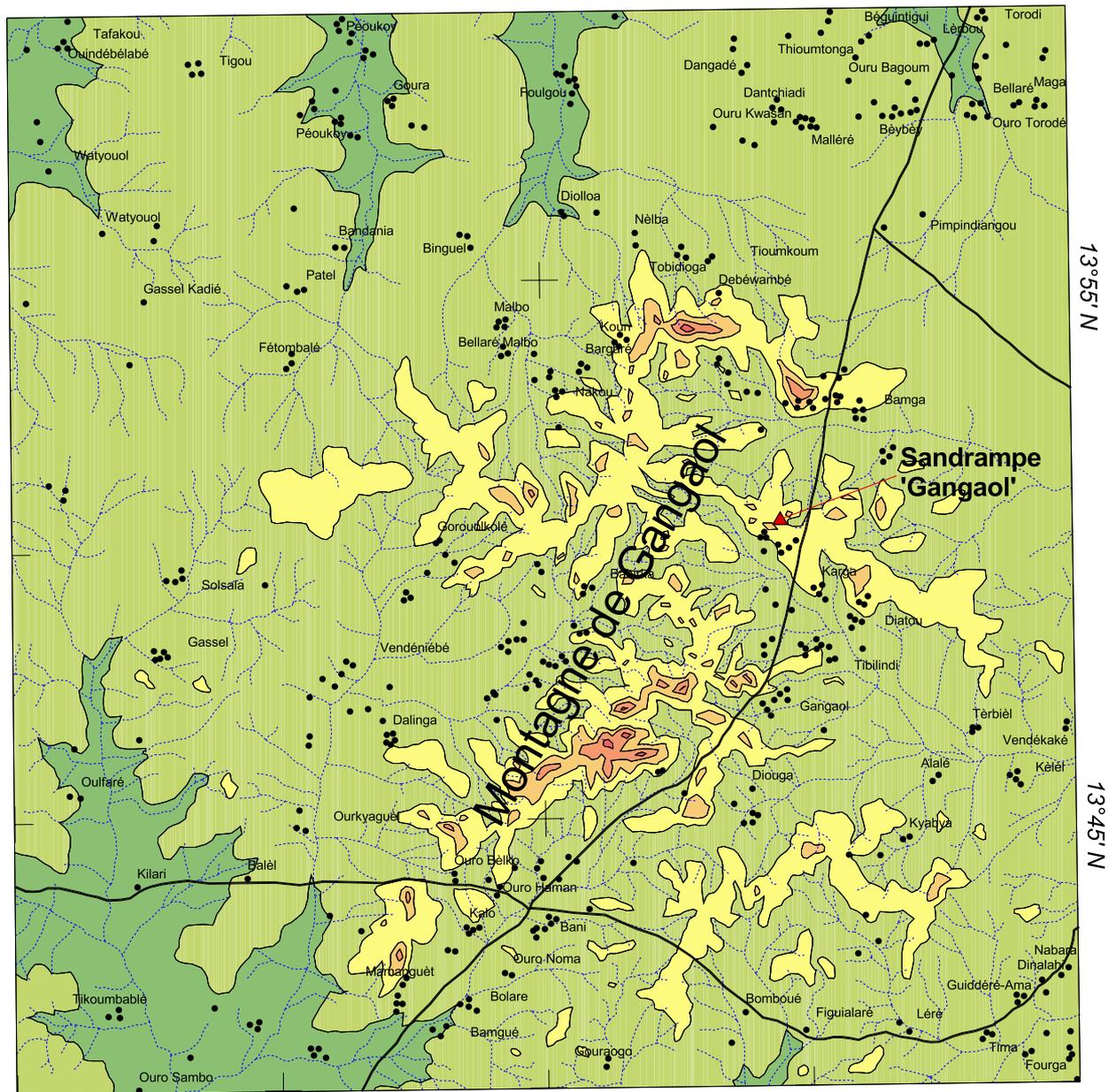
nisch-sedimentären Serie' des Birrimien zusammensetzt, welche stellenweise von jüngeren Intrusionen (Diorit) durchzogen sind (HOTTIN & OUEDRAOGO 1975: 38). Ein markantes Reliefmerkmal dieser Berglandschaft sind die zahlreichen Lateritkrusten, die sowohl am Top hoher Inselberge Flächenreste von geringer Ausdehnung bilden, als auch in Form großflächiger Tafelberge vorkommen. Die Region ist vergleichsweise dicht besiedelt, und die Flächen zwischen den Inselbergketten und unterhalb der Krustenstufen werden feldbaulich genutzt (Abb. 36). Ein ausgedehntes Gräberfeld mit großen, reichhaltig mit Grabbeigaben ausgestatteten Topfbestattungen auf einer Sandrampe nordwestlich von Gangaol lässt vermuten, dass auch diese Region zu den Altsiedellandschaften des Sahel gehört, zumal den Bewohnern des benachbarten Dorfes zwar der Bestattungsplatz bekannt ist, es aber keinen Bezug zur Siedlung bzw. der eigenen Tradition gibt.

In der Nähe der Siedlung Karga wurde eine Sandrampe zur Untersuchung ausgewählt, die am nord- und nordostexponierten Stufenhang eines Tafelbergs akkumuliert ist. Der Tafelberg trägt eine 3-4 m mächtige pisolithische Lateritkruste. Entsprechend der Höhenlage (ca. 380 m ü. M.) und der Mächtigkeit der Kruste entspricht dieses Niveau dem spätpliozänen *relief intermédiaire* (BOULET 1968, MICHEL 1977). Die Oberfläche des Tafelberges fällt nach Westen ein, den östlichen Abschluss bildet eine ausgeprägte Stufe von ca. 30 m Höhe. Während die steilen, von Pisolithschutt bedeckten Hänge des Tafelberges von einem Gebüsch aus *Combretum migrantum* bewachsen sind, ist die Sandrampe nahezu vegetationsfrei (Foto 7). Die verfestigten Sedimente sind von mehreren, 2-3 m eingetieften Gullies zerschnitten, die bis in den Oberhang der Sandrampe zurückgreifen und an einigen Stellen bereits den Hangknick im Übergang zu dem Stufenhang erreicht haben.

Am Oberhang ist die Sandrampe von einer 20-40 cm mächtigen Decke aus Pisolithen und Schutt des Stufenhangs bedeckt. Das sandige Sediment unter der Pisolithdecke ist bis an die Basis rubefiziert (2.5YR 5/6) und verfestigt (GS 1 in Tab. 4). Der auffallend hohe Ton- und Schluffgehalt resultiert aus der Kombination von postsedimentärer Pedogenese und verstärkter lateraler Tonverlagerung aus dem Verwitterungsschutt des Stufenhanges.

Tab. 4 Korngrößenverteilung und Farbe exemplarischer Sedimentproben der Sandrampe Gangaol.

LAB-Nr.	Boden	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Farbe
GS1	Lts	2,5	8,9	25,6	37,0	13,5	5,8	6,7	26,0	36,9	2.5YR 5/6
GS2	Lts	1,8	10,1	32,1	43,9	16,6	5,7	4,3	26,5	29,5	2.5YR 5/5
GS3	St2 (Gr1)	0,4	25,3	54,3	80,0	6,8	1,5	1,5	9,7	10,3	2.5YR 5/6



0°20' W

0°10' W

0°

0 4 8 12 km

Höhenschicht

- < 280 m
- 280 - 320 m
- 320 - 360 m
- 360 - 400 m
- 400 - 440 m
- 440 - 470 m

- Siedlung
- Straße, Piste
- temporäres Gerinne

Kartengrundlage: Carte de l'Afrique de l'Ouest
 1:200 000 Bl. ND-30-XII Pissila
 Digitale Aufbereitung: M. Pecho
 Kartographie: K.-D. Albert

Abb. 36 Übersichtskarte der Inselberglandschaft Montagne de Gangaol.

Im Mittelhangbereich besteht die Sandrampe aus einem schwach grusigen St2 (GS 3 in Tab. 4) Die stark feinsandige Textur mit sehr geringen Grobsandanteilen und einem Schluffmaximum im Grobschluff verweist auf den äolischen Ursprung des Substrats. Der erhöhte Tongehalt ist pedogenetisch zu erklären; ebenso die Einmischung des nicht-äolischen Gruses, der durch bioturbate Prozesse von der Oberfläche eingearbeitet wurde. Der gekappte Luvi-Chromic Arenosol ist bis mindestens 2 m unter GOF kräftig rubefiziert und verfestigt, der Oberboden fehlt vollständig.

Eine sedimentologische Besonderheit weisen die an den Wänden der Gullies durch Regenschlag entstanden vertikalen Fließkrusten auf (GS 2 in Tab. 4): Der sandig-tonige Lehm unterscheidet sich deutlich von dem Sediment (GS3) der Sandrampe in dieser Reliefposition und entspricht eher dem Substrat vom Oberhang der Sandrampe. Ähnliche Fließkrusten mit z. T. erhöhten Schluffanteilen beschreibt RIES (2000b) an Gully-Wänden in Spanien und verweist auf die relative Zunahme von Feinsubstanz aus der Suspensionsfracht des an der Gully-Wand senkrecht abfließenden Wassers.

Profilnr.: GA3		Lage: Sandrampe am Fuß einer Krustenstufe (Mts. Gangaol)													
Bodentyp/Sediment: Kolluvial überdeckter Luvi-Chromic Arenosol aus äolischem Sand und Hangschutt															
	Horizont	Beschreibung													
	0-13 M ₁	S, hellbraun-gelblich, Vf3, zahlreiche Feinwurzeln, bei ca. 10 cm Feinschichtung bzw. fossile Oberflächen-Krusten													
	13-28 M ₂	St2, Gr3-4, Pisolithschutt in sandiger Matrix, mit der Tiefe zunehmend sandiger und Pisolith ärmer, rötlich-braun													
	28-60 fAh	SI2, hell rötlich-braun (etwas fahl)													
	60-75 IIbvt	SI3, Gr3-4, Schuttlage aus Pisolithen und Krustenbruchstücken in lehmig-sandiger Matrix, hell rötlich-braun													
75-150 IIIbvt	SI3, vereinzelt Pisolithe, rötlich-braun, rubefizierter Sand der Sandrampe, Vf3, zerfällt zu bröckeligen Aggregaten, trocken, fingerdicke Wurzeln, setzt sich im Liegenden (150-160) des aktuellen Niveaus des Gullybetts fort, dort feu2														
cm	BArt	gS	gmS	fmS	mS	gfS	ffS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	org-S
- 13	S	0,8	4,8	24,1	28,9	40,1	21,1	61,2	90,9	5,0	0,7	0,4	6,1	3,0	0,13
- 28	St2	3,0	8,8	35,5	44,3	31,6	10,7	42,3	89,6	2,7	0,4	1,2	4,2	6,2	0,17
- 60	SI2	4,4	6,3	18,2	24,5	27,5	23,3	50,8	79,7	9,8	2,1	1,4	13,3	7,0	0,19
- 75	SI3	5,4	7,6	20,6	28,2	27,8	19,2	47,1	80,6	7,8	1,7	1,5	10,9	8,5	0,18
- 150	SI3	1,8	6,6	23,1	29,7	27,1	20,3	47,3	78,8	9,4	1,2	1,7	12,2	9,0	0,06
cm	pH	Feo	Feb	Fe-o/D	Mno	MnD	Mn-o/D	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	H-Wert	S-Wert	V-wert	T-err.
- 13	5,4	0,005	0,55	0,01	0,003	0,007	0,51	0,00	0,06	0,23	0,56	1,5	0,9	36,2	2,4
- 28	5,4	0,008	0,75	0,01	0,003	0,006	0,53	0,01	0,08	0,32	0,62	1,5	1,0	40,6	2,5
- 60	4,6	0,008	0,87	0,01	0,003	0,006	0,44	0,03	0,04	0,39	0,56	2,0	1,0	33,8	3,0
- 75	4,6	0,008	0,93	0,01	0,004	0,012	0,37	0,02	0,03	0,28	0,50	2,5	0,8	25,0	3,3
- 150	5,2	0,006	0,92	0,01	0,002	0,008	0,32	0,03	0,06	0,62	1,12	2,0	1,8	47,7	3,8

Abb. 37 Bodenprofil GA3 in einer Sandrampe der Montagne de Gangaol.

Innerhalb einer benachbarten Sandrampe, die zwischen dem Stufenrückhang des Tafelberges und einem Tafelbergrest ohne Lateritkruste liegt, wurde ein mehrschichtiges Profil aufgenommen (Abb. 37): Die liegenden Sande sind kräftig rubefiziert und auffallend lehmig. Die Bodenbildung (Luvic-Chromic Arenosol) greift durch eine pisolithreiche Schuttstreu durch, die zwischen 60-75 cm Tiefe liegt. Diese ist somit älter als die Bodenbildung und geht wahrscheinlich auf ein Abtragungsereignis des benachbarten Hangs während der äolischen Akkumulation der Sandrampe zurück (z. B. infolge eines seltenen Starkregens unter insgesamt ariden Bedingungen). Im Hangenden folgt eine jüngere Schuttlage (M_2 -Horizont), die ebenfalls sehr pisolithreich ist. Den Abschluss des Profils bildet eine geringmächtige Sanddecke (M_1), die aus der flächenhaften Verspülung von Lockermaterial auf dieser Sandrampe resultiert.

Die Kornverteilungskurven der Sedimente (Abb. 38) weisen lediglich die Basissande mit dem Maximum im groben Feinsand als typischen äolischen Sand aus. Die Verschiebung des Häufigkeitsmaximums zum feinen Mittelsand im Feinsediment der Schuttlage (GA3, 60-75 cm) kann auf Deflation der äolisch sensiblen Korngrößen zurückgehen. Die hangenden Sedimente entsprechen weitgehend den Kolluvien am Nordrand der Dünenzüge, mit einem Feinsandmaximum aber insgesamt schlechterer Sortierung infolge denudativer Transportprozesse.

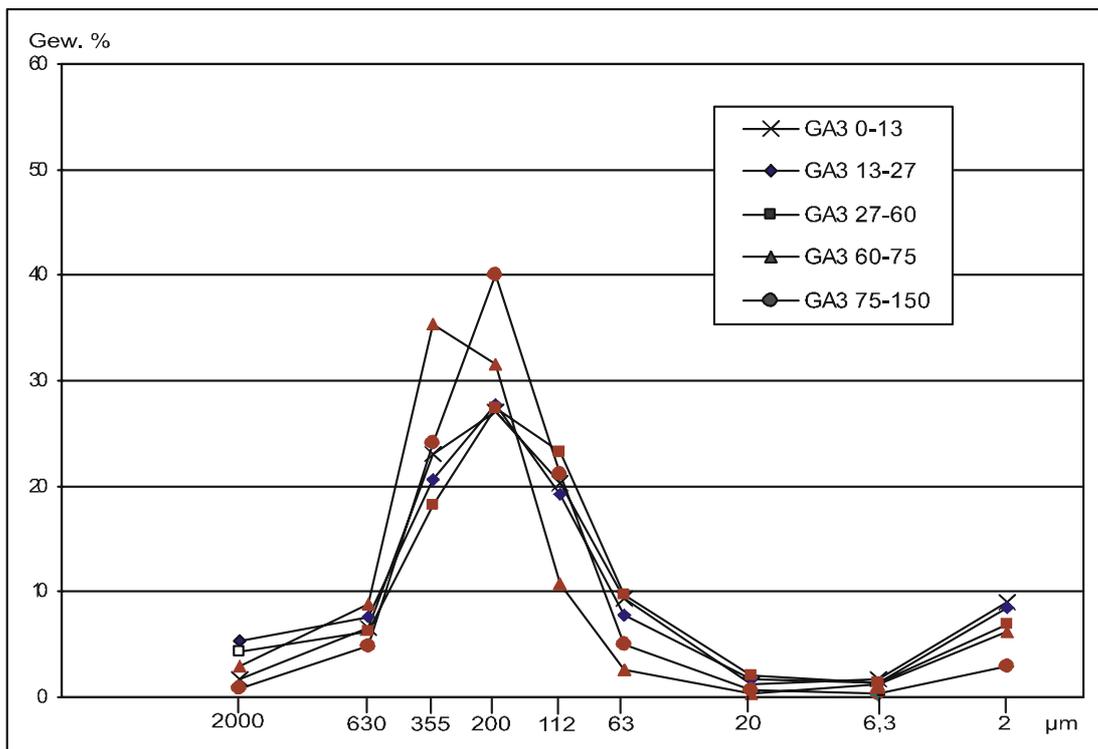


Abb. 38 Kornverteilungskurven des Bodenprofils GA3.

4.5.2 Sandrampe an den Collines de Gagara

Östlich von Gorom Gorom erhebt sich eine E-W-verlaufende Inselbergkette aus präkambrischem Quarzit, die Collines de Gagara. In einer Bucht an der Nordseite der Inselbergkette zieht sich eine mehrere hundert Meter lange Sandrampe bis knapp unterhalb eines Sattels hinauf (Foto 8). Die Hänge des Inselbergs sind von kantigem Quarzitschutt bedeckt. Die Oberfläche der Rampe ist ungleichmäßig von kleineren und größeren Steinen aus der Hangabtragung des Berges bedeckt. Die Steinbedeckung nimmt hangabwärts ab. Die Sandrampe trägt eine lückige Decke aus vorwiegend annuellen Gräsern. Zwischen dem Inselberghang und dem westlichen Rand der Sandrampe ist ein Gully eingeschnitten. Der Gully erreicht Breiten um 2 m und ist im oberen Bereich mehrere Dezimeter bis über 1 m und im hangabwärtigen Abschnitt bis zu 3 m in die Sandrampe eingeschnitten. Der Gully hat ein asymmetrisches Querprofil mit steilen (senkrechten) Böschungen auf der Seite der Sandrampe und flacheren Böschungen auf der Inselbergseite, die der Hangneigung des dort freigelegten Festgesteins entsprechen.

Im oberen Hangabschnitt der Sandrampe erreicht das sandige Sediment eine Mächtigkeit von 130 cm und ist bis zur Basis rubefiziert (Abb. 39). Der Oberboden des ehemals ausgebildeten Luvic-Chromic Arenosol fehlt vollständig. Die leichte Braunfärbung der oberen 20 cm lässt auf eine rezente Bodenbildung (Ah) schließen. Die unteren 30 cm sind etwas aufgehellt, was auf eine schwache Bleichung des Substrats durch hangparallel fließendes Sickerwasser über dem anstehenden Quarzit im Liegenden zurückzuführen ist. Der Sand ist durchgehend verfestigt und von Quarzitgrus und größeren Steinen durchsetzt.

Profilnr.: IG1		Lage: Sandrampe am Hang eines Quarzitinselbergs (Colline de Gagara)												
Bodentyp/Sediment: Luvic-Chromic Arenosol (gekappt) aus äolischem Sand mit Hangschutt														
		Horizont	Beschreibung											
		0-20 rBt	Lts, Gr2 (Quarzitgrus), gelblich-rot (5YR5/6), Vf3,											
		20-100 rBvt	St3, Gr2 (Quarzitgrus und bis faustgroße Steine, vermehrt zwischen 50-90 cm), rötlich-gelb (5YR6/8), Vf3, ab 60 cm fließender Übergang zu											
		100-130 rSw-Bvt	St3, Gr1, rötlich-hellbraun, schwach gebleicht, Vf3											
		+ 130 IIC	Quarzit											
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	org -S	N	P ₂ O ₅	K ₂ O
- 20	Lts	2,3	28,4	51,3	81,9	2,95	0,8	0,7	4,4	13,8	0,21	0,016	0,35	2
- 100	St3	2,3	30,5	53,5	86,2	3,27	0,5	1,2	5,0	8,9	0,08	0,006	0,91	2,25

Abb. 39 Bodenprofil IG1 in der Sandrampe an den Collines de Gagara.

Der Steingehalt resultiert in dieser Reliefposition aus synsedimentärem Eintrag im Verlauf der äolischen Akkumulation. Durch physikalische Verwitterung unter weitgehend ariden Klimabedingungen wurde der Quarzit auf den steilen Inselberghängen aus dem Gesteinsverband gelöst und gravitativ abgetragen.

Etwas hangabwärts ist die Sandrampe im Gully mit einer Mächtigkeit von über 2 m abgeschlossen. Das Substrat, ein toniger Sand mit fühlbarem Grusanteil, ist auch hier durchgängig rubefiziert und an der Basis zunehmend hydromorph beeinflusst. Im hangenden Abschnitt des Aufschlusses ist ein Luvic-Chromic Arenosol entwickelt: Die oberen 20 cm sind etwas brauner (Ah), darunter folgt ein leicht aufgehellter Al-Horizont von 20-40 cm Tiefe, der etwas weniger tonig ist als der mächtige Bvt-Horizont von 40 bis 140 cm Tiefe. In dieser Reliefposition sind im Sediment keine Steine mehr vorhanden.

4.5.3 Diskussion zur Genese der Sandrampen

Es ist naheliegend, dass die Akkumulation der Sandrampen zeitlich mit der Hauptdünenbildungsphase während des Ogolien zusammenfällt. Entsprechend der vorherrschenden NE-Richtung der Winde im Spätpleistozän (MAINGUET & CANON 1976) akkumulierten die äolisch transportierten Sande vorrangig auf den NE- bis SE-exponierten Luvseiten von Hindernissen. An zahlreichen Inselbergen der Region wurde eine entsprechende Verteilung der Flugsande beobachtet, so z. B. auf der Ostabdachung des Tin-Edja westlich von Oursi, auf der Ostseite des Kolël südlich von Oursi sowie auf der Nord- und Ostseite des Baliata am Südrand des Dünenzugs von Saouga. Die Kartierung auf der Grundlage einer SPOT-Szene der Umgebung des Inselbergmassivs Kolël zeigt beispielhaft die räumliche Lage der Flugsande im Verhältnis zu dem Hindernis (Abb. 40). Auffallend ist zudem das dichte Netz radialer Abflussbahnen (Gullies), die sich in die schwach geneigte ($<2,5^\circ$) Sandakkumulationen eingeschnitten haben.

Die genannten Beispiele liegen in der Nähe der großen Dünenzüge. Dass auch in größerer Entfernung der Dünenzüge auf den Flächen ausreichend Sand transportiert wurde und es zur Akkumulation ausgedehnter Sandrampen kam, belegen die vorgestellten Beispiele aus der Montage de Gangaol und den Collines de Gagara:

Im Zuge der hochariden Morphodynamik während des Ogolien kam es im luvseitigen Stau (NE-exponiert) der Inselberge zur Akkumulation äolischer Sande. Zunehmende Niederschläge zu Beginn der (früh-)holozänen Feuchtperiode konnten in die losen Flugsande gut infiltrieren, rasche Ausbreitung von Vegetation und Bodenbildung waren die Folgen. Die Ausbreitung von Vegetation ist auf den steilen Hängen der sich oberhalb der Sandrampen anschließenden Inselberge weniger rasch abgelaufen: Vielmehr ist aufgrund von Hangneigung und Substrat (grobkörniges Lockermaterial aus der physikalischen Verwitterung unter zuvor ariden Bedingungen) bei einsetzenden (Stark-)niederschlägen mit hohem Materialabtrag zu rechnen. Dies dokumentiert sich auf der Sandrampe bei Gangaol in der mehrere Dezimeter mächtigen Schuttbedeckung (Pisolithe) auf dem Oberhang. Insgesamt sind die Sedimente der Sandrampen durch intensive Bodenbildung gekennzeichnet. Begünstigend wirkt in dieser Reliefposition das Zuschusswasser von den Inselberghängen

und damit auch laterale Tonverlagerung. Mit Tongehalten um 7-10 Gew.-% und der bis zur Basis durchgehenden Rubefizierung entspricht das verfestigte Sediment den Bvt-Horizonten der Luvic-Chromic Arenosols der Altdünen, allerdings in mächtigerer Ausbildung.

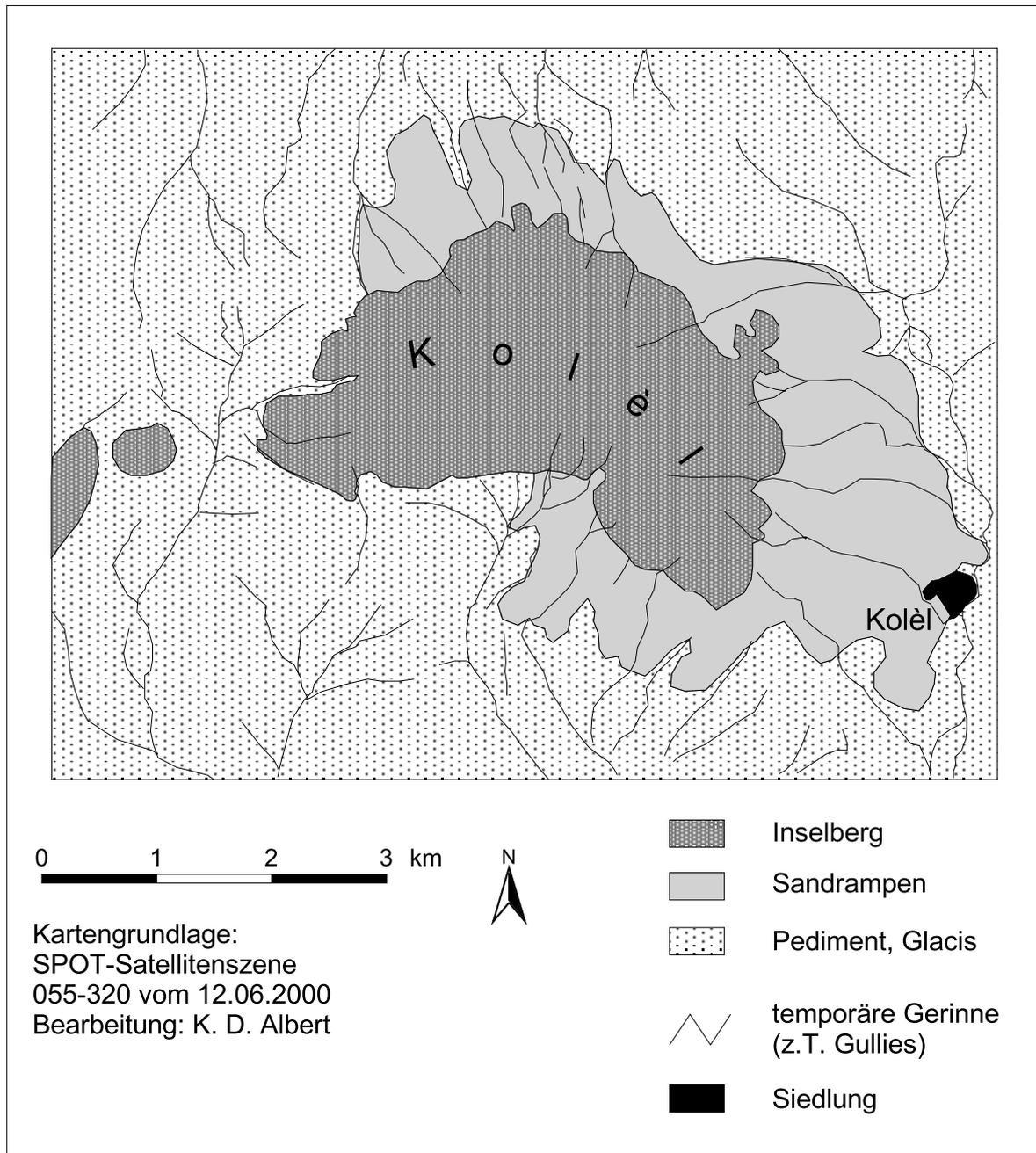


Abb. 40 Inselberg „Kolèl“, äolische Akkumulationen und Gewässernetz.

Die geschützte Lage in den weit zurückgreifenden Buchten der Inselbergkette bzw. des Tafelbergs, Vegetation und pedogenetische Verfestigung des Substrates führten insgesamt zu weitgehendem Schutz vor Abtragung und damit zum Erhalt der Sandrampen im Verlauf des Holozäns. Die Auflichtung der Vegetation, bzw. das Verschwinden der perennen Arten in jüngerer Zeit verringerte den Erosionsschutz. Quarzabschläge und Keramikscherben auf den Oberflächen sind deutliche Spuren der Nutzung der Sandrampen, die vor der Zer-

schneidung bzw. vor der Erosion des humoseren Oberbodens vermutlich ebenso feldbaulich genutzt wurden wie die tonig-sandigen Böden der Altdünenzüge. Lineare Erosion (Gullybildung) in den standfesten, pedogenetisch verfestigten Sanden führt rezent zum sukzessiven Abtrag der Sandrampen.

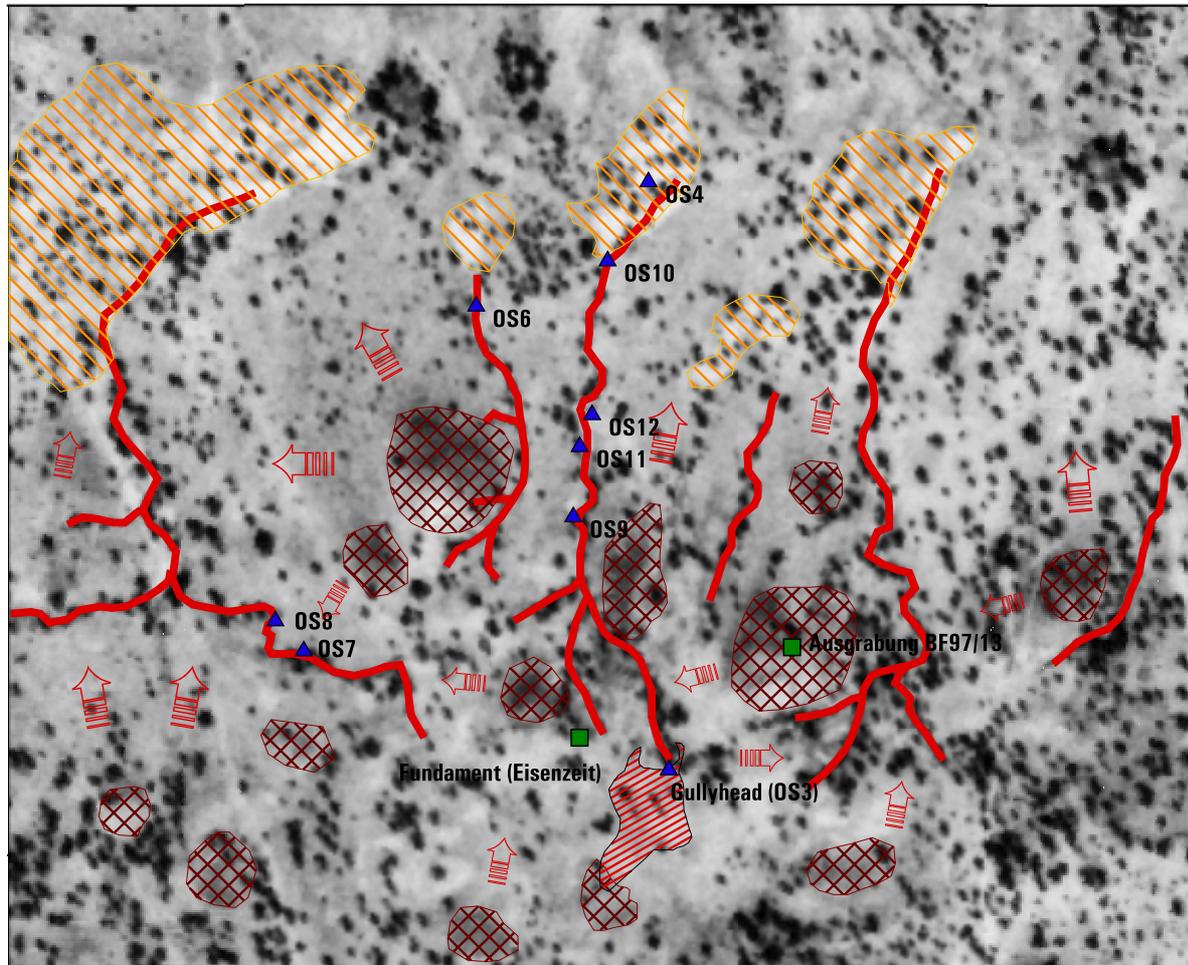
Häufig sind die Sandrampen mit größerem Detritus aus der Hangabtragung der Inselberge durchsetzt bzw. überdeckt. Regelmäßig auftretende Grobmateriallagen im äolischen Sediment als Indikator eines klimatisch bedingten Wandels der morphologischen Aktivität konnten allerdings nicht nachgewiesen werden. Vereinzelte Schuttlagen (z. B. im Profil GA3) scheinen eher morphodynamische Einzelereignisse zu repräsentieren oder wie im Falle der Collines de Gagara synsedimentären Ursprungs zu sein. Abfolgen fossiler Bodenhorizonte, wie sie FELIX-HENNINGSSEN (1984) aus Leedünen und Sandrampen der Republik Sudan beschreibt, fehlen ebenfalls.

5 Aktuelle Geomorphodynamik und Reliefentwicklung eines eisenzeitlichen Siedlungsareals

Während die älteren steinzeitlichen Siedlungsplätze der Region morphologisch nicht in Erscheinung treten – sie sind von geringerer Ausdehnung und meist nur durch residuale Anreicherung von Fundmaterial nach Bodenerosion erkennbar –, sind die jüngeren Siedlungsreste deutlich reliefiert (Foto 4). Sie kommen in Form der bereits mehrfach erwähnten Siedlungshügel vor, die häufig als Gruppen größere Siedlungsareale bilden und werden entsprechend ihrer zeitlichen Stellung als ‚eisenzeitliche Siedlungshügel‘ bezeichnet (vgl. VOGELSANG 1996, 2000, HALLIER 1998, VOGELSANG *et al.* 1999). Das Relief dieser Hügel ist am Top auf wenigen Quadratmetern verflacht, die Hänge sind im oberen, kürzeren Abschnitt konvex gewölbt, woran sich ein ausgedehnterer konkaver Unterhang anschließt.

Trotz zahlreicher Grabungen ist die Bedeutung des Hügelreliefs aus archäologischer Sicht bislang nicht restlos geklärt (zuletzt VOGELSANG 2000: 194). Das Fehlen eindeutiger Gebäudestrukturen (Fußböden, Mauerreste) sowie die nach ¹⁴C-Datierungen nur knapp 100 Jahre währende Akkumulationszeit des Kulturschutts der ersten Hügelgrabung bei Saouga führte zunächst zu der Vermutung, dass es sich bei den Siedlungshügeln auch um Abfallhaufen handeln könnte (VOGELSANG 1996: 9). Erst spätere Grabungen förderten eindeutige Fußböden und Mauerreste eines großen Gebäudes zutage und konnten – unterstützt durch ¹⁴C-Datierungen – eine über Jahrhunderte währende Siedlungstradition belegen, die keramikchronologisch in eine frühe, mittlere und späte Eisenzeit unterteilt wird (HALLIER 1999, 2001, HALLIER & PETIT 2000).

Aus geomorphologischer Sicht ist weniger die Art bzw. die Ursache der Akkumulation des Kulturschutts von Interesse, vielmehr stellt sich die Frage nach der Entwicklung des Hügelreliefs nach dem Auflösen der Siedlungen – inwieweit also das heutige Hügelrelief in Form und Sedimentmächtigkeit die historische Siedlung repräsentiert. Dies ist insofern fraglich, als einige der Hügelgruppen rezent von Gullies zerschnitten werden. Auch die dichte Schuttbedeckung selbst deutet auf eine residuale Anreicherung nach Abspülung von Feinmaterial hin. Reliefveränderungen und Sedimentumlagerungen sind auch für die Zeit nach dem Ende der eisenzeitlichen Siedlungsperiode (ca. 15. Jh. n. Chr.) nicht ausgeschlossen und müssen in Betracht gezogen werden. Zur Untersuchung der Reliefentwicklung und der aktuellen Geomorphodynamik der Siedlungshügel wurde exemplarisch die Hügelgruppe Oursi II ausgewählt (*Oursi Village* bei HALLIER & PETIT 2000, 2001). Nach archäologischen Befunden war der Siedlungsplatz vom 5. Jh. bis zur Mitte des 13. Jh. n. Chr. besiedelt (mdl. Mitt. M. Hallier). Die Hügelgruppe ist zum einen archäologisch sehr gut untersucht – neben einer 8 m tiefen Hügelgrabung wurden hier auch Gebäudereste entdeckt (vgl. HALLIER 1998, HALLIER & PETIT 2000, 2001), zum anderen ist hier die Linearerosion stark ausgeprägt (Abb. 41) Exemplarisch wurden Gullies und deren Änderung zunächst vermessen und später durch ein Luftbildmonitoring erfasst.



0 200 400 m

-  aktuelles Einzugsgebiet (Dez. 2001) der headcuts 'Gully Oursi'
-  Gully
-  Schwemmfächer
-  Siedlungshügel
-  Hauptrichtung des Oberflächenabflusses
-  Aufschluss
-  Ausgrabung

Kartengrundlage: Luftbild 1:50 000
(IGB) Feb. 1995, Dori-HV 95-4776
Kartographie: K.-D. Albert



Abb. 41 Karte des eisenzeitlichen Siedlungsareals Oursi II (Oursi Village) - Siedlungshügel, Gullies, Schwemmfächer.

Entlang der Rinnen wurden Sedimentprofile des schuttbedeckten Dünenhangs zwischen den Hügeln und dem sich nördlich anschließenden Glacis aufgenommen, um Aussagen zur Abtragungs- und Sedimentationsgeschichte des Altsiedelareals treffen zu können.

Oursi II liegt am Nordrand des Dünenzugs von Oursi-Markoy unmittelbar nördlich des aktiven *Ergs* von Oursi (vgl. Abb. 26). Die Hügel liegen im Übergangsbereich von Dünentop und Dünennordhang und ziehen sich bis zum Unterhang des Dünenzugs hinab. Die ehemalige Siedlungsfläche ist im Vergleich zu den Siedlungshügeln von Saouga und Oursi I dichter von Bäumen bewachsen. Südlich der Hügelgruppe schließt sich, durch eine gering eingetiefte Senke getrennt, das Dünentop an. Die Nordabdachung des Altsiedelareals ist steiler. Die sich weit auf das Glacis erstreckende Rampe aus Siedlungsschutt und Dünen-sand ist im Querprofil durch Tiefenlinien gegliedert, in denen z.T. aktive Gullies eingeschnitten sind, die weit in das Altsiedelareal zurückgreifen (Foto 9). Der ausgetragene Siedlungsschutt wird unterhalb der Hügelgruppe auf dem Glacis zu Schwemmfächern akkumuliert. Die südlichen, dem Dünenzug nahegelegenen Siedlungshügel erheben sich kaum über die Altsiedelfläche, während das Relief der nördlicheren Siedlungshügel ausgeprägter ist. Sie sind höher und deutlicher von einander abgesetzt.

5.1 Vermessung und Monitoring zur aktuellen Geomorphodynamik der Siedlungshügel Oursi II

Die Zerschneidung der Hügelgruppe Oursi II wurde an einem exemplarischen Gully zunächst im Verlauf einer Regenzeit (Mitte Juli und Mitte Oktober 1998) durch Messungen im Gelände dokumentiert, zwei weitere Vermessungen wurden zu Beginn der Regenzeit 1999 vorgenommen. Die Messungen erfolgten mit Maßbändern und einer Messlatte, als Fixpunkte dienten Bäume in unmittelbarer Nähe des Gully. Entlang der definierten Strecke zwischen einem Baumpaار konnte die Breite der Rinnen zu unterschiedlichen Aufnahmezeitpunkten mit ausreichender Genauigkeit aufgenommen werden. Von einem definierten Punkt der Referenzstrecke innerhalb der Rinnen wurde die Tiefe gemessen. Ebenfalls von diesem Punkt wurden die radialen Entfernungen zu den Gully-*heads* gemessen. Aufbauend auf den einfachen Vermessungen wurde im Juli 2000 mit einem großmaßstäbigen Luftbildmonitoring begonnen (zur Methode s. Kap. 1.4.2). Neben der Fortschreibung der Rückverlegung der exemplarisch vermessenen *headcuts* kann damit die Veränderung des gesamten Gully-Abschnitts dokumentiert und flächenhaft quantifiziert werden. Um Beziehungen zwischen den so gewonnenen neuen Daten und den Vermessungen herzustellen, wurden die Gully-*heads* erneut entlang der Referenzstrecken und -punkte der vergangenen Jahre vermessen.

In Abb. 42 sind die Referenzstrecken und -punkte der Vermessungen dargestellt. Die Messergebnisse zeigen die Tabellen 5 und 6. Abb. 43 zeigt die gemessenen Veränderungen zwischen Juli und Oktober 1998 sowie in den Jahren 1999 bis zum Beginn der Regenzeit 2000. Die Messergebnisse wurden auf das Luftbild vom Juli 2000 übertragen.

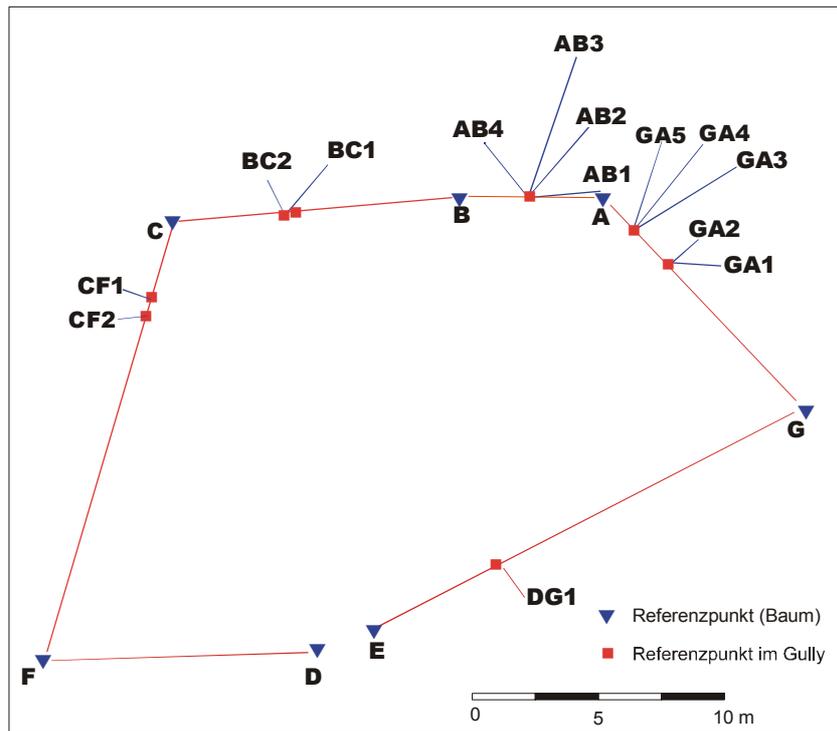


Abb. 42 Gully Oursi – Lage der Referenzpunkte und Referenzstrecken der Maßbandvermessungen von 1998-2000.

Bereits in der Regenzeit von 1998 fällt die beachtliche Rückverlegung der *headcuts* von knapp einem bis über drei Meter auf. Der Breitenzuwachs beträgt 160-170 cm bzw. über 200 cm, wenn man die vollständig neu entstandene Rinne am Westrand mit berücksichtigt. Durch die seitliche Ausweitung und die hangaufwärtige Zurückverlegung wurde hier ein Bereich von etwa 20 m Länge und über 2 m Breite ausgeräumt. Die Eintiefung an den Referenzpunkten erscheint mit Werten um 50 cm dagegen recht gering (Tab. 5). Die Messungen zeigen deutlich, dass die Gully-*heads* die Bereiche des intensivsten Abtragungsgeschehens sind (aktive Arbeitskanten). Etwas unterhalb, wo sich die Abflussbahnen zu einer einzigen Rinne vereinen, sind die Veränderungen vernachlässigbar gering (Referenzstrecke D-F). Breite wie auch Tiefe der Rinne haben sich hier nur im Zentimeterbereich verändert. Auch die Vermessungen vom Juli 1999, zu Beginn der Regenzeit, zeigen auf allen Messstrecken eine Ausweitung. Auf allen Referenzstrecken (zwischen den Bäumen), ist ein Breitenwachstum zu verzeichnen. Es beträgt in der Regel wenige Zentimeter bis Dezimeter. Zu ausgeprägtem Breitenwachstum hingegen ist es in dem jüngeren, westlichen Seitenarm gekommen. Das Wachstum fand innerhalb der drei Juliwochen 1999 statt. Zum Zeitpunkt der ersten Vermessung Anfang Juli 1999 waren dort nur geringe Veränderungen gegenüber Oktober 1998 aufgetreten. Die Rückverlegung der *headcuts* lag im Bereich von einigen Dezimetern. Sie erreichte zum Zeitpunkt der zweiten Vermessung (Ende Juli) im westlichen (jungen) Gullyabschnitt nochmals Werte von über einem Meter, sowie über einem halben Meter an dem zentralen *headcut* des Gullyabschnitts A-B. Zu Eintiefungen an den Referenzpunkten kam es während des Beobachtungszeitraums nicht.

Tab. 5 Messwerte der Rinnenbreite und Rinnentiefe des Gully Oursi an den Referenzstrecken und -punkten der Vermessungen zwischen Juli 1998 und Juli 2000.

	98-1	98-2	99-1	99-2	2000
DF Breite	3,1	3,15	3,15	3,15	3,35
DF Tiefe	1,5	1,57	1,6	1,6	1,83
AB Breite	2,3	4	4	4	4
AB Tiefe	1,03	1,5	1,65	1,32	1,66
BC Breite	1,2	2,8	2,85	2,85	3,4
BC Tiefe	0,6	1,2	0,55	0,6	0,6
CF Breite	-	1,3	1,65	1,8	2,83
CF Tiefe	-	kM	kM	kM	1,27
DG Breite	-	-	5,25	5,25	5,3
DG Tiefe	-	-	kM	kM	kM
GA Breite	-	2,3	2,4	3,44	4,2
GA Tiefe	-	kM	kM	kM	1,04 1,28

Tab. 6 Messwerte der *headcut*-Entfernungen zu den Referenzpunkten im Gully Oursi (Vermessungen zwischen Juli 1998 und Juli 2000).

	98-1	98-2	99-1	99-2	2000
AB 1	-	3,5	3,6	3,6	4,28
AB 2	-	-	3,85	3,9	4,68
AB 3	2,49	5,7	6,15	6,7	8,87
AB 4	2,15	2,5	2,84	2,84	3
BC 1	0,1	1,2	0,99	0,99	2,72
BC 2	0,2	1,1	kM	kM	1,58
CF 1				0,58	1,2
CF 2	-0,22	0,2	0,53	0,55	1,25
DG 1	-	-	0,75	0,75	1,55
GA 1	-				2,05
GA 2	-	0,1	0,4	0,4	1,41
GA 3	-				5
GA 4	-	0,2	1,2	1,2	4,5
GA 5	-				3,83

kM = keine Messung

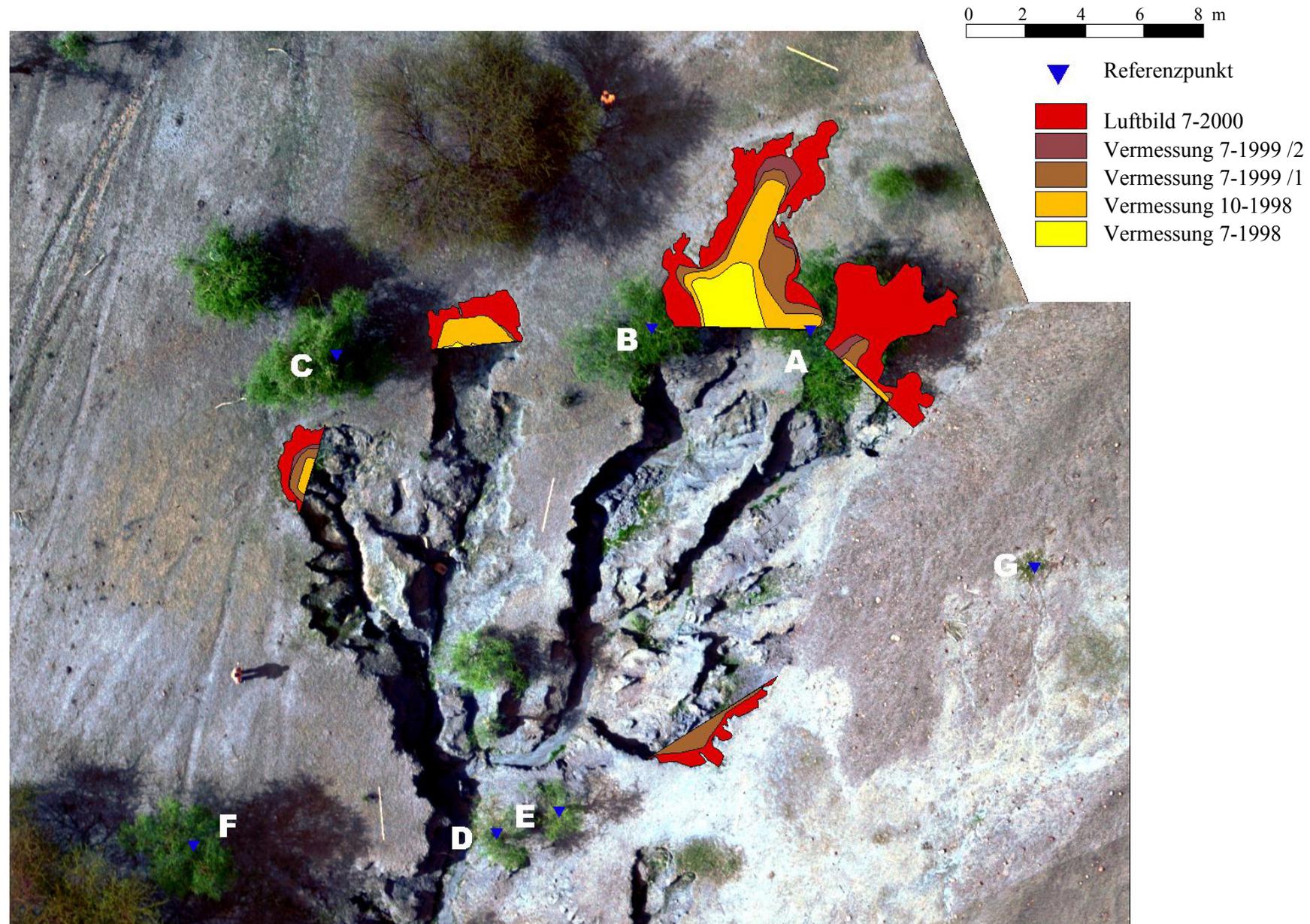
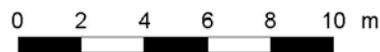
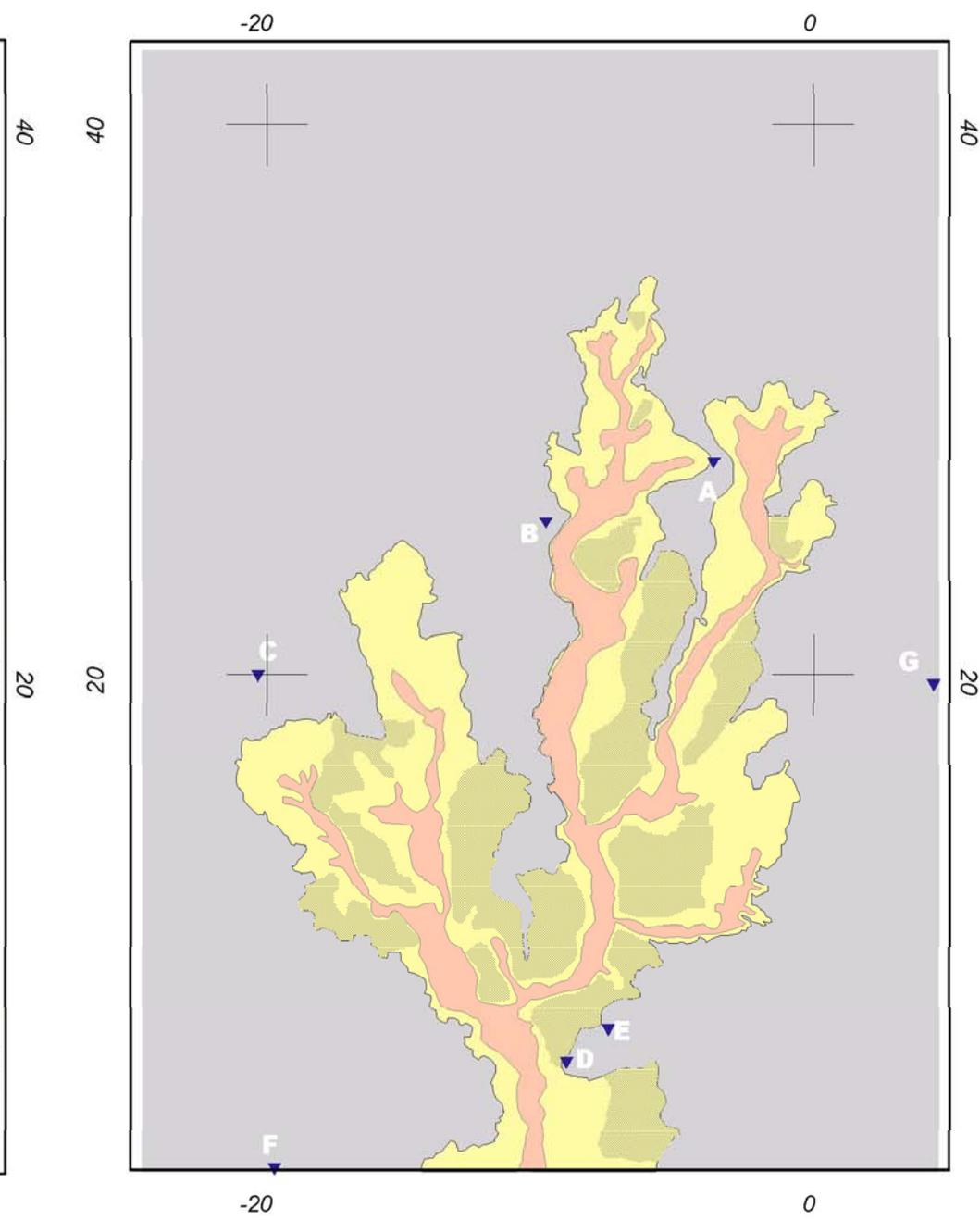
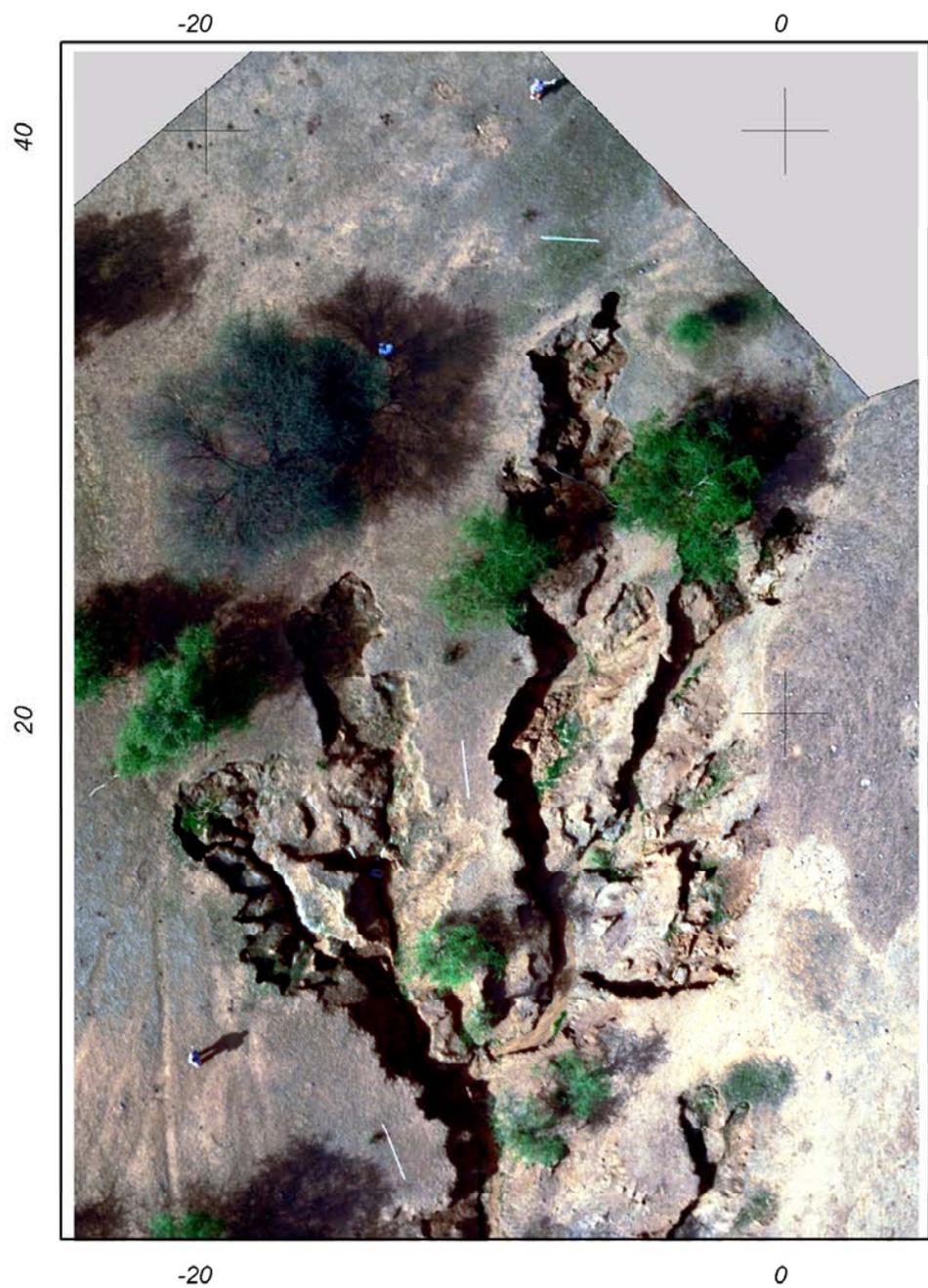


Abb. 43 Gully-Oursi – Veränderungen zwischen Juli 1998 und Juli 2000, Ergebnisse aus Vermessungen.

Auch zwischen 1999 und 2000 kam es zu weiterem Breitenwachstum. Betroffen waren vorwiegend die Gullyabschnitte C-F und G-A mit Zunahmen im Dezimeterbereich. Weiterhin wurden alle untersuchten *headcuts* deutlich zurückverlegt. Im Gullyabschnitt G-A vollzog sich die bereits im Vorjahr angedeutete Aufteilung in zwei Arme, wobei Rückverlegungen von 1-4 m erreicht wurden. Auch der zentrale *headcut* im Gully-Abschnitt A-B wurde um über 2 m zurückverlegt. An allen anderen *headcuts*, waren Werte von einigen Dezimetern bis um einen Meter zu verzeichnen.

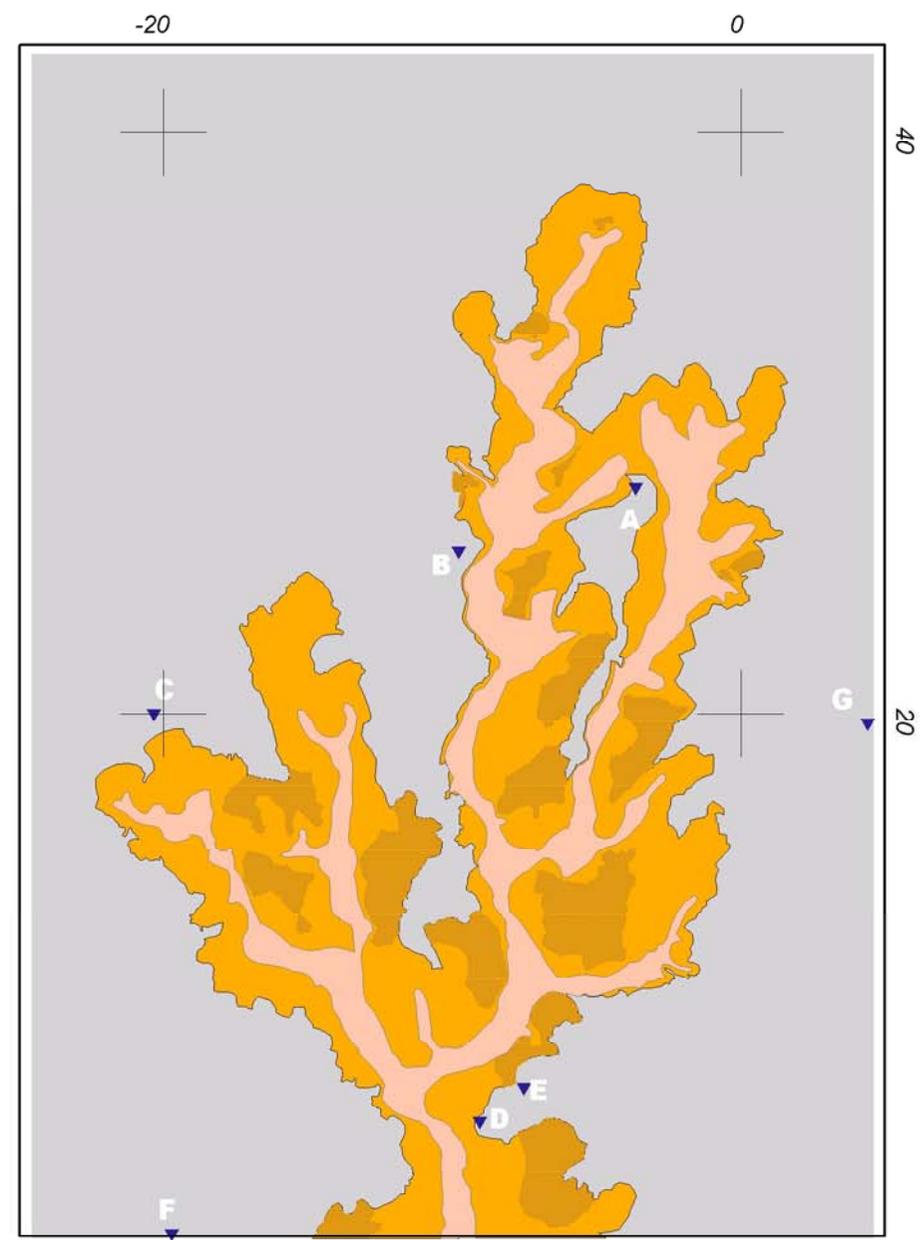
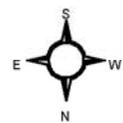
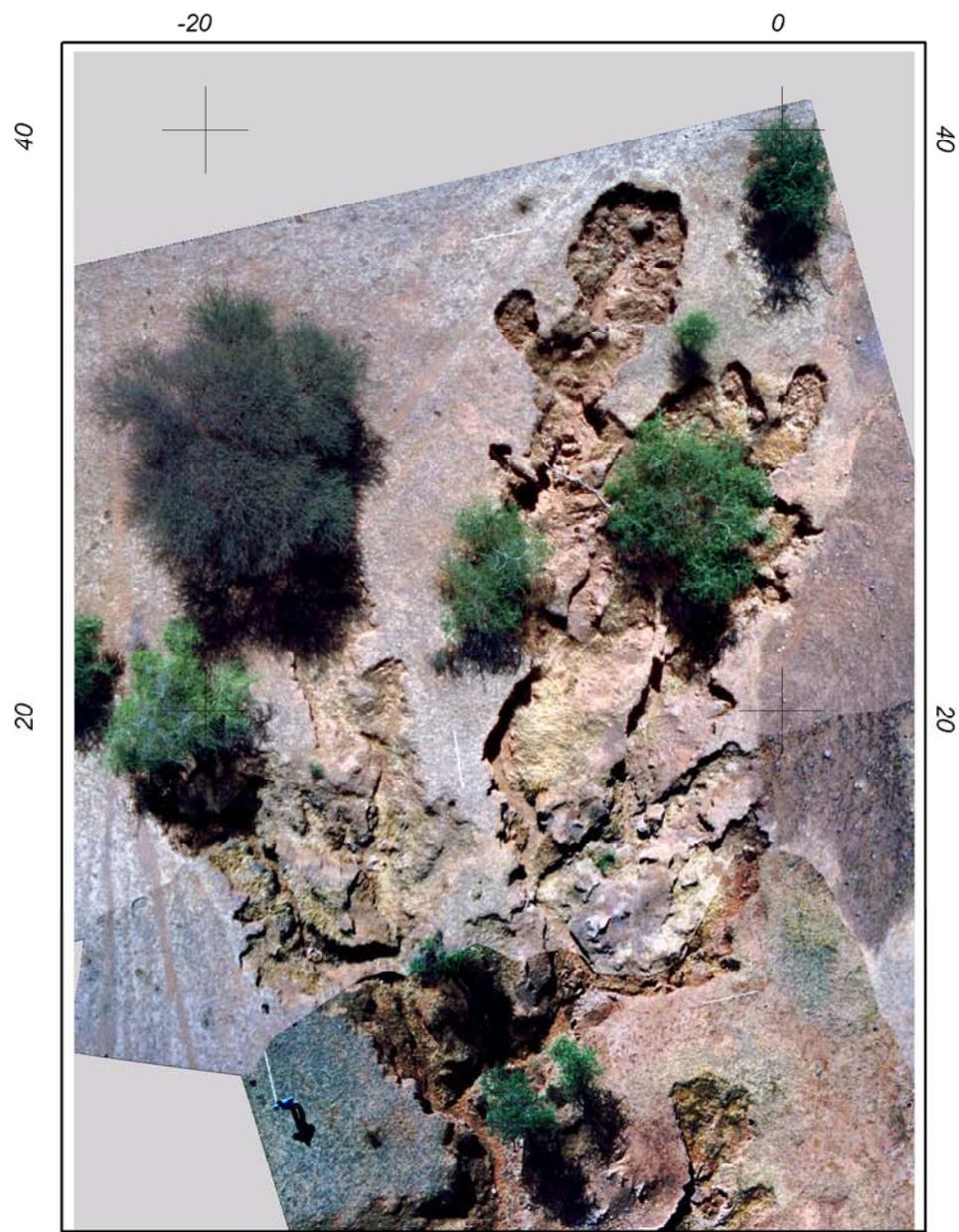
Die im Juli 2000 aufgenommenen großmaßstäbigen Luftbilder bilden die Grundlage für die Quantifizierung der weiteren Gully-Entwicklung. Die Befliegungen wurden im Dezember 2000 und im Dezember 2001 wiederholt. Mit dieser Aufnahmereihe werden die Veränderungen der Regenzeiten 2000 und 2001 dokumentiert: Die Abb. 44-46 zeigen die Luftbildmosaiken der drei Aufnahmezeitpunkte und die kartierten Gully-Bereiche. Die Kartierung der Veränderungen zwischen den Aufnahmejahren ist in Abb. 47a, b dargestellt.

Bereits auf den Luftbildmosaikern lässt sich die deutliche Ausweitung entlang der zentralen und westlichen *headcuts* erkennen. Stellenweise sind die Gully-Ränder durch Bäume oder sehr dunklen Schattenwurf verdeckt, in solchen Fällen wurde ihr Verlauf mit Hilfe terrestrischer Aufnahmen näherungsweise bestimmt. Durch die unterschiedlich starken Abweichungen von der Senkrechten – die Luftbilder können aufgrund von Schwankungen der Kamera unter dem Drachen in alle Richtungen gekippt sein – entstehen Verzerrungen, die auch bei ausreichender Anzahl von Passpunkten nicht vollständig rechnerisch entzerrt werden konnten. Innerhalb der Luftbild-Serie von Oursi ist die Verzerrung in N-S-Richtung minimal, und die Abweichungen liegen im Bereich von maximal 10 cm. Die Verzerrung in E-W-Richtung ist stärker, und entsprechend sind dort auch größere Fehler zu berücksichtigen, die in einigen Abschnitten an den Gully-Rändern Größenordnungen von 20-40 cm erreichen können. Zur Abschätzung des Messfehlers der flächenhaften Auswertung wurden die Flächen herangezogen, die nachweislich aus der Verzerrung der Bilder resultierende Fehlkartierungen sind: Darunter fallen alle Teilflächen, die in den jeweils älteren Aufnahmen als „Gully“ kartiert sind, aber in den jüngeren Aufnahmen nicht mehr innerhalb des Gully liegen. Für die Regenzeit 2000 beträgt dieser Fehler 3,6 m² und entspricht 7,2 % der ermittelten Gully-Ausweitung von 49,9 m² zwischen Juli und Dezember 2000. Im Zeitraum Dezember 2000 bis Dezember 2001 ist die Fläche der fehlerhaft kartierten Areale mit 8,9 m² sehr groß, sie entspricht immerhin 22,4 % der gesamten Gully-Ausweitung dieses Zeitraums (39,6 m²). Die fehlerhaften Flächen treten überwiegend in den Randbereichen des östlichen Gully auf. Im Bereich der aktiven *headcuts* sind hingegen nur wenige, kleinere Fehlerflächen kartiert (Beispielhaft zeigt dies die Abb. 48). Der große Fehler resultiert vorwiegend aus der starken Verzerrung eines schrägen Luftbilds der Befliegung vom Dezember 2000 in der nördlichen Hälfte des Luftbildmosaiks. Der Fehler über das gesamte Monitoring zwischen Juli 2000 und Dezember 2001 ist mit 5,1 m² gering und entspricht 5,7 % der Erweiterungsfläche von 89,3 m².



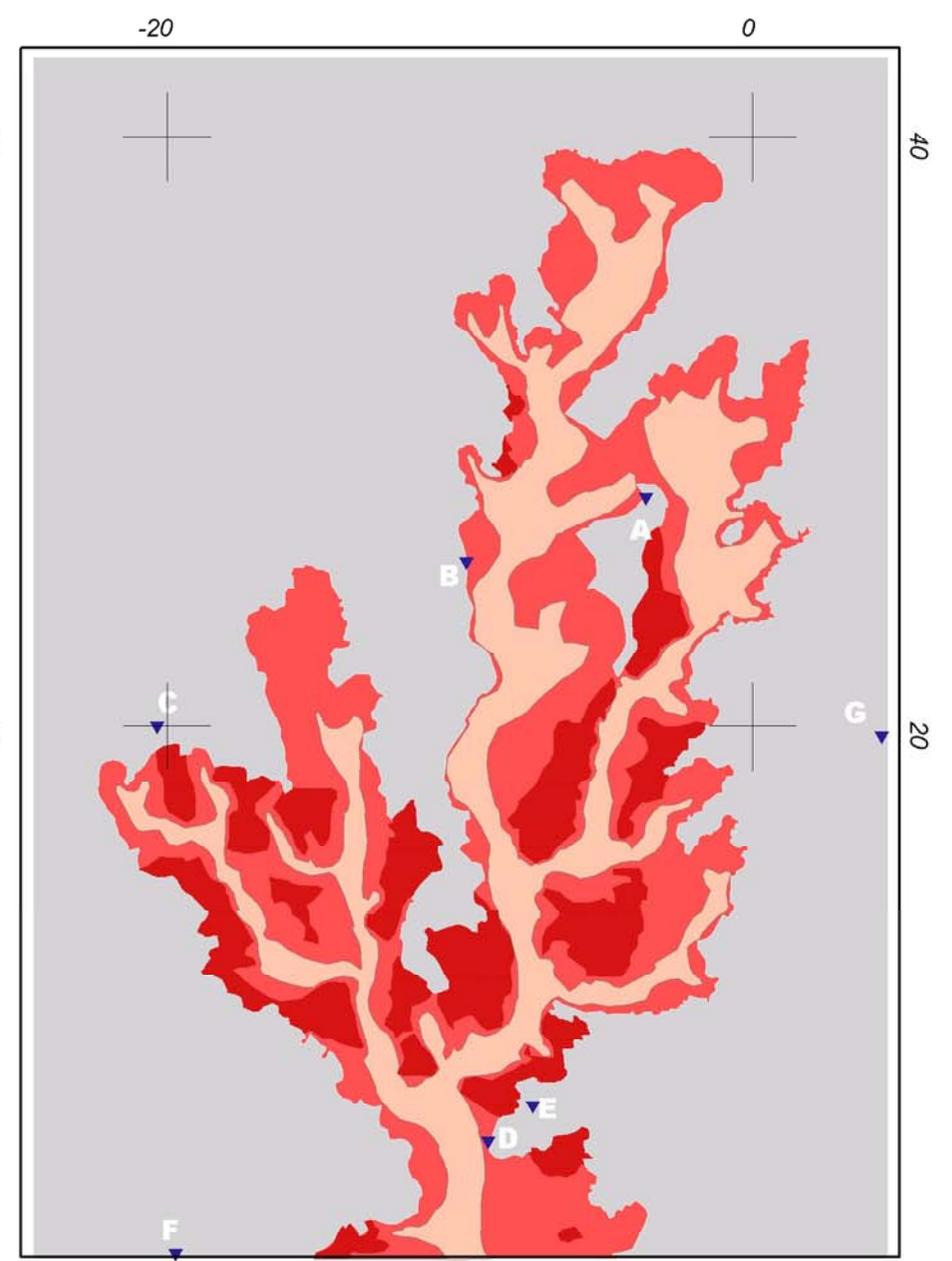
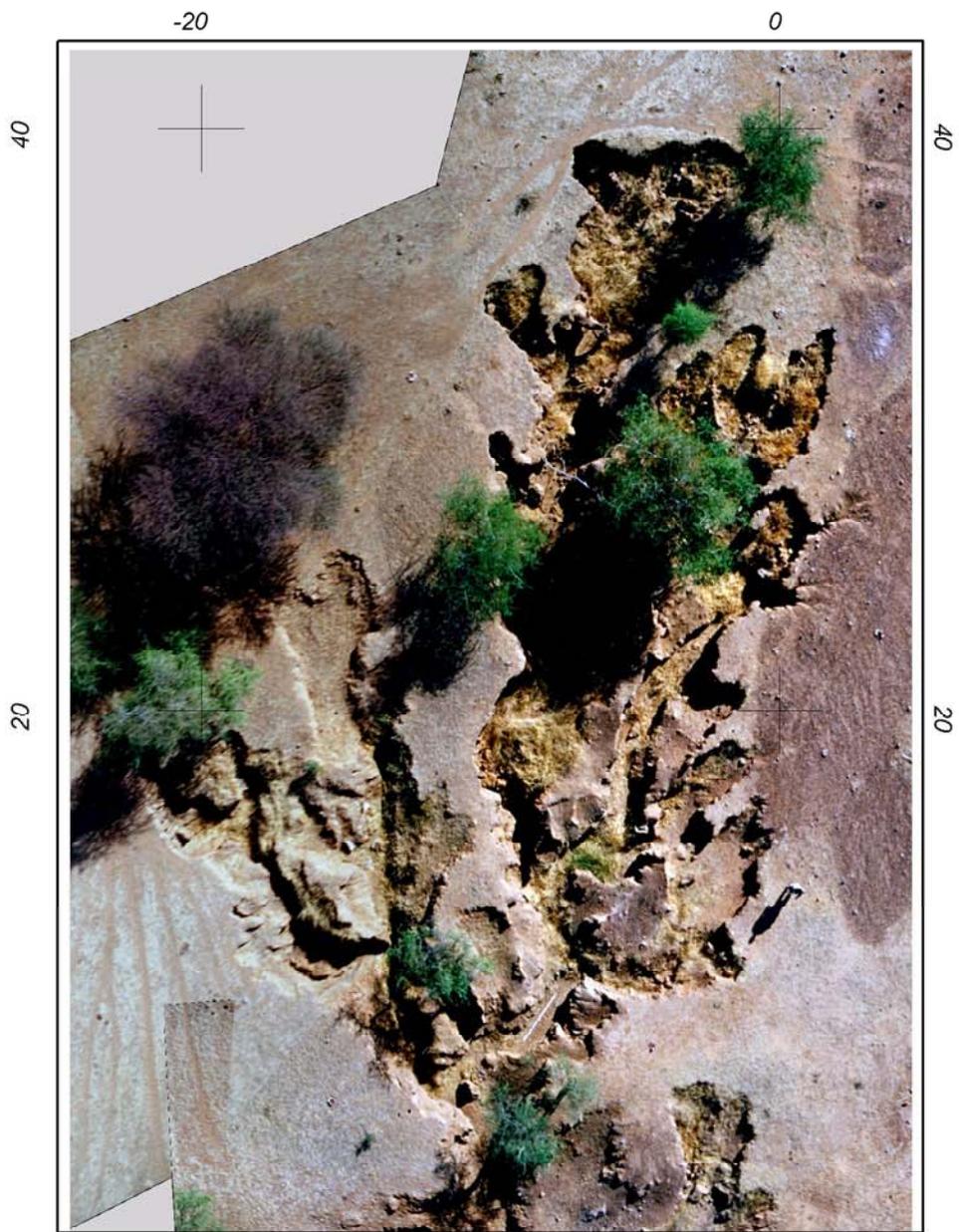
- Tiefenlinien
- Rampen, Terrassen, Inselreste
- Gully-Erosionsbereich
- Altsiedelfläche

Abb. 44 Gully-Erosion im Altsiedelareal Oursi II, Luftbildmosaik und Kartierung (Aufnahmezeitpunkt Juli 2000).



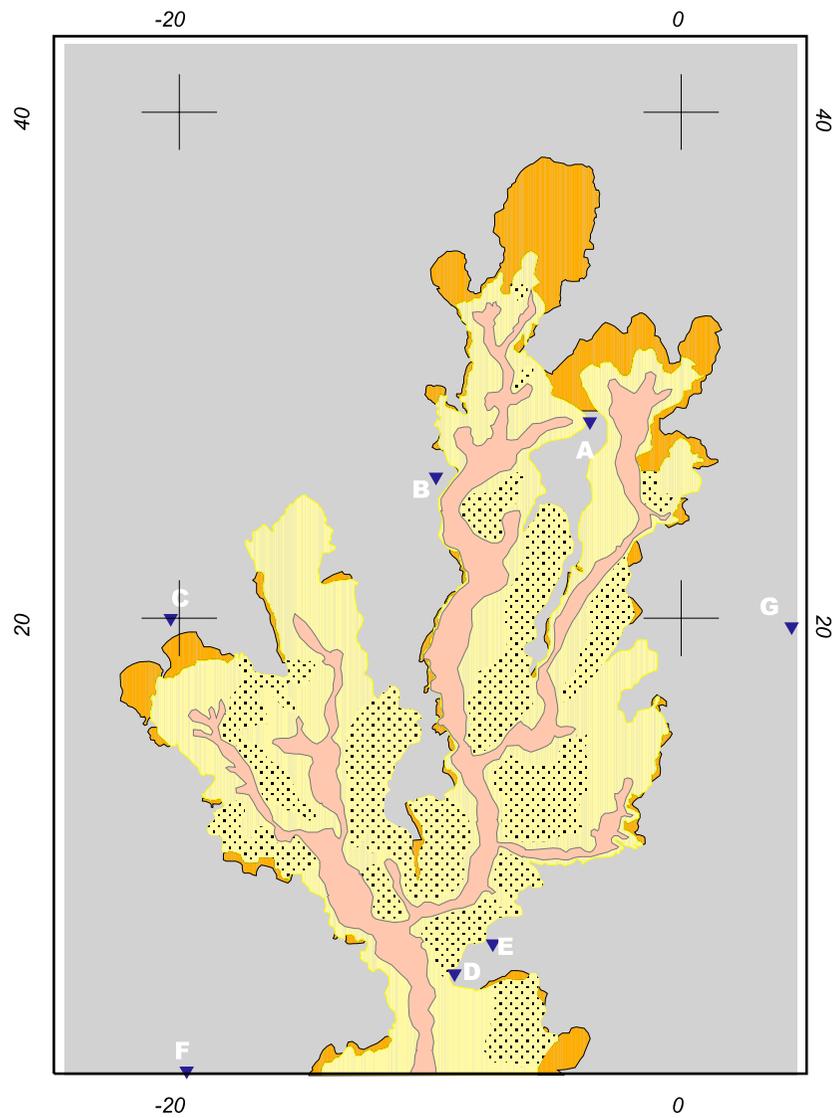
- Tiefenlinien
- Rampen, Terrassen, Inselreste
- Gully-Erosionsbereich
- Altsiedelfläche

Abb 45 Gully-Erosion im Altsiedelareal Oursi II, Luftbildmosaik und Kartierung (Aufnahmezeitpunkt Dezember 2000).



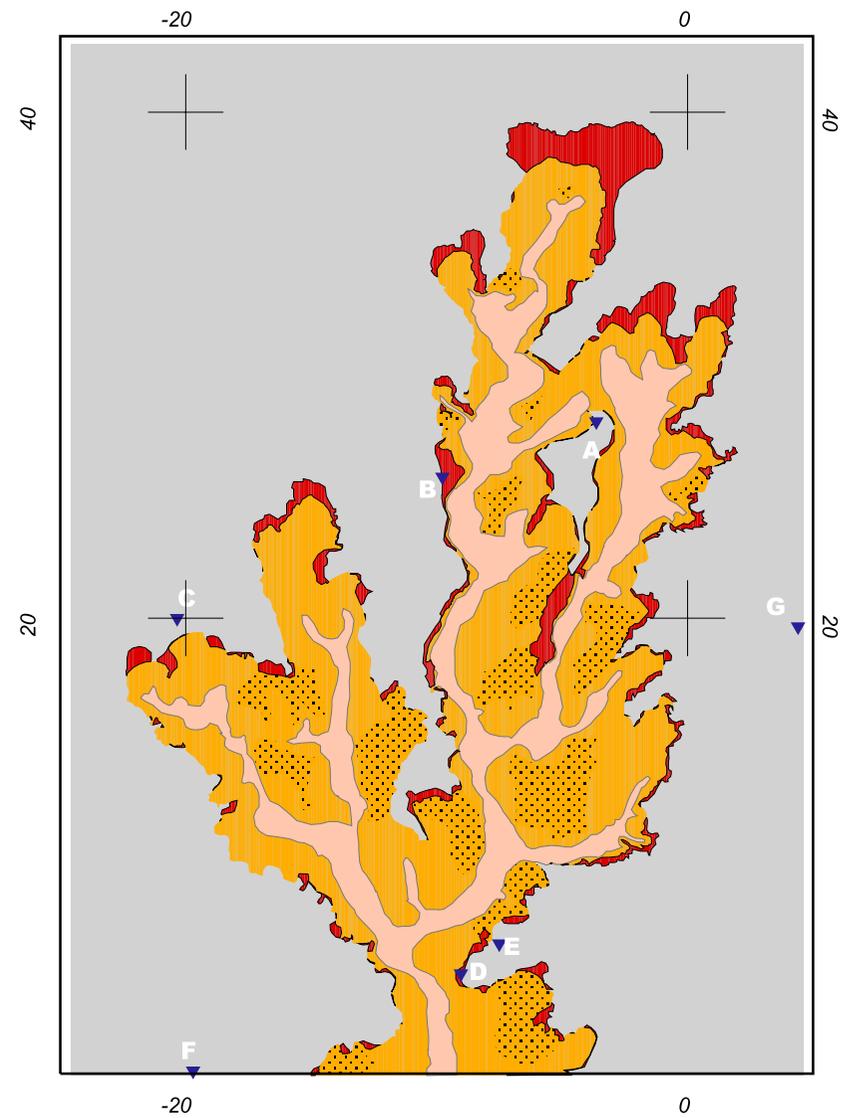
- Tiefenlinien
- Rampen, Terrassen, Inselreste
- Gully-Erosionsbereich
- Altsiedelfläche

Abb. 46 Gully-Erosion im Altsiedelareal Oursi II, Luftbildmosaik und Kartierung (Aufnahmezeitpunkt Dezember 2001).



a) Gully-Erweiterung während der Regenzeit 2000

- Erweiterungsbereich Juli - Dezember 2000
- Gully-Erosionsbereich - Juli 2000
- Rampen, Terrassen, Inselreste - Juli 2000
- Tiefenlinien
- Altsiedelfläche



a) Gully-Erweiterung während der Regenzeit 2001

- Erweiterungsbereich Dezember 2000 - Dezember 2001
- Gully-Erosionsbereich - Dezember 2000
- Rampen, Terrassen, Inselreste - Dezember 2000
- Tiefenlinien
- Altsiedelfläche

Abb. 47a, b Gully Oursi, Gully-Erweiterung zwischen a) Juli und Dezember 2000 und b) Dezember 2000 und Dezember 2001.

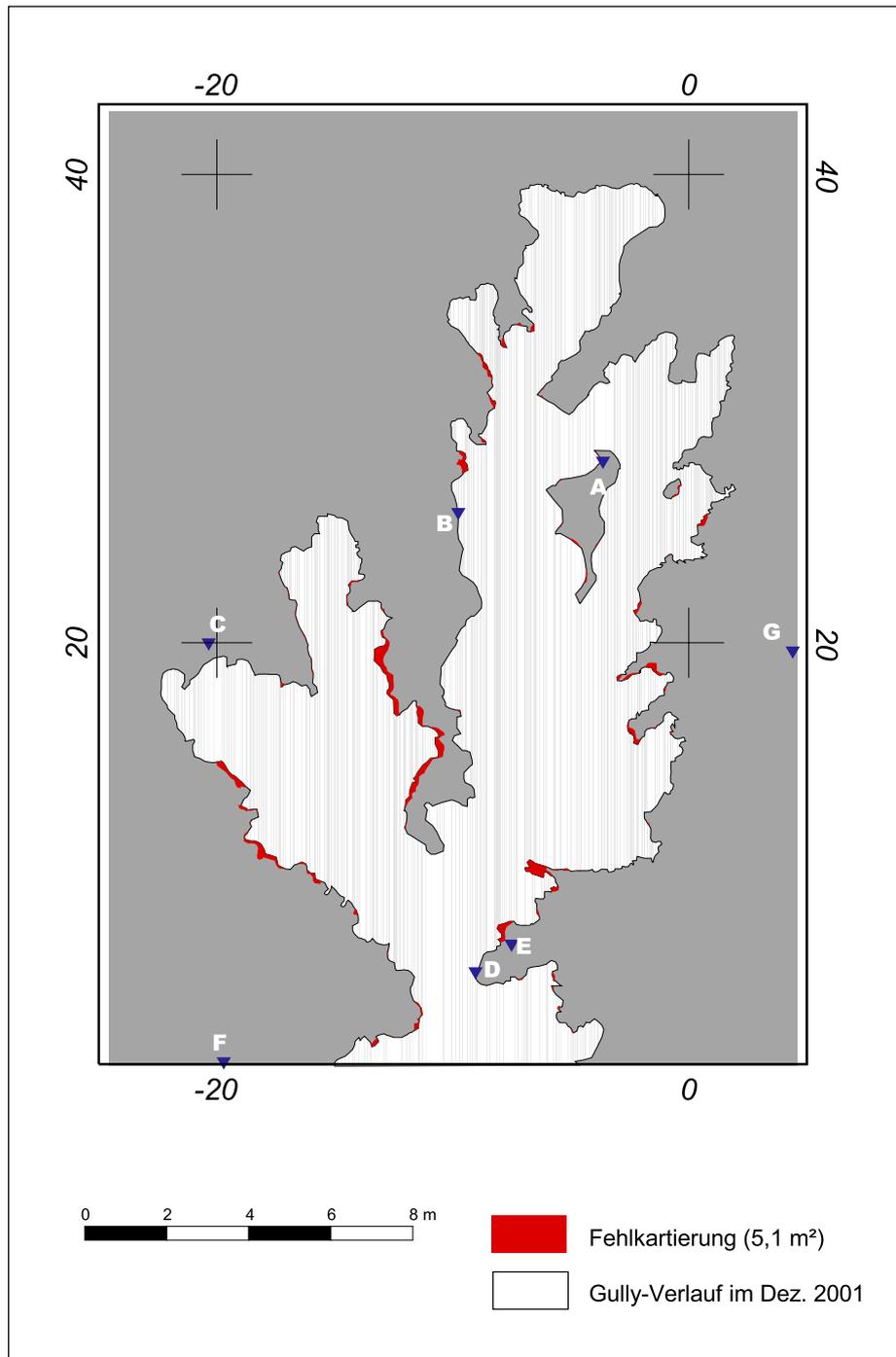


Abb. 48 Fehlerhafte Überschneidungen des Gully-Verlaufs (Gully Oursi) zwischen Juli 2000 und Dezember 2001.

Bei der Betrachtung der einzelnen Zeiträume fällt im Jahr 2000 die starke Rückverlegung im Bereich des zentralen Gully (A-B, 19,5 m²) und das Zusammenwachsen der Rinnen A-B und G-A auf. Dadurch ist eine schmale Insel entstanden. Das Wurzelwerk des Baums (Referenzpunkt A) war zu diesem Zeitpunkt schon weitgehend freigespült. Zudem deutet sich eine erneute Verzweigung entlang der randlichen *headcuts* beider Rinnen an. Im östlichen Teil des Gully waren die rückschreitenden Erosionsprozesse weniger intensiv: Im Gully-Abschnitt B-C traten im Gegensatz zu den vergangenen Jahren keine Veränderungen auf, da das große Längenwachstum der benachbarten Rinne hier zum Abschneiden des Teileinzugsgebiets führte. Am östlichen Rand, im Gully-Abschnitt C-F, fand eine Erweiterung um 5 m² statt. Auch im Beobachtungszeitraum 2001 war die Morphodynamik im Gully-Abschnitt A-B mit einer Erweiterung um 11,6 m² am stärksten. Der kleinere, erst im Vorjahr entstandene Seitenarm dehnte sich nochmals um 1,9 m² aus, obwohl die Verbreiterung des zentralen *headcut* auf 6 m (in E-W-Richtung) hier bereits zu einer Verkleinerung des Teileinzugsgebietes geführt hat. Durch diese Verbreiterung wird auch zunehmend der Gully-Abschnitt G-A beeinflusst, der inzwischen deutlich in zwei Arme geteilt ist (3,4 m² und 1,4 m² Flächenausdehnung). In den östlichen Gully-Abschnitten blieb das Wachstum mit 1,8 m² im Abschnitt B-C und 1,2 m² bei C-F gering. In den Randbereichen blieb die Ausdehnung in beiden Beobachtungsjahren mit Größenordnungen, die im Bereich des ermittelten Fehlers liegen, sehr gering. Nur am westlichen Rand haben sich einige kleinere Rillen rückschreitend in die benachbarte Kulturschuttakkumulation eingeschnitten. Diese produziert ausreichend Oberflächenabfluss, der dem Gully zufließt (s. u.). Alle anderen Randbereiche haben keine Einzugsgebiete mehr und verändern sich nur noch durch fluviale Prozesse innerhalb des Gully oder durch gravitative Massenbewegungen an den steilen Böschungen. Auch entlang der rezent sehr aktiven *headcuts* wird die Dynamik in den nächsten Jahren nachlassen: Ausweislich GPS-Messungen betrug das Einzugsgebiet im Dezember 2001 noch 3485 m² (Abb. 41). Die Morphologie innerhalb des Gully ist nur näherungsweise kartierbar, wegen der insgesamt schmalen Ausprägung der Rinnen sind große Teile verschattet. Auch im Bereich der Bäume ist das Innere der Rinnen oft nicht einsehbar. Quantitative Auswertungen innerhalb der Rinnen sind ohne digitales Geländemodell nicht möglich, da die Höhenunterschiede zu Verzerrungen führen, die im zweidimensionalen Raum nicht mehr mit ausreichender Genauigkeit entzerrt werden können. Die eigentlichen Tiefenlinien mit deutlichen Spuren fluvialen Transports sind schmal und verändern sich – außer in den Erweiterungsbereichen – über den ganzen Beobachtungszeitraum nur geringfügig. Unmittelbar unterhalb der aktiven *headcuts* sind die Tiefenlinien nicht erkennbar, da sie von meist noch mit Gras bewachsenen Bodenpolyedern überdeckt sind. Diese sind am Ende des letzten Abfluss- und Abtragungsereignisses von den steilen Böschungen abgebrochen bzw. nach Unterhöhlung abgesackt, konnten aber nicht mehr fluvial abtransportiert werden. Zwischen den Tiefenlinien und den Rändern des Gully erstreckt sich der Abtragungsbereich, der sich in Inseln, Rampen, Terrassen und Flächen mit Sackungspolyedern sowie Übergangsformen dieser Reliefelemente gliedert. Echte Inseln, d. h. Bereiche, deren Oberfläche von Abspülungsprozessen unbeeinflusst im gleichen Niveau liegt wie die der Flächen außerhalb des Gully, gibt es mit Ausnahme der in der

Regenzeit 2001 entstandenene keine. Häufiger sind Abtragungsrampen, deren Oberflächen bereits auf die Tiefenlinien der Rinnen ausgerichtet sind. Sie leiten z. T. fließend zu den Tiefenlinien über oder heben sich inselartig durch eine steile Böschung von diesen ab. Stellenweise sind echte Terrassen ausgebildet, die als Reste einer ehemaligen Tiefenlinie in einem höheren Niveau als die aktuelle Tiefenlinie erhalten sind. Im Vergleich zu der dominierenden Morphodynamik an den *headcuts* sind die Veränderungen der Relief-elemente innerhalb der Rinnen nachrangig. Abtragungsrampen, Terrassen und Inselreste verändern sich kaum noch, wenn sie nicht mehr vom einströmenden Wasser überspült werden.

Im Bereich des untersuchten Gully besteht das angeschnittene Sediment der Altsiedelfläche aus heterogenem, stark verfestigtem Siedlungsschutt. Keramikscherben unterschiedlicher Größe, Pisolithe, Reibsteine und große Reibschalen sind in eine gelblich-braune Matrix aus stark lehmigem Sand eingebettet (Tab. 7). Der hohe Sandanteil, vor allem der Feinsand, der auf die Herkunft aus dem Dünenzug verweist, ist charakteristisch für die Textur der eisenzeitlichen Siedlungshügel (vgl. Oursi I, Kap. 4.3.3). Schluff und Ton entstammen den Lehmziegeln (*banco*), ebenso die zur Magerung benutzten Pisolithe im Sediment.

Tab. 7 Sedimentanalyse des Feinsediments am *headcut* eines Gully im Altsiedelareal Oursi II.

gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Farbe	org-S	Fe _O	Fe _D	Mn _O	Mn _D
5,5	25,8	39,7	71,1	6,3	1,9	3,9	12,0	16,9	10YR 6/4	0,16	0,013	0,85	0,029	0,034

Für das Abtragungsgeschehen ist die Bildung von Oberflächenabfluss im Einzugsgebiet des Gully von zentraler Bedeutung. Dieser ist weitgehend von den Substrat- und Oberflächeneigenschaften als wichtigste Parameter der Infiltrationskapazität abhängig (Kap. 7.1). Innerhalb des Altsiedelareals Oursi II sind zwei Oberflächentypen charakteristisch: (1) Flächen mit dicht lagernder, residualer Kulturschuttakkumulation (Keramikscherben, Steine, Pisolithe), das sind die eigentlichen Siedlungshügel mit meistens größerer Hangneigung, und (2) tonig bis lehmig sandige, zu Beginn der Regenzeit noch weitgehend vegetationslose Oberflächen ohne nennenswerte Grobmaterialbedeckung, das sind die Bereiche auf der Altsiedelfläche zwischen den Siedlungshügeln.

In Abb. 49 sind die experimentell ermittelten *runoff*-Koeffizienten und Bodenabtragsraten dieser beiden Oberflächentypen gegenübergestellt. Über dem residualen Schuttpflaster aus Siedlungsschutt (OU5) steigt der *runoff*-Koeffizient schnell auf über 70 % an und nimmt bis zum Ende der Messung nach 30 Minuten kontinuierlich zu. Dagegen werden auf den lehmig-sandigen Flächen (OU3) Werte von maximal 50 % erreicht. Bereits nach 15 Minuten hat sich dort ein Gleichgewicht zwischen Niederschlag und Abfluss eingestellt. Das Abflussverhalten spiegelt sich auch in den Werten der Infiltrationsmessungen wider (Abb. 50): Über die gesamte Messdauer von 30 Minuten liegt die Infiltrationsrate auf dem

Schuttpflaster deutlich unter jener der lehmig-sandigen Fläche. Die Endinfiltrationsrate (I_{30}) auf dem Siedlungsschutt beträgt 61,4 mm/h (1,0 mm/min) gegenüber 92,7 mm/h (1,5 mm/min) auf der lehmig-sandigen Fläche. Trotz des starken Oberflächenabflusses liegt der ermittelte Bodenabtrag auf dem Schuttpflaster mit 6-10 g/m² im Verlauf der Messung deutlich unter den Werten von 11-13 g/m² auf der lehmig-sandigen Fläche.

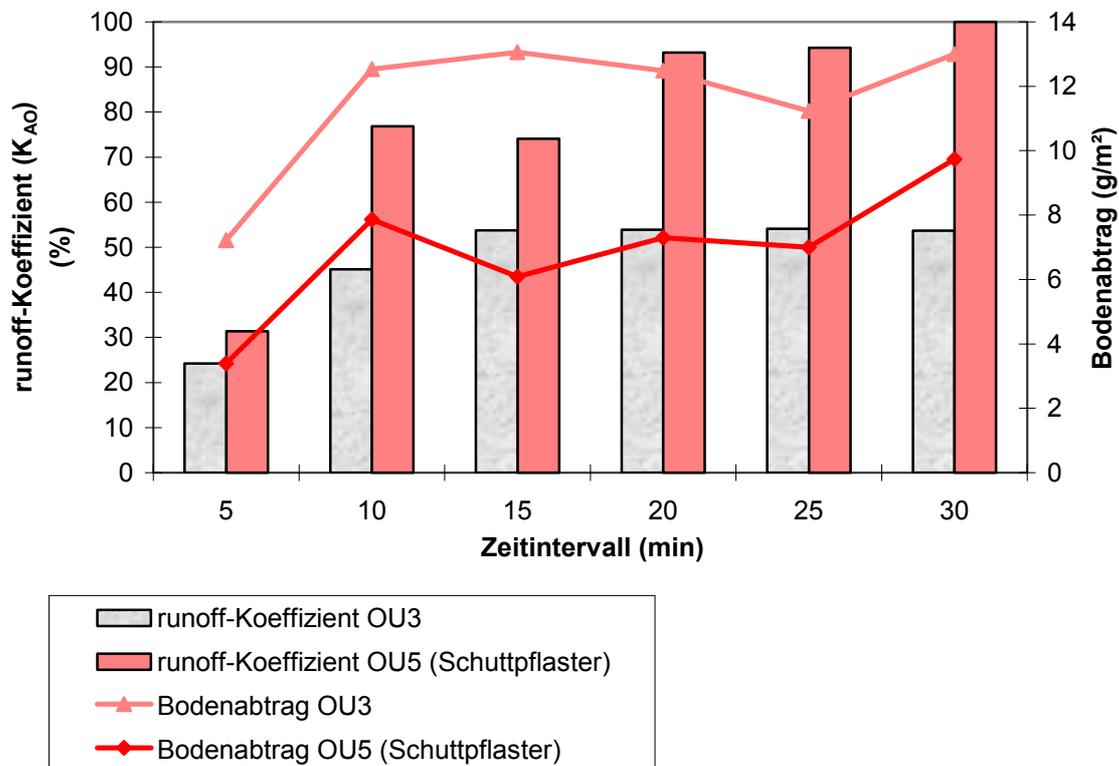


Abb. 49 Experimentell ermittelter Oberflächenabfluss und Bodenabtrag auf unterschiedlichen Oberflächentypen des Altsiedelareals Oursi II.

Die Ergebnisse tragen zum Verständnis der Gully-Dynamik bei: Starker Oberflächenabfluss über den residualen Schuttpflastern, der zudem wegen der größeren Hangneigungen mit vergleichsweise hohen Geschwindigkeiten abfließt, erreicht nach Konzentration in den flachen Tiefenlinien zwischen den Siedlungshügeln eine hohe Erosivität, umso mehr, als das abfließende Wasser unterhalb der Schuttpflaster auf das leicht erodierbare lehmig-sandige Substrat trifft.

Die Altsiedelfläche wird, wie auch die benachbarten Abschnitte der Nordabdachung des Dünenzugs, stark von durchziehenden Viehherden frequentiert (vgl. Kartierung der Viehwege in Abb. 26). Die Tiere bevorzugen bei ihren Wanderungen die Tiefenlinien zwischen den Siedlungshügeln, um auf den Dünenzug zu gelangen. Auf den Luftbildern (Abb. 44-46) treten diese Pfade deutlich in Erscheinung. Sie sind dicht geschart und leicht eingetieft, rezent frequentierte Pfade sind vegetationslos.

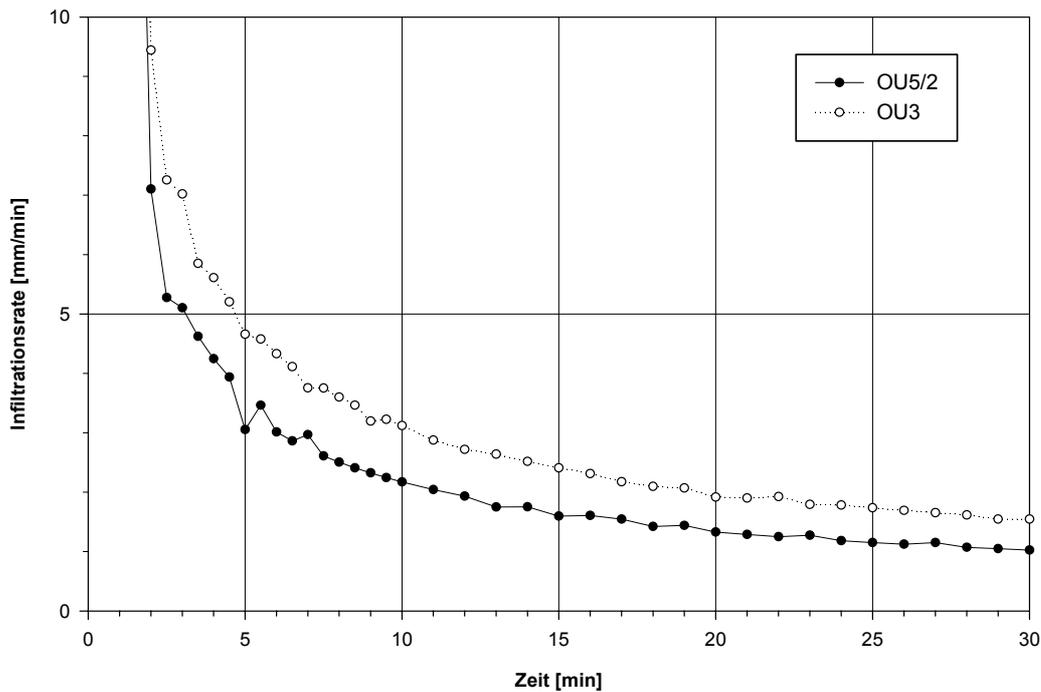


Abb. 50 Infiltrationskurven, Testflächen des Altsiedelareals Oursi II.

Innerhalb des Ursachenkomplexes, der zur Gully-Bildung führt, hat der Viehtritt an diesem Standort große Bedeutung: Die Eintiefung der Pfade wirkt kanalisierend auf das von den Hängen der Siedlungshügel oberflächlich abfließende Wasser. Die mechanische Belastung der Hufe zerstört die Vegetation und beseitigt die Schuttstreu innerhalb der Pfade. Beides erhöht die Erodibilität des zudem durch die Hufe oberflächlich aufgelockerten Substrats. Im Zusammenwirken von starkem Oberflächenabfluss über dem Siedlungsschutt, dauerndem Viehtritt entlang der flachen Tiefenlinien und hoher Erosionsanfälligkeit des lehmigen und wenig bindigen Siedlungsschutts liegt die Ursache für die besonders intensive Zerschneidung der Altsiedelfläche.

Dass die rezente Zerschneidung der Siedlungshügelareale kein Einzelfall ist – wenngleich das hier vorgestellte Beispiel die bislang spektakulärsten Dimensionen und Veränderungen dokumentiert – wird durch das Vorkommen von Erosionsrinnen in anderen eisenzeitlichen Hügelgruppen belegt. Beispielhaft seien hier die Hügelgruppen von Saouga (Kap. 4.2.5) und Ganadaouri (14°45'04"N 0°24'38"W) genannt.

5.2 Sedimente des Altdünenhangs und der Schuttrampen der Siedlungshügel Oursi II

Die Zusammensetzung der oberflächennahen Sedimente des Altsiedelareals ist sehr heterogen. Während im Bereich der Gully-*headcuts* der Siedlungsschutt in einen stark lehmigen Sand eingebettet ist (Tab. 7), überwiegen an benachbarten Standorten auf der Altsiedelfläche in gleicher Reliefposition (Beginn der Tiefenlinien zwischen den Siedlungshügeln) stärker sandige Sedimente: Am Profil OS7 (Abb. 41 und Abb. 51), aus einem

Gully-Anschnitts im westlichen Teil der Hügelgruppe, setzt der fundleere, gelblich-braune Dünensand bereits in ca. 120 cm Tiefe ein. Das Substrat im Hangenden besteht durchweg aus schwach tonigem Sand, der gleichmäßig von Keramikbruchstücken durchsetzt ist. Der für die Böden der Altdünen typische Farbverlauf des Profils lässt auf eine beginnende Braunerdebildung (Cambic Arenosol) an diesem Standort schließen. Der bei OS7 zunächst in westliche Richtung verlaufende Gully knickt nach wenigen Metern nach Norden ab und folgt der allgemeinen Nordabdachung der Siedlungshügel. Der Aufschluss OS8 (Abb. 51 und Anhang A) am Ostrand dieser Rinne schneidet daher unterhalb den Rand des gleichen Siedlungshügels an. Im Liegenden, unterhalb 175 cm Tiefe, setzt dort ein umgelagerter mittelsandiger Dünensand ein. Die Matrix der 10 cm mächtigen Fundschicht (165-175 cm) besteht ebenfalls aus diesem Dünensand. Darüber folgen stärker feinsandige Bodensedimente, die aber im oberen Meter fundleer sind. Diese Abfolgen von unterschiedlich mächtigen Schuttlagen und Bodensedimentdecken in den Tiefenlinien sind ein Hinweis auf frühere Abtragungsereignisse zwischen den Siedlungshügeln. Die aktuellen Gullies folgen den präexistenten Tiefenlinien zwischen den hohen Siedlungshügeln nach Norden und schneiden in ihrem Verlauf mehrere Siedlungshügel an. Zudem greifen Seitenarme der Gullies rückschreitend in die Hänge der Siedlungshügel hinein.

Im Bereich des Mittelhangs der Nordabdachung wird westlich des Gully Oursi ein Teil des ehemaligen Siedlungsareals als Friedhof genutzt. Einige Bereiche des Friedhofs werden von Verzweigungen des Gully rückschreitend angeschnitten, in den Rinnen und an den senkrechten Böschungen sind Urnen und Knochen (auch Schädel) freigelegt. Im zentralen Gully ist dieser Hangabschnitt durch einen Prallhang gut aufgeschlossen (OS9 in Abb. 51 und Anhang A). Die waagrecht liegenden Knochen an der Basis der obersten Schicht entstammen dem hangaufwärts liegenden Friedhofsareal. Entsprechend dem guten Erhaltungszustand des Knochens resultiert das hangende Sediment aus jüngeren Umlagerungsvorgängen. Der von Siedlungsschutt durchsetzte schwach tonige Sand ist mit 45 cm hier vergleichsweise geringmächtig, stellenweise steht in dieser Reliefposition der fundleere Dünensand oberflächlich an. Allerdings verweist die dichte Bedeckung der Oberfläche mit Artefakten und größeren Steinen auf die flächenhafte Abspülung des Feinmaterials und die residuale Anreicherung. Die Sedimente im Liegenden sind sehr homogen und entsprechen in ihrer Textur den typischen, nur geringfügig verwitterten feinsandigen Altdünensanden. Begehungen entlang der Nordabdachung haben gezeigt, dass dies für diesen Hangabschnitt durchaus typisch ist. Etwas hangabwärts ist über einem umgelagerten Dünensand, der eine deutliche hangabwärts einfallende Schichtung aufweist, eine Wechsellagerung aufgeschlossen, die aus schräggeschichtetem Grus (Pisolithe, Keramikbruch bis 1,5 cm Durchmesser) und Feinsand besteht (OS11 in Abb. 51). An der Basis liegt über dem Dünensand ein großer Schlackebrocken und Reibsteinfragmente. Oberhalb einer Diskordanz in 75/95 cm Tiefe setzt sich die Wechsellagerung fort, allerdings horizontal geschichtet. Den Abschluss im Hangenden bildet ein von grobem Siedlungsschutt durchsetzter Dünensand. Eine ähnliche Profilabfolge ist einige Meter unterhalb an der gegenüberliegenden Böschung des Gully aufgeschlossen (OS12 in Abb. 51). In gleicher Reliefposition (unterer Mittelhang) ist auch an einem östlich benachbarten Gullyanschnitt die feinsandige, gelb-

lich-braune Sedimentdecke im Hangenden vertreten, allerdings von geringerer Mächtigkeit. Das Sediment im Liegenden hat hier keine so ausgeprägte fluviale Fazies, die Gruslagen kommen nur vereinzelt in feinsandiger Matrix vor. Das Sediment ist unregelmäßig von größeren Scherben und Steinen durchsetzt. Der Dünensand wurde in der Grabung nicht erreicht, steht aber an benachbarten Standorten stellenweise oberflächennah an.

In den Unterhang- und Hangfußbereichen schneiden die rezenten Gullies die Schuttrampen (Akkumulationen) aus älteren Abtragungsereignissen an. Das Profil OS6 (Abb. 51 und Anhang A) aus diesem Hangabschnitt ist wie folgt gegliedert: Unterhalb 160 cm Tiefe liegt ein feinsandiger Dünensand, der die typisch gelbe Farbe der unverwitterten Sande der Ogolien-Dünen trägt und der mit zunehmender Tiefe durch Nassbleichung aufgehellt ist. Die OSL-Datierung aus 170 cm Tiefe mit einem Alter von $21,9 \pm 2,2$ ka v. H. (HDS 828) bestätigt die Zugehörigkeit des Sandes zu der ogolienzeitlichen äolischen Akkumulation. Im Hangenden des Dünensands, 150 cm unter GOF, folgt eine sehr grusige Schicht (14,1 Gew.-%) mit großen Keramikscherben in einer mittelsandigen, rötlich-gelben Matrix. Darüber folgen 50 cm feinsandiges Substrat mit leicht erhöhtem Tongehalt von dunklerer (brauner) Farbe. Dieses Sediment ist sehr homogen und nur unwesentlich von Grus und Keramik durchsetzt. Die OSL-Datierung aus 110 cm Tiefe ergab ein Alter von $4,8 \pm 0,8$ ka v. H. (HDS 827b) und belegt die voreisenzeitliche Dynamik an diesem Standort. Im Hangenden (von 30-75 cm) folgen wiederum stärker mit Keramik und Grus durchsetzte Sedimente. Den Abschluss des Profils bildet durch eine deutliche Grenze getrennt ein stark grusiger Mittelsand.

Nördlich der Siedlungshügel und Schuttrampen haben die Gullies ausgedehnte Schwemmfächer geschüttet. Im Auslaufbereich des Gully wurde ein jüngerer Schwemmsand über älterem Kolluvium mit Kulturschutt erbohrt (OS10, Abb. 51). Die Sedimente aus der jüngeren Abtragung, ein sehr grobsandiger Sand, erreichen 50 cm Mächtigkeit. Darunter folgt bis 90 cm Tiefe ein braunerer, tonigerer Feinsand. Das Sediment im Liegenden ist bis zum Tiefsten (bei 180 cm) wiederum sandiger und von Keramikscherben durchsetzt. Ein weiteres (Schwemmfächer-)Profil (OS5 in Abb. 51 und Anhang A) zeigt ebenfalls oberflächlich einen locker geschütteten grusigen Sand, der von Keramikbruchstücken durchsetzt ist. Die gut erkennbare Schichtung dokumentiert die einzelnen Abfluss- und Transportereignisse. Darunter folgt bis 90 cm ein etwas braunerer und tonigerer Sand, ein älteres Kolluvium, das ebenfalls mit Keramikscherben durchmischt ist. Ab 50 cm macht sich der temporäre Bodenwassereinfluss in Form von Fe-Flecken bemerkbar. Ab ca. 90-100 cm setzt ein zunehmend toniges, ebenfalls braunes Sediment ein, das nur noch sehr schwach grusig ist. Nach Norden nimmt die Mächtigkeit der Schwemmfächersedimente ab. Am Standort OS4 (Abb. 51 und Anhang A) liegen noch 70 cm Dünensand mit Siedlungsschutt über dem tonigen Substrat des Glacis. Aufgrund der nachlassenden Transportkraft ist das Sediment hier nur noch schwach grusig (Feingrus). Die liegenden Sedimente (30-70 cm) sind stärker verfestigt und tragen aufgrund des dichten tonigen Untergrunds Staunässemerkmale. Die hangenden Sedimente sind weniger tonig und tragen eine dunkle Bodenkruste.

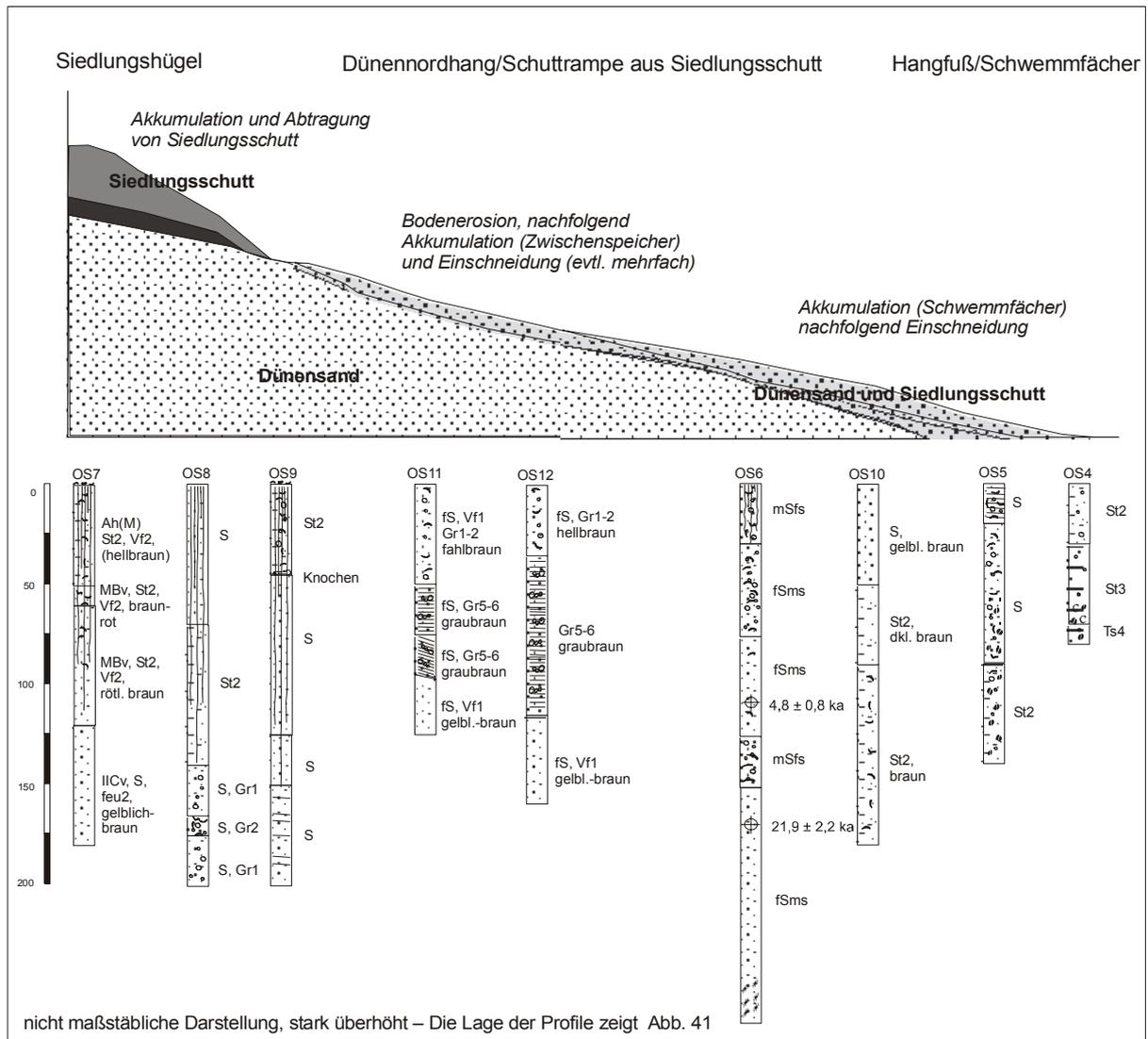


Abb. 51 Sedimentprofile der Nordabdachung der Siedlungshügel Oursi II –Schematische Darstellung der Hangabschnitte und zugeordnete Formungsprozesse.

5.3 Diskussion zur Relieffgenese der Siedlungshügel Oursi II

Vor dem Hintergrund der beschriebenen Sedimente des Schutthangs am Nordrand des Altsiedelareals Oursi II und den Untersuchungen zur aktuellen Geomorphodynamik wird im Folgenden die Relieffgenese des Phänomens ‚eisenzeitliche Siedlungshügel‘ aus geomorphologischer Sicht diskutiert.

Die heterogene Zusammensetzung der Sedimente des Altsiedelareals – vorwiegend tonig-sandige bis lehmig-sandige Matrix von Grus, Keramik und Steinen durchsetzt – entspricht dem typischen Erscheinungsbild des Siedlungsschutts der archäologischen Grabungen in der Region. Im Bereich der aktuellen *headcuts* des Gully Oursi wird *in situ* liegender Siedlungsschutt angeschnitten: So werden durch die Erosion an den Gully-Wänden z. T. erhaltene, dünnwandige Keramikgefäße freigelegt, die bei Transport zerstört worden wä-

ren. Dies ist ein Hinweis auf eine flächigere Ablagerung des Kulturschutts, zumindest in den basalen Abschnitten.

In einigen Abschnitten des Mittelhangs der Nordabdachung ist die Mächtigkeit des Siedlungsschutts gering (OS9 in Abb. 51). Dieser Hangabschnitt markiert den Übergang zwischen dem Altsiedelareal mit mächtigen Schuttablagerungen oberhalb und den Schuttrampen aus umgelagertem Siedlungsschutt und Dünensand unterhalb. Die in den hangabwärtigen Aufschlüssen vorkommenden Wechsellagerungen von gröberen und feineren Sedimenten mit deutlicher fluvialer Fazies sind nicht über die gesamte Nordabdachung verbreitet. Stellenweise liegen sie direkt neben Schichten aus (umgelagertem?) Dünensand. Verbreitung und Fazies lässt auf mehrschichtige alte Rinnenfüllungen aus grusigem Siedlungsschutt schließen (z. B. OS11/12), die von einer Gemengelage aus Dünensand und Siedlungsschutt aus der Hangabtragung der Siedlungshügel bedeckt sind. Demnach folgen einige der rezenten Gullies ehemaligen Tiefenlinien, die später verfüllt und durch jüngere Sedimentakkumulation weiter nivelliert wurden. Die grusige Schicht in einem hangabwärtigen Aufschluss (OS6) zeigt keine so deutliche Schichtung. Ob es sich dabei ebenfalls um eine Rinnenfüllung oder um *in situ* liegende Artefakte der frühen Besiedlung handelt ist daher fraglich. Auf jeden Fall ist der ehemalige (holozäne) Dünenboden im Liegenden erodiert. Das auf $4,8 \pm 0,8$ ka v. H. datierte sandige Sediment im Hangenden der grusigen Schicht stammt aus der Abtragung des Dünenhangs. Demnach müssen die Scherben im Liegenden der *Later Stone Age* Siedlungsperiode entstammen und repräsentieren hier Residuen *in situ*. Für exemplarisch entnommene Scherben wurde das steinzeitliche Alter in einem Fall von den Archäologinnen M. HALLIER (Köln) und S. MAGNAVITA (Frankfurt) bestätigt. Eine zweite Scherbe wurde hingegen der Eisenzeit zugeordnet. Auch hier folgt im Hangenden erneut gröberes Sediment aus verstärkter jüngerer Abtragung, das vermutlich der eisenzeitlichen Siedlungsphase zuzuordnen ist.

Insgesamt deutet die differenzierte Sedimentzusammensetzung der Ablagerungen auf eine wechselvolle geomorphologische Geschichte der Siedlungshügelgruppe, die während und nach vermutlich mehreren Besiedlungs- und damit Wachstumsphasen immer auch der Abtragung unterlag. Unter Berücksichtigung gleichzeitig ablaufender, aber standörtlich unterschiedlich wirksamer Geomorphodynamik lassen sich die folgenden Stadien der Reliefentwicklung des Altsiedelareals ableiten:

1. Ausgangspunkt der jüngeren Reliefentwicklung war der typische Nordhang eines spätpleistozänen Dünenzugs ($21,9 \pm 2,2$ ka v. H. an der Basis von OS6) mit holozänen Dünenböden (Chromic Arenosols) und dichter Vegetation, der von dem reliefierten Dünentop zum nördlich anschließenden Glacis überleitet. Anzunehmen sind partiell durch Viehtritt gestörte Abschnitte, die aus Weidegängen von Wildtier-Herden auf dem Weg zum Mare d'Oursi resultierten.
2. Mit der Besiedlung am Oberhang des Dünenzugs begann die sukzessive Aufhöhung durch Siedlungsschutt am Oberhang. Gleichzeitig kam es in der unmittelbaren Umgebung außerhalb der Siedlung (Mittel- und Unterhang) zu Bodenabtrag durch direkten Einfluss wie Trittbelastung, Beweidung, Eintiefung in den Dünensand entlang von Wegen, etc. Nach Öffnung der Vegetation, innerhalb wie außerhalb des Siedlungs-

areals, setzte die Erosion der Oberböden auf dem Hang ein. Vereinzelt wurde bereits Siedlungsschutt mit verlagert. Zudem wurden Artefakte durch Vertritt in den Dünen-sand eingemischt.

3. Im Verlauf der dauerhaften Besiedlung während der mittleren und späten Eisenzeit zwischen dem 5. Jh. und 13 Jh. n. Chr. wuchs der Siedlungsschutt ausweislich archäologischer Grabungen um bis zu 8 m in die Höhe (HALLIER & PETIT 2000, HALLIER mdl. Mitt.). Es ist anzunehmen, dass mit dieser enormen Aufhöhung (Zunahme der Reliefenergie) eine Intensivierung des Abtragungsgeschehens einherging: partielle Abtragung am Oberhang, Zwischenspeicherung und Durchtransport von Siedlungsschutt auf dem Mittelhang und Akkumulation von Siedlungsschutt und Dü-nensand am Unterhang, Rinnenerosion entlang von Wegen (Hohlwege). Dabei führte das Nebeneinander von Bereichen mit umfangreicher anthropogener Schuttanhäufung und Bereichen geringerer Akkumulation und verstärkter Abtragung zu einer deut-licheren Akzentuierung des Hügelreliefs innerhalb des Altsiedelareals.
4. Vermutlich schon während, bestimmt aber nach dem Ende der Besiedlung wurden Tiefenlinien (Hohlwege, Rinnen) sukzessive mit Siedlungsschutt aus der Hangab-tragung der Hügel verfüllt. Abspülung und residuale Anreicherung von grobem Sied-lungsschutt auf den Oberflächen sowie die beginnende Vegetationssukzession inner-halb der Wüstung führten nachfolgend zu einer Verringerung der Abtragungsprozesse und zur Stabilisierung des Hügelreliefs.
5. Vegetationsrückgang und intensive Trittbelastung durch Weidevieh führte in jüngster Zeit zu verstärktem Oberflächenabfluss einerseits und zur Konzentration des Ober-flächenabflusses entlang der vom Weidevieh bevorzugten alten Tiefenlinien zwischen den Siedlungshügeln andererseits. In der Folge werden alte Tiefenlinien erneut aus-geräumt und die Hänge der Siedlungshügel von verzweigten Gullies zerschnitten.

Entscheidend ist, dass sich bei der Reliefgestaltung der Siedlungshügel unter Mitwirkung linearerosvier Prozesse wesentlich komplexere Sedimentations- und Lagerungsverhältnisse unterhalb des Siedlungsareals einstellen, als dies bei gleichmäßig flächenhafter Abtragung der Fall wäre. Die typische Abfolge einer auf den Kopf gestellten Stratigraphie am Unterhang, wie sie häufig in geoarchäologischen Beiträgen dargestellt ist (z. B. ROSEN 1986), stellt sich nur bedingt ein bzw. wird durch Einschneidung, Verfüllung und erneute Einschneidung und den daraus resultierenden Akkumulationsformen (z. B. unterschiedlich alte Schwemmfächer, verzahnt mit Siedlungsschuttdecken aus stärker flächenhafter Abtra-gung) stark überprägt.

Das Relief der eisenzeitlichen Siedlungshügel scheint also keineswegs den Zustand der letzten Besiedlung zu repräsentieren. Vielmehr muss vor dem Hintergrund der auf starke Abtragungsereignisse verweisenden Befunde aus den Schuttrampen und der aktuellen Geo-morphodynamik von gravierenden Veränderungen des Siedlungshügelreliefs im Verlauf seiner besiedelten wie unbesiedelten Geschichte ausgegangen werden.

6 Die endorheischen Becken und Endseen (*Mares*)

6.1 Einleitung

Die endorheische Situation großer Flächen in NE-Burkina Faso ist morphogenetisch an die Genese und großräumige Ausrichtung der Altdünen geknüpft. Zahlreiche kleinere Gerinne des nach Norden und Nordosten ausgerichteten hydrographischen Netzes wurden im Spätpleistozän durch die Akkumulation der E-W-verlaufenden Dünenzüge blockiert. Die stärker wasserführenden Vorfluter konnten die Dünenzüge durchschneiden und kastenförmige Täler ausbilden (Abb. 10). Dort, wo die Gerinne durch die Sandmassen verschüttet und abgeriegelt wurden, bildeten sich in den nun endorheischen Becken temporäre Endseen, die so genannten *Mares* (frz. Tümpel, Lache). Etwa 43 % der Fläche der Provinz Oudalan und Seno nördlich 14°N entwässern endorheisch. Einige der Becken sind episodisch exorheisch, da es zwischen einigen *Mares* sowie in einigen Fällen zu benachbarten Vorflutern hin trocken gefallene aber episodisch durchflossene Tiefenlinien gibt. Die wohl älteste Erwähnung eines *Mare* liegt mit den Reisebeschreibungen von BARTH (1858: 296-297) vor. Dort wird das Mare de Dori beschrieben als „ein sehr ansehnliches Wasserbecken, wiewohl die Einsenkung während meiner Anwesenheit völlig trocken war“. Der endorheische Charakter des *Mare* wird nicht erkannt und BARTH (1858: 297) schlussfolgert, „dass das (...) Wasserbecken vermittelt eines höchst bedeutenden Hinterwassers (...) und seiner Verzweigungen (...) direkt mit dem Niger in Verbindung steht.“

Insgesamt gibt es im Untersuchungsgebiet nördlich 14°N acht größere *Mares*, die in Größe, Wasserführung und Charakter ihres Einzugsgebietes differieren (Abb. 2). Daneben gibt es zahlreiche kleinere *Mares*, die nur kurzfristig Wasser führen. In Abhängigkeit vom Verlauf der Regenzeit füllen sich die Senken ab Juni-Juli mit Wasser. Außer durch oberflächlichen Zufluss werden sie auch durch Grundwasserzufluss gespeist. In der Regel fallen die *Mares* im Verlauf der Trockenzeit wieder trocken (Foto 10). Die Verdunstungsraten liegen bei ca. 7 mm/d, sind aber aufgrund der veränderlichen Infiltrationsverluste nicht exakt fassbar (POUYAUD 1986: 156-157). Vor allem der Wasserverlust durch Infiltration in die benachbarten Dünenkörper ist beträchtlich (POUYAUD 1986: 58). Der Verdunstung entgegen wirkt die dichte Seevegetation (POUYAUD 1986: 73, 157). Lediglich die größeren Seen, allen voran das Mare d'Oursi, führen nach niederschlagsreichen Sommermonaten ganzjährig Wasser.

Aufgrund der endorheischen Situation sind die *Mares* enorme Sedimentfallen und stellen ein bedeutendes Archiv der Landschaftsgeschichte dar. Die z.T. pollenführenden Sedimente eignen sich zur Rekonstruktion der regionalen Vegetationsgeschichte und ermöglichen in Ableitung davon Aussagen zur Klima- und Nutzungsgeschichte (BALLOUCHE & NEUMANN 1995a, 1995b). Paläontologische Untersuchungen (Diatomeen) liefern Hinweise auf die Gewässerökologie im Lauf der Sedimentationsgeschichte (z. B. KAHLHEBER *et al.* 2001). Im Vordergrund der sedimentologischen Untersuchungen in der vorliegenden Arbeit stehen die *Mares* von Oursi und Kissi, da dort auf die Ergebnisse der palynologischen Unter-

suchungen aufgebaut werden kann (BALLOUCHE & NEUMANN 1995a, 1995b, ANDRES *et al.* 1996, BALLOUCHE 1998, 2001). Zudem liegt mit den bestehenden AMS-¹⁴C-Datierungen der Seesedimente bereits ein chronologisches Gerüst vor, in das weitere Ergebnisse eingebunden werden können. Bei der Untersuchung der *Mare*-Sedimente stehen folgende Fragen im Vordergrund:

- Inwieweit ist die Situation des Mare d'Oursi repräsentativ für den Untersuchungsraum? Lassen sich auch aus den Sedimenten benachbarter *Mares* Informationen zur holozänen Klima- und Landschaftsgeschichte gewinnen oder liegt mit dem Mare d'Oursi eine Sondersituation vor?
- Fällt der Beginn der Sedimentation fluvial-limnischer Sedimente mit dem Klimawandel am Ende des ariden Ogolien zusammen oder gibt es ältere *Mare*-Sedimente aus einer dem Ogolien vorangegangenen Feuchtphase?
- Welche Rückschlüsse auf das Abfluss- und Transportverhalten im Einzugsgebiet ermöglicht die Sedimentstratigraphie und inwieweit ist diese paläoklimatisch und/oder landnutzungsabhängig zu diskutieren?
- Lassen sich mit sedimentologisch-geomorphologischen Ergebnissen die bisherigen landschafts- und klimageschichtlichen Interpretationen der palynologischen Untersuchungen untermauern?

Neben Kernbohrungen und Aufgrabungen in zentralen Stellen der Becken (Oursi und Kissi) wurden Untersuchungen zur Sedimentationsdynamik in den Randbereichen der *Mares* durchgeführt. Es wurden acht *Mares* in den sahelischen Provinzen Seno, Oudalan und Soum ausgewählt, die in den folgenden Kapiteln vorgestellt werden. Dem lag die Überlegung zugrunde, dass die Randbereiche der *Mares* als Kontaktzone der verschiedenen Prozesse (äolischer Eintrag, fluvialer Eintrag von äolischen Sedimenten oder Bodensediment, limnische Sedimente etc.) ungleich sensibler auf klimatische und nutzungsbedingte Veränderungen der umgebenden Flächen und Hänge reagiert haben müssen als die zentralen Bereiche der Becken.

6.2 Die zentralen Beckensedimente

Ausweislich palynologischer Prospektionen erwiesen sich die Sedimente der *Mares* bei Darkoy, Kouyera und Yomboli als stark oxidiert bzw. äußerst pollenarm (mdl. Mitt. A. BALLOUCHE). Es scheint also, dass mit dem Mare d'Oursi und bedingt dem Mare de Kissi eine Sondersituation vorliegt. ANDRES *et al.* (1996) führen dies bezüglich des Mare d'Oursi auf die lithologische Situation des Einzugsgebiets zurück, das zu einem großen Teil aus basischen Plutoniten besteht, deren Chemismus die Bildung von quellfähigen Dreischichttonmineralen (im Mare d'Oursi vorwiegend Smectite und Vermiculit) begünstigt. Diese sind vermutlich die Voraussetzung zur Erhaltung von Pollen in den Tonen.

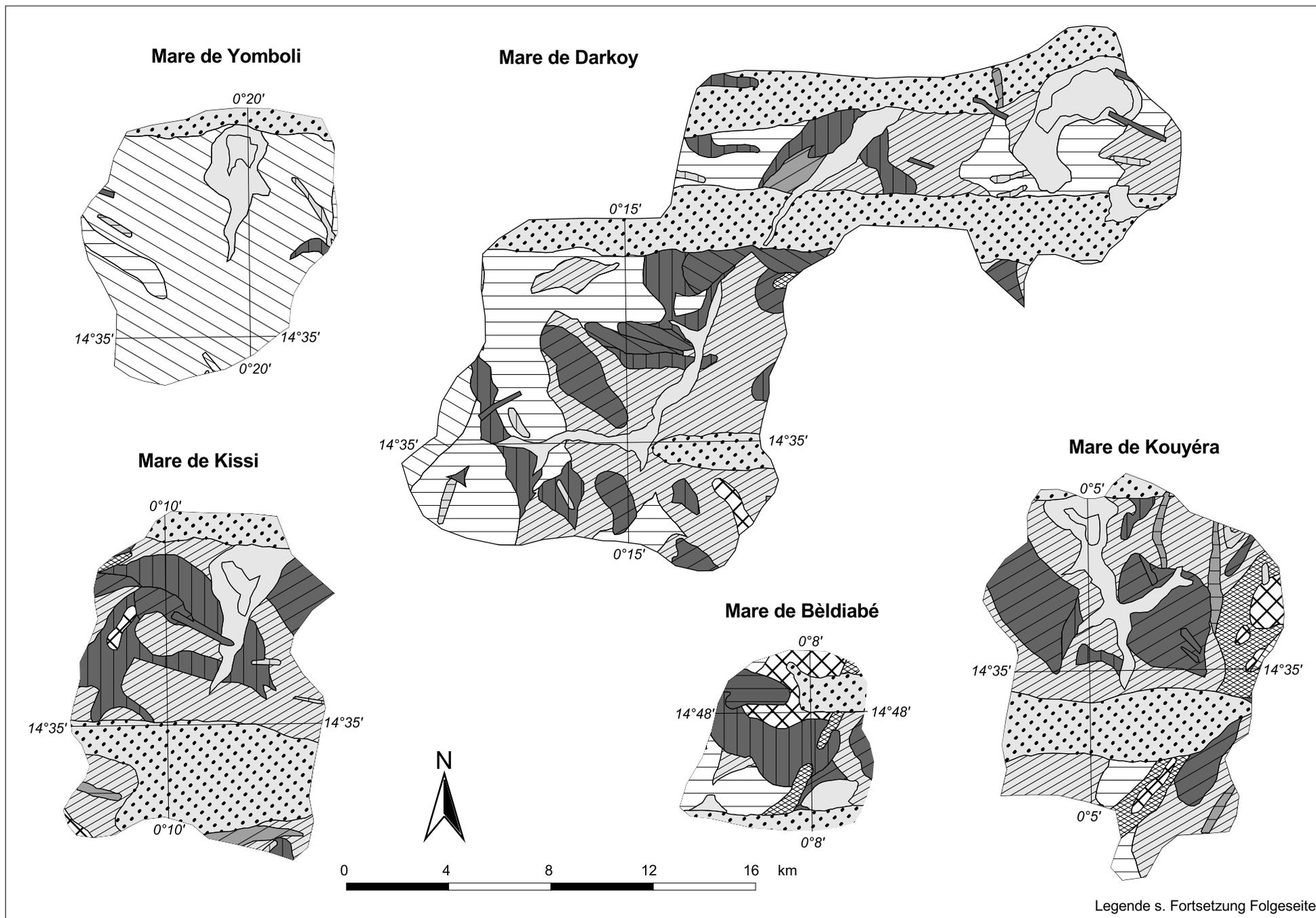
In Abb. 52 ist der geologische Untergrund der Einzugsgebiete der untersuchten *Mares* nördlich 14°30'N dargestellt. Demnach stammt die Mehrheit aller *Mare*-Sedimente aus den

Verwitterungsprodukten der präkambrischen Granite. Der Vergleich der absoluten Flächenanteile⁵ (Abb. 53) der in der geologischen Karte ausgewiesenen Gesteinseinheiten zeigt, dass die *Mares* geologisch sehr heterogene Einzugsgebiete haben. Mit Ausnahme des Mare de Yomboli, das mit seinem Einzugsgebiet fast ausschließlich über einem mittelpräkambrischen Granit liegt, finden sich in allen anderen Einzugsgebieten größere Flächen basischer Plutonite und Metamorphite (Gabbro, Diorit, Ortho-Amphibolit, Peridotit). Entsprechend kann bei der Verwitterung von der Freisetzung ausreichender Mengen Magnesium zur Bildung der stark quellfähigen Dreischichttonmineralen ausgegangen werden, und es ist anzunehmen, dass die mineralogische Zusammensetzung der Tone in den *Mares* weitgehend der im Mare d'Oursi entspricht.

Den deutlichsten Unterschied zwischen den zentralen Beckensedimenten der Region weist daher weniger der Tonmineralbestand auf, als vielmehr der prozentuale Tongehalt. Einzig im zentralen Bereich des Mare d'Oursi liegen die Tongehalte zwischen 70 und 80 Gew.-%, während es im Mare de Kissi nur knapp über 50 Gew.-% sind. Die Werte der anderen *Mares* liegen noch darunter, allerdings stammen die Ergebnisse dort meistens nicht aus den zentralen Beckenbereichen (vgl. Kap. 6.3). Im Mare de Soum (Kap. 6.3.7) werden Tongehalte über 60 Gew.-% erreicht, dort wurden aber keine pollenanalytischen Prospektionen durchgeführt. In diesen Tongehaltsdifferenzen liegt wahrscheinlich die Ursache für die vergleichsweise bessere Pollenerhaltung in den Sedimenten des Mare d'Oursi. Der höhere Tongehalt führt beim Austrocknen vermehrt zu einem Einschluss von Pollen unter Luftabschluss als in den lehmigeren Tönen der benachbarten *Mares*.

Als Ursache für die höheren Tongehalte in den zentralen Beckensedimenten des Mare d'Oursi bietet sich folgende Erklärung an: Der Flächenanteil der pleistozänen Dünen am Gesamteinzugsgebiet ist beim Mare d'Oursi – im Vergleich zu den anderen *Mare*-Einzugsgebieten – sowohl absolut als auch relativ gering (Abb. 53). Daraus lässt sich eine insgesamt geringere Sandfracht in den Zuflüssen ableiten, vor allem im Vergleich zu den *Mares*, deren Hauptzuflüsse im Süden der Einzugsgebiete größere Altdünengebiete anschneiden bzw. entwässern (Kissi, Darkoy, Kouyera in Abb. 52). Zu Beginn der Regenzeit, mit den ersten starken Abflussereignissen in den *Bas-fonds* und in den flachen Tiefenlinien innerhalb der *Mares* (vgl. Abb. 62b), können größere Mengen sandiger Fracht bis in die zentralen Bereiche der Becken transportiert werden. Erst mit dem Ansteigen des Wasserspiegels im Verlauf der Regenzeit lässt die Transportkraft des einströmenden Wassers bereits im Uferbereich nach, und die gröberen Sedimente werden dort akkumuliert.

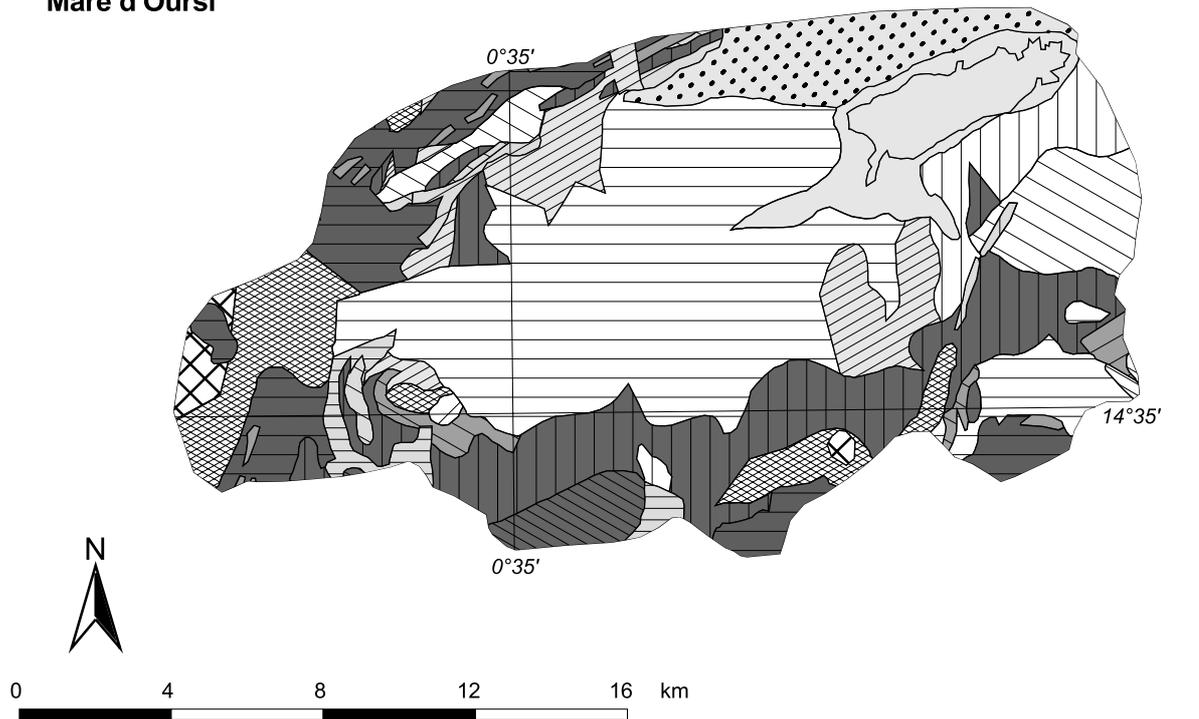
⁵ Die Flächengrößen wurden mit einem GIS aus der zuvor digitalisierten geologischen Karte errechnet.



Legende s. Fortsetzung Folgeseite

Abb. 52 Geologische Karten der Einzugsgebiete ausgewählter endorheischer Becken in NE-Burkina Faso.

Mare d'Oursi



Legende

- Fluviale und lakustrische Sedimente (Holozän)
- Dünen und äolische Sanddecken (Pleistozän)
- Dolerite, doleritischer Gabbro (Ganggestein)
- Quarz-Turmalin-Ganggestein
- Granit
- Gabbro
- Magnetit
- Alkalischer Granit (Granophyr)
- Alkalischer Granit (grobkristallin mit Biotit und Hastingsit)
- Kalkalkalischer Granit (feinkristallin)
- Kalkalkalischer Granit (mittelkristallin mit Biotit und Chlorit)
- Vulkanit (Andesit, Andesitbrekzie, Tuff)
- Rhyolit
- Quarzit
- Quarzit mit Muscovit und Sillimanit
- Quarzit mit Mangan und Spessartit
- Schiefer und Glimmerschiefer (Biotit, Muscovit, Andalusit)
- Diorit, Quarzdiorit
- Ortho-Amphibolit (Gabbro, Dolerit, Basalt, Tuff)
- Peridotit, Pyroxenit
- Orthogneis und Migmatit mit Amphibol und Biotit
- Biotitgneis (migmatisiert)
- Leptynit, Gneis, Rhyolit
- Granit mit Biotit und Amphibol
- Granit mit Biotit, z. T. pegmatoid und migmatisiert

Kartengrundlage:
 HOTTIN & OUEDRAOGO(1975):
 Carte géologique 1:1000 000;
 IGN Bl. Dori ND-30-XVIII;
 IGN Bl. Téra ND-31-XIII. 1:200 000
 Digitalisierung und Kartographie: M. Pecho

Abb. 52 (Fortsetzung)

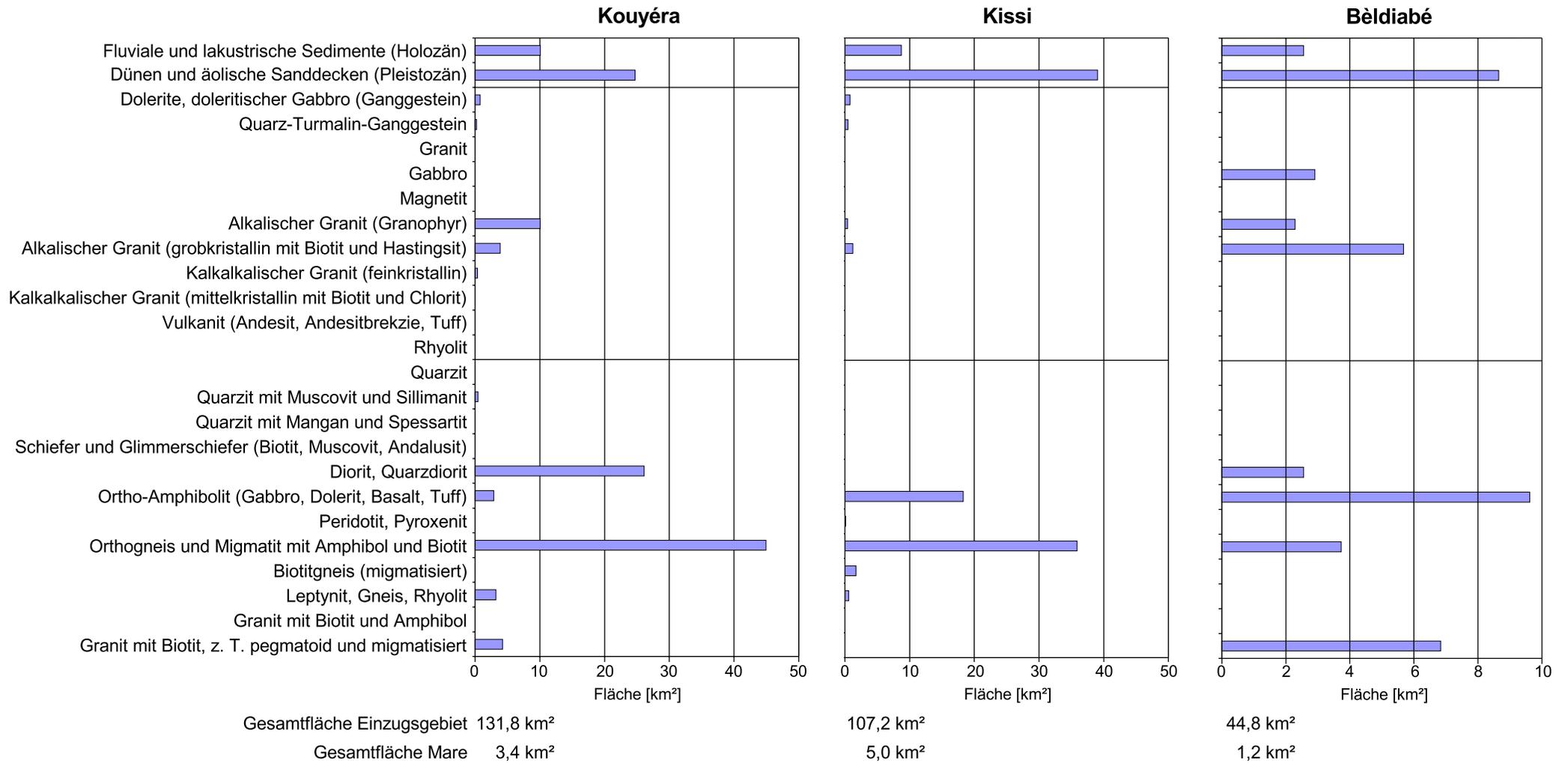
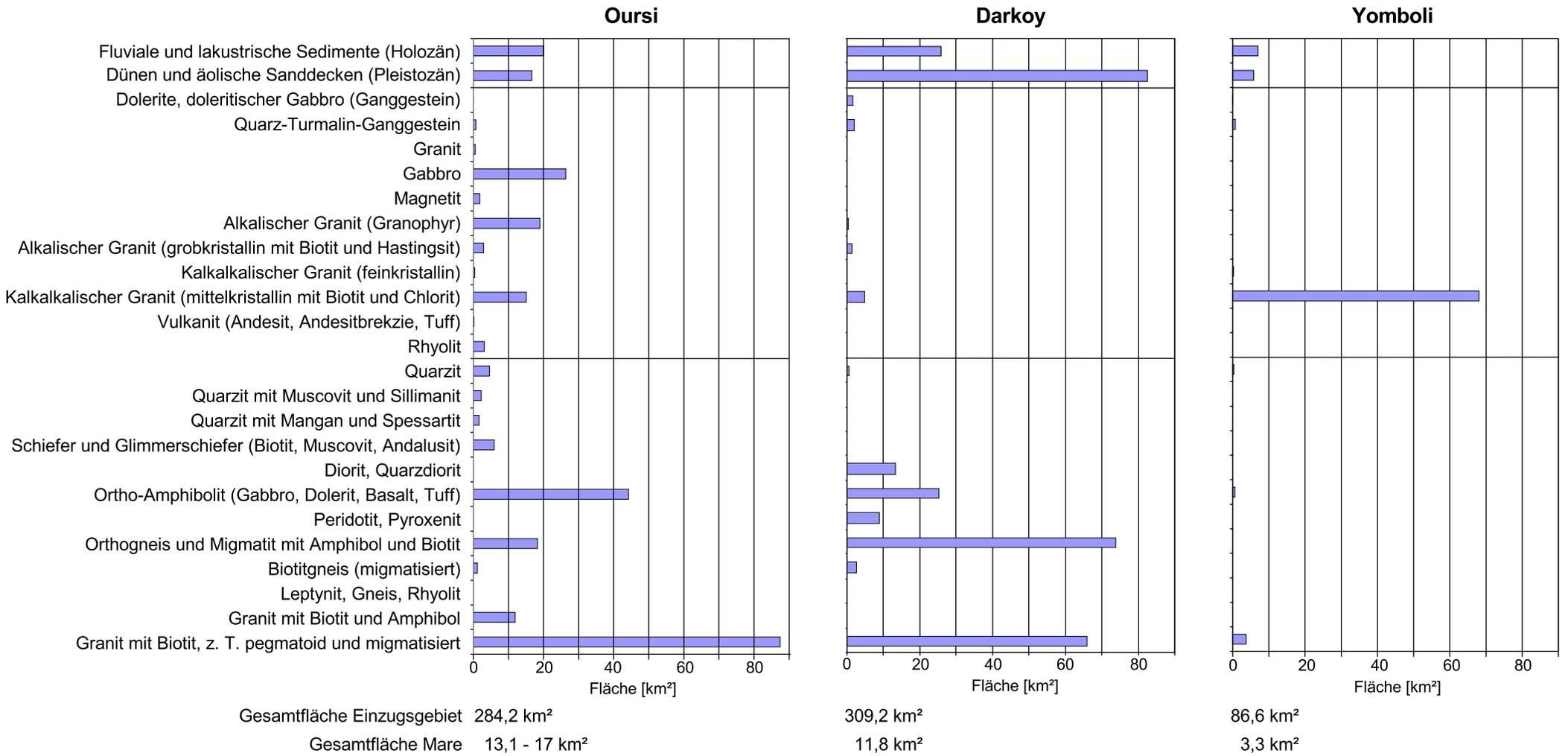


Abb. 53 Flächenanteile der Gesteinseinheiten in ausgewählten endorheischen Becken in NE-Burkina Faso.



(Abb. 53 Fortsetzung)

6.2.1 Mare d'Oursi

Im Norden wird das Becken mit dem Mare d'Oursi (bei ca. 14°40'N) von dem Dünenzug Oursi-Markoy begrenzt. Im Westen schließen sich (von N nach S) die Inselbergmassive des Tin Edja (501 m) und das Granitmassiv von Déou (360-380 m) an. Die Wasserscheide im Süden besteht aus einer Reihung von Inselbergen (Kolèl 450 m, Warga 450 m, Gouda 396 m) sowie einigen Flächenresten mit mächtigen Lateritkrusten (Kouni-Kouni 379 m). Im Osten ist die Wasserscheide flacher und wird von gering erhöhten granitischen Blockinselbergen bei Tounté eingenommen. Östlich davon schließt sich der N-S-verlaufende ehemalige Vorfluter (Wadi Gountouré) an (Abb. 54). Das von den Inselbergmassiven eingerahmte Glacis hat eine Ausdehnung von 5-10 km mit 0,5-1 % Gefälle und ist von flachen *Bas-fonds* geringer Breite (0,5-1 km) mit 1-2 m eingetieften Gerinnebetten durchzogen (JOLY *et al.* 1980: 9). Mit einer mittleren Ausdehnung von 13,1-17,6 km², einer Tiefe von maximal 2-2,5 m (POUYAUD 1986:58) und einem Einzugsgebiet von 284 km² ist das Mare d'Oursi der größte und wasserreichste periodische See der Region. Entsprechend groß ist auch seine Bedeutung als Wasserspeicher für die Bevölkerung und für die Versorgung der Viehherden, da es der einzige See ist, der in feuchteren Jahren nicht vollständig austrocknet.

Auf die Bedeutung des Mare d'Oursi als landschaftsgeschichtliches Archiv wurde eingangs hingewiesen. Die ausreichende Erhaltungssituation der Pollen in den tonigen Sedimenten ermöglicht Aussagen zur Vegetationsgeschichte bis in das Frühholozän (BALLOUCHE & NEUMANN 1995a, 1995b, ANDRES *et al.* 1996): Die ältesten fluvial-limnischen Sedimente haben ausweislich ¹⁴C-Datierungen ein Alter von maximal 9900 Kalenderjahren (8870 BP). Bis in das Mittelholozän wird aus dem Pollenspektrum eine geschlossene sahelische Grassavanne mit einigen Bäumen (*Acacia* sp.) und ab 3000 BP eine Öffnung der Vegetation abgeleitet, die als anthropogen induziert interpretiert wird (BALLOUCHE & NEUMANN 1995b). Das fast gänzliche Fehlen sudanischer Elemente während des Mittelholozäns steht im Widerspruch zu Untersuchungen benachbarter Sahelregionen und lässt ein fleckenhaftes Nebeneinander unterschiedlicher Vegetationsgesellschaften vermuten. Ein mit dem holozänen Klimawandel zu korrelierender, streng zonaler Vegetationswandel scheint demnach unwahrscheinlich (BALLOUCHE & NEUMANN 1995a). Die Zunahme bestimmter Kräuter auf Kosten des Grasanteils, und die Zunahme von Combretaceen ab etwa 3000 BP werden von BALLOUCHE & NEUMANN (1995a, 1995b) als Beginn einer Feld-Brache-Wirtschaft angesehen (dazu auch NEUMANN *et al.* 1996). Diese Interpretation ist allerdings nicht unwidersprochen. So tendieren KAHLHEBER *et al.* (2001) unter Einbeziehung von Funden aus archäologischen Grabungen auf dem benachbarten Altdünenzug und Untersuchungen an Diatomeen aus den *Mare*-Sedimenten zu einer Neuinterpretation, wonach die Veränderung des Pollenspektrums eher einen klimatischen Wandel zu mehr Aridität widerspiegelt. Zur Untermauerung werden die etwa 4000 Jahre alten Fischfunde einer archäologischen Grabung herangezogen, die ausweislich zoologischer Untersuchungen auf sauerstoffreiches, relativ tiefes Wasser verweisen, während die

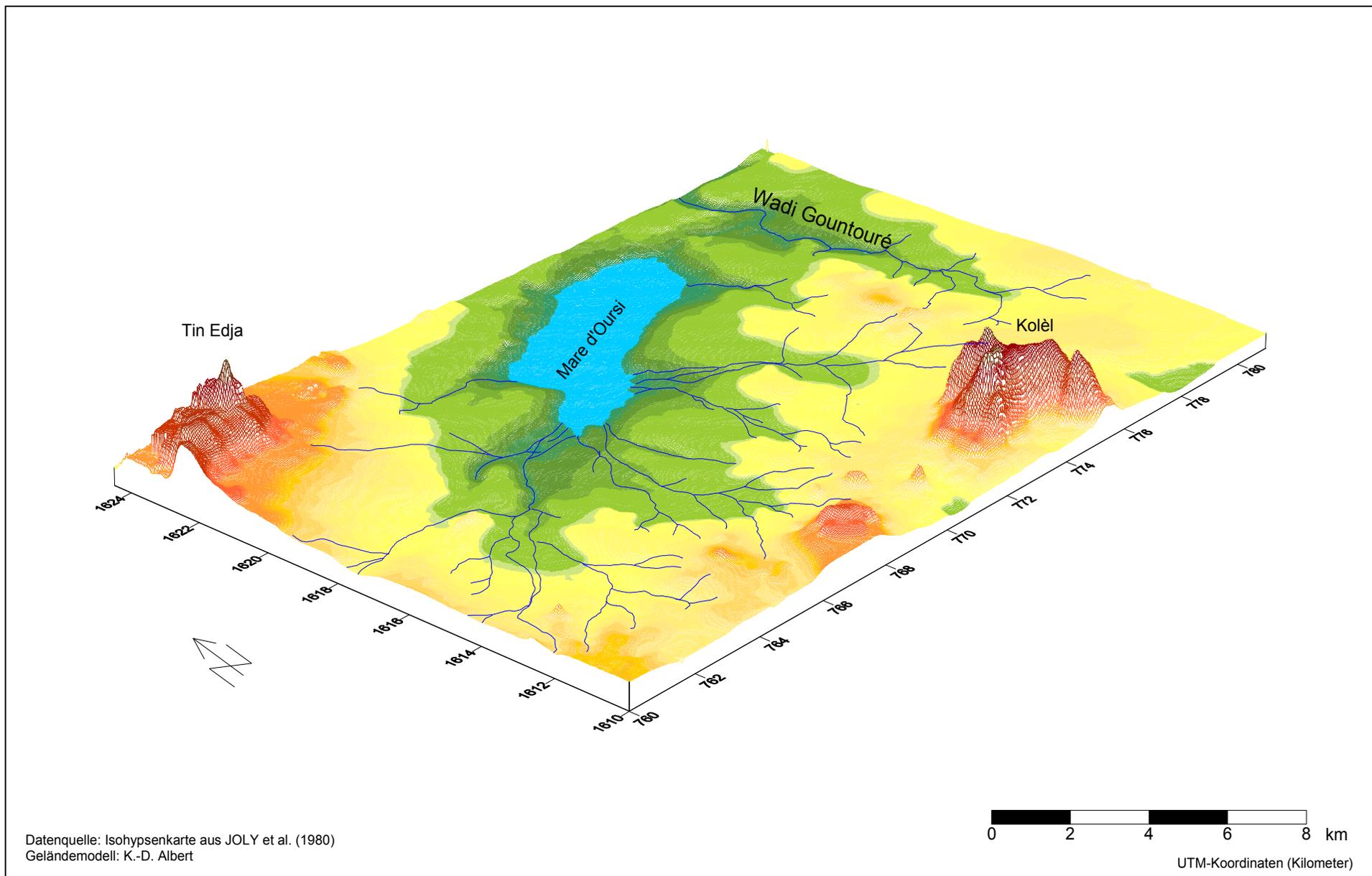


Abb. 54 Einzugsgebiet des Mare d'Oursi - stark überhöhtes Geländemodell (Blickrichtung nach NE).

in den jüngeren (eisenzeitlichen) Straten vorkommenden Fischarten eher dem heutigen Milieu (vergleichsweise flaches Wasser, sauerstoffarm) entsprechen. Zudem kann die Änderung der in den *Mare*-Sedimenten erhaltenen Diatomeen-Arten vor etwa 3200 Jahren ebenfalls klimatisch interpretiert werden (KAHLHEBER *et al.* 2001: 157-158).

Für die Erweiterung der bisherigen Pollenstratigraphie, zu pedologischen Prozessen im Sedimentkörper, sowie zur Konsolidierung der Altersstellung wurde eine Profilgrube in den Sedimenten des Mare d’Oursi angelegt (in Zusammenarbeit mit A. Ballouche). Die Grabung liegt in der Nähe der Bohrung BS-2 (vgl. ANDRES *et al.* 1996). Die Probleme der Sedimentverpressung durch die Rammkernsondierungen konnten so umgangen und ungestörte, orientierte Proben entnommen werden. Nach einer ersten Durchsicht des palynologischen Inventars wurde auf eine weitere Bearbeitung vorerst verzichtet, da der Erhaltungszustand und die Anzahl der Pollen in den Sedimenten wenig vielversprechend ist (mdl. Mitt. A. BALLOUCHE). Abb. 55 zeigt schematisch den Profilaufbau (vgl. OM4 in Anhang A und Abb. 56).

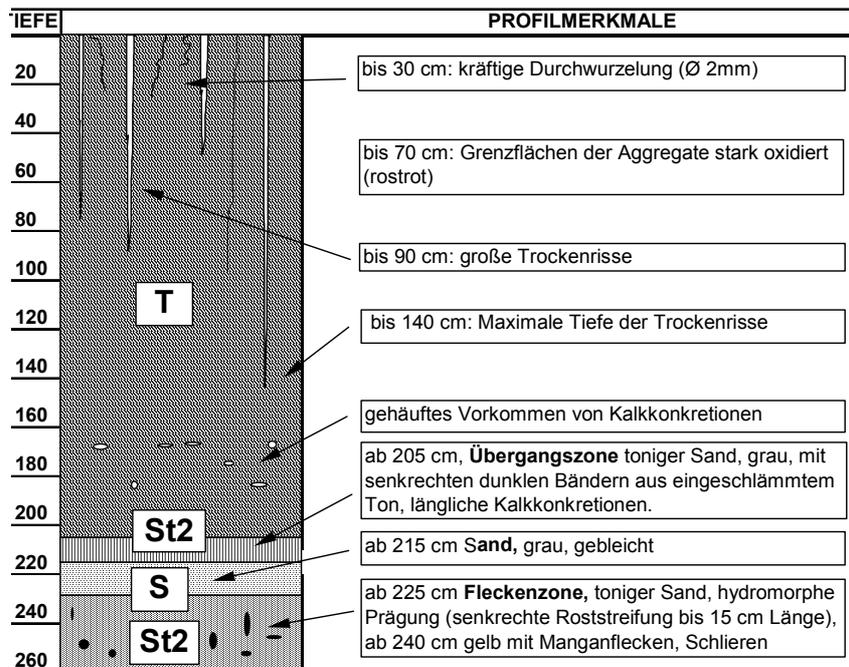


Abb. 55 Schematisches Profil der Grabung OM4 (Mare d’Oursi).

Die Oberfläche ist durch polygonale Trockenrisse gekennzeichnet, die bis 90 cm Tiefe deutlich ausgeprägt sind. Schmalere Trockenrisse sind bis 140 cm Tiefe zu beobachten. Die Tonschicht ist komplett durchwurzelt. Bis 30 cm Tiefe sind kräftige Wurzeln bis 2 mm Durchmesser ausgebildet, darunter kommen feinere Wurzeln von 1 mm Durchmesser bis 1 m Tiefe vor, in geringerer Anzahl durchdringen sie den Ton bis zum Sand im Liegenden. Bis 70 cm sind die Grenzflächen der Aggregate stark oxidiert (rostrot). Unterhalb der tiefsten Trockenrisse folgt bei 150 cm eine Häufung von Rostflecken. Zwischen 172 cm und 185 cm treten Kalkkonkretionen auf; die Tone sind sonst nahezu karbonatfrei.

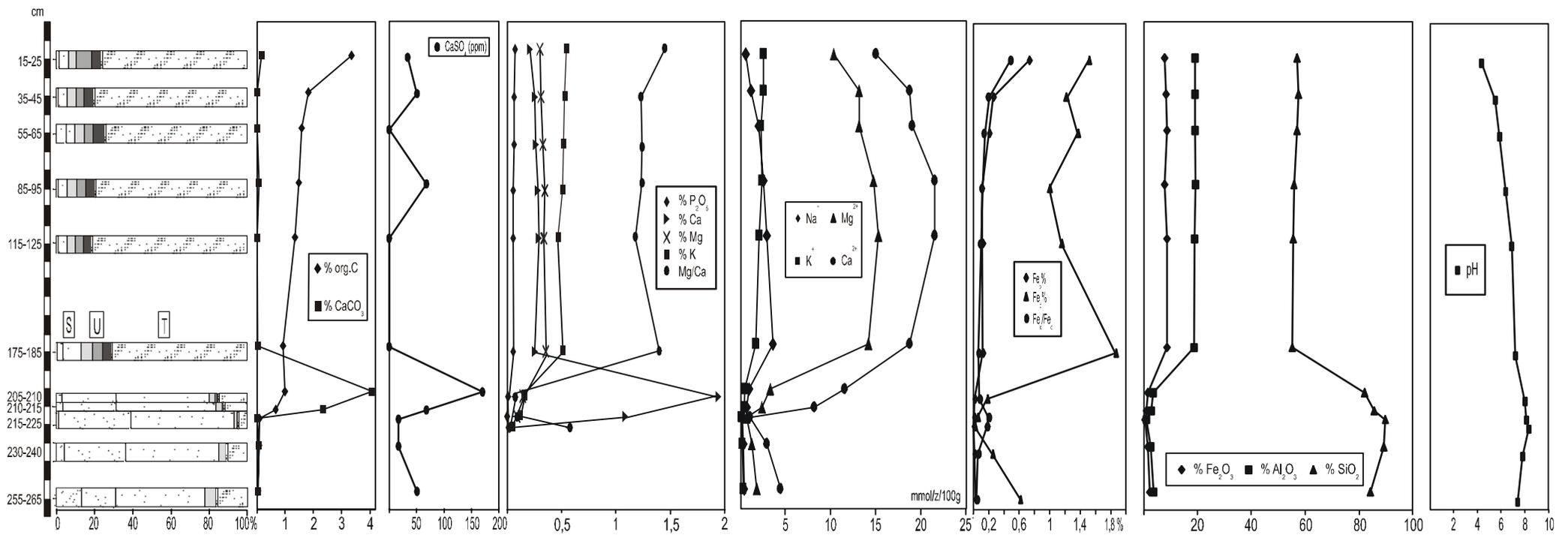


Abb. 56 Grabung im zentralen Bereich des Mare d'Oursi (OM4) – grafische Darstellung der Sedimentanalysen.

Die Laborergebnisse (OM4 in Abb. 56 und Anhang A) zeigen keine signifikanten Unterschiede innerhalb der Tonschicht. Die Kationenaustauschkapazität ist gleichmäßig hoch vor allem durch die hohe Mg- und Ca-Belegung der Vermiculite und Smectite. Bis ca. 1 m Tiefe sind geringe Mengen Gips akkumuliert. Der Anteil der organischen Substanz erreicht nur in den oberen Dezimetern höhere Werte und liegt trotz der dunklen Bodenfarben unter 2 %. Der Anteil der pedogenen Eisenoxide ist gleichmäßig hoch bei geringem Aktivitätsgrad. Lediglich im oberen (jüngsten) Profilabschnitt existieren größere Mengen schlecht kristallisierter Oxide und ein entsprechend hoher Aktivitätsgrad. Die Sande setzen in 205 cm Tiefe im Liegenden ein. Die Übergangszone aus grauem tonigem Sand ist durch dunkle, senkrechte Bänder aus eingeschlammtem Ton und senkrechte längliche Kalkkonkretionen gekennzeichnet. Sie ist zweigeteilt in einen oberen, tonigeren Bereich mit Kalkkonkretionen (205-210 cm) und einen unteren Bereich (210-214 cm) aus lockerem grauem Sand mit dunklen Längsstreifen. Die Ergebnisse der Sedimentanalysen verdeutlichen den rapiden Substratwechsel: Rückgang der Oxide, der organischen Substanz und der Austauschkapazität, Zunahme der Karbonate, pH-Wert und Quarz. Im Liegenden folgt ein grauer gebleichter Sand, der bei 225 cm in eine Fleckenzone mit bis zu 15 cm langen senkrechten Roststreifen übergeht. Ab 240 cm ist der Sand (St2) vollständig gelb-orange.

Die markante Zweiteilung der Stratigraphie der Sedimente verdeutlicht den Wandel der klimagesteuerten geomorphologischen Prozesse. Die Sande im Liegenden wurden nach OSL-Datierung (HDS 565) von 18.4 ± 1.0 ka eindeutig während der spätpleistozänen Trockenperiode (Ogolien) abgelagert. Die Verflachung der Kornverteilungskurve (Abb. 57) im Bereich der äolischen Hauptfraktion (ffS-fmS) lässt auf ein Residuum nach Ausblasung der äolisch sensiblen Korngrößen schließen. Der Beginn der bis heute anhaltenden feinklastischen Sedimentation markiert den Übergang von äolischer Dynamik zu limnischer Sedimentation (Stillwasserfazies) und somit den Klimawandel.

Die ^{14}C -Datierungen von 983 ± 31 BP (cal. BP 932-909), 1750 ± 31 BP (cal. BP 1703-1607) und 3930 ± 36 BP (cal. BP 4414-4346, 4327-4299) lassen sich gut in die ältere ^{14}C -Chronostratigraphie integrieren (Tab. 8). In Abb. 58 sind alle aus dem Mare d'Oursi gewonnenen ^{14}C -Datierungen gegen die Tiefe aufgetragen. Als Ursache der Verjüngung der ^{14}C -Alter in den liegenden Sedimenten (Daten aus BALLOUCHE & NEUMANN 1995b: 21) vermuten ANDRES *et al.* (1996) Vermischung durch Peloturbation. SCHARPENSEEL *et al.* (1986: 278) fanden bei Reihenuntersuchungen an Vertisolen (der Rep. Sudan) Verjüngungen der ^{14}C -Daten durch den Vertikaltransport nur innerhalb der Schrumpfrisstiefe. Unterhalb der Risstiefe war eine starke Zunahme der Alters-Tiefen-Interdependenz festzustellen. TEHET *et al.* (1990: 253) beschreiben ebenfalls Verjüngung von aus organischer Substanz gewonnenen ^{14}C -Daten in den liegenden Sedimenten von Dünen-depressionen (Manga Plains, S-Niger), führen diese aber auf Verlagerung leicht löslicher organischer Komponenten in den dort allerdings überwiegend sandigen Sedimenten zurück.

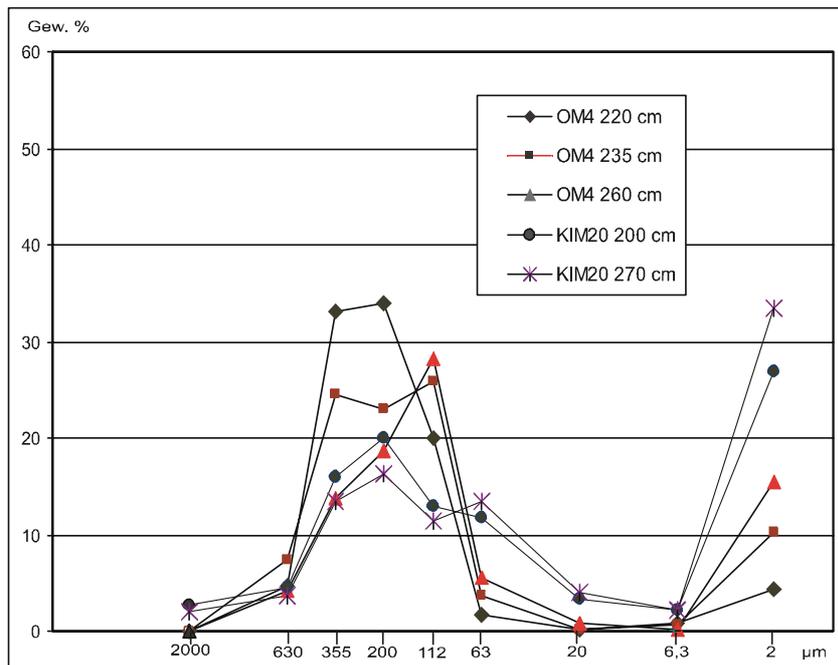


Abb. 57 Kornverteilungskurven, Basissande des Mare d'Oursi und Mare de Kissi.

Tab. 8 Übersicht der Datierungsergebnisse aus dem Mare d'Oursi.

Tiefe (cm)	Profilnr.	Labornr.	AMS ¹⁴ C-Alter	Kalenderjahre
58	BS2	Utc 2921	610 ±40	cal AD 1305-1368, 1372-1403
60	OM4	Utc 5760	983 ±31	cal BP 932 - 909
120	OM4	Utc 5761	1750 ±31	cal BP 1703 - 1607
130	BO2	Utc 3533	2760 ± 60	cal BP 2921-2907, 2889-2776
159	BS2	Utc 2211	2850 ±50	cal BP 3043-2925, 2915-2882
178	BS2	Utc 2922	3130 ±80	cal BP 3445-3435, 3401-3254
180	OM4	Utc 5762	3930 ±36	cal BP 4414-4346, 4327-4299
224	BS2	Utc 3198	8870 ±70	cal BP 9961-9854, 9704-9696
275	BS2	Utc 2311	7720 ±80	cal BP 8570-8401
223	OM4	HDS 565	—	ka v.H.18.4 ±1.0

(Profil BS2: Daten aus BALLOUCHE & NEUMANN 1995b, Profil BO2: NEUMANN, MÜLLER-HAUDE unveröffentlicht)

Trotz der Berücksichtigung diverser Fehlerquellen verweist der Trend der Tiefenfunktion der Sedimentalter auf eine Zunahme der Sedimentationsrate im jüngeren Holozän (Abb. 58). Diese ist als Folge verstärkter Bodenerosion auf den Flächen im Einzugsgebiet des Sees im jüngeren Holozän zu interpretieren, zumal sich diese Feststellung mit den Untersuchungen von JOLY *et al.* (1980) deckt, die sämtliche gegrabenen Profile der Glacis im Einzugsgebiet des Mare d'Oursi als gekappt beschreiben.

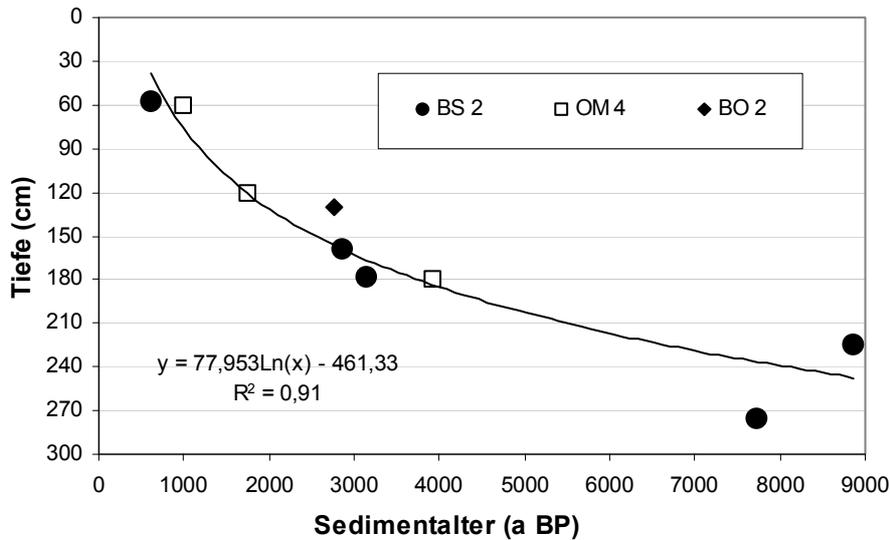


Abb. 58 Tiefenfunktion der ¹⁴C-Alter (Mare d'Oursi).

6.2.2 Mare de Kissi

Das Mare de Kissi liegt am Südrand des Dünenzugs von Oursi-Markoy (etwas südlich von 14°40'N). Sein Einzugsgebiet umfasst eine ausgedehnte Flachlandschaft aus Orthogneisen und Ortho-Amphiboliten und reicht im Süden bis in die verflachten Altdünen bei Beiga. Im Osten ist es durch eine flache Wasserscheide vom Einzugsgebiet des Mare de Kouyèra getrennt, im Westen bildet ein Inselbergrücken aus Granit streckenweise die Wasserscheide (Abb. 52 und Abb. 30). Die mittlere Ausdehnung des *Mare* beträgt 4,2-5 km², die des Einzugsgebiets 107,2 km² (Abb. 53). Hydrologisch steht das Mare de Kissi, ebenso wie das benachbarte Mare de Kouyèra, über eine episodisch durchflossene Tiefenlinie mit dem nördlich gelegenen Mare de Darkoy in Verbindung.

Aus den fluvial-limnischen Sedimenten des Mare de Kissi liegen ebenfalls palynologische Ergebnisse vor, sie erreichen aber nicht die zeitliche Tiefe des Pollenprofils von Oursi: BALLOUCHE (1998, 2001) interpretiert die Auflichtung der Baumvegetation am Ufer des Sees und den Rückgang der perennen Gräser in den letzten 500 Jahren als anthropogenen Einfluss auf die Vegetationszusammensetzung aufgrund zunehmender Beweidung. Die mindestens bis in die mittlere Eisenzeit zurückreichende Siedlungs- und Nutzungsgeschichte in der Umgebung des Sees ist durch Ausgrabungen eines Gräberfeldes und eisenzeitlicher Siedlungshügel auf dem benachbarten Dünenzug belegt (Kap. 4.3.4).

In den zentralen Bereichen des *Mare* wurden Profile aus zwei Bohrungen und einer Grabung aufgenommen. Im Verlauf der Trockenzeit werden von den Viehhaltern in den *Mares* Brunnen gegraben. Dem sinkenden Grundwasserspiegel folgend werden die meisten Brunnen bis in die länger wasserführenden Sande im Liegenden der limnischen Sedimente abgeteuft. Die aufgeschlossenen Sedimente eines solchen Brunnens konnten zu Beginn der Regenzeit (Juli 1999) beprobt werden. Der Profilaufbau ist in Abb. 59 dargestellt (KIM 20, Anhang A).

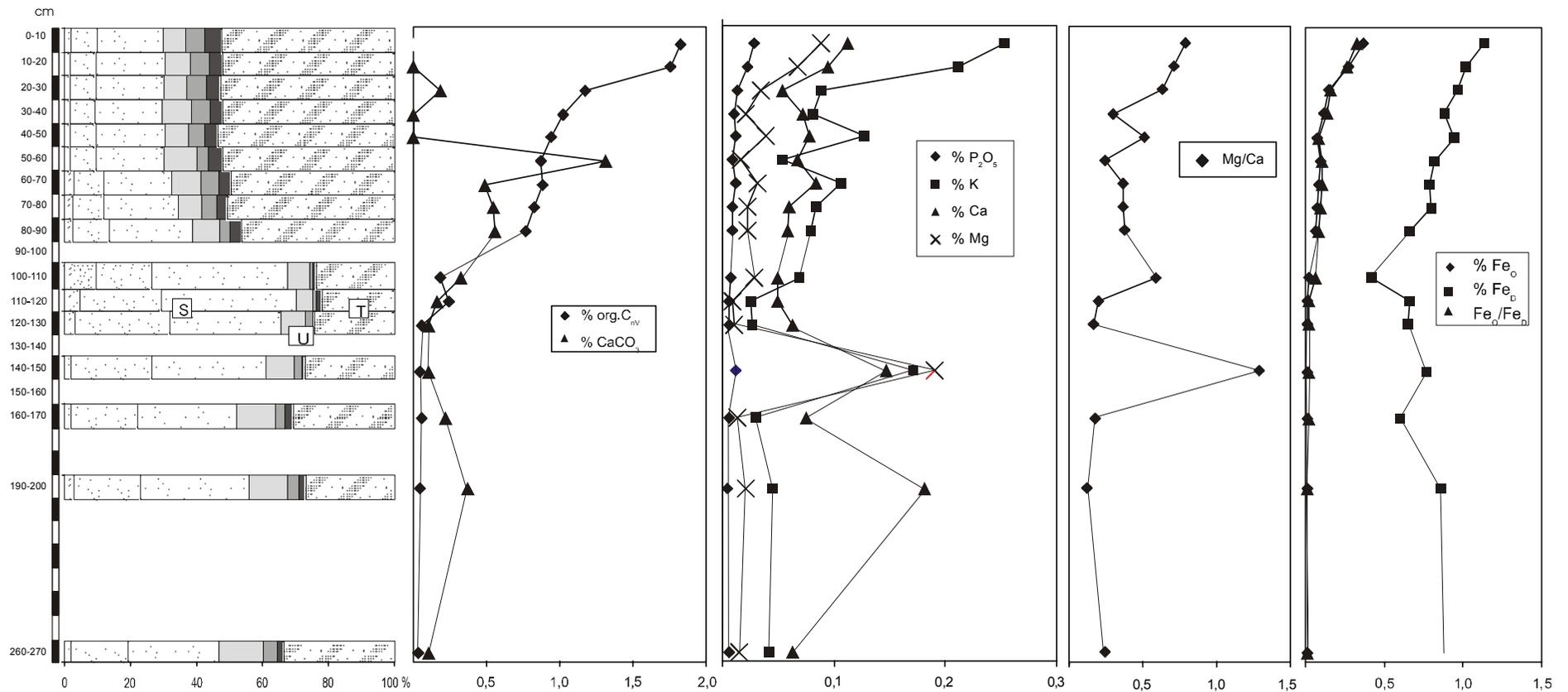


Abb. 59 Brunnengrabung im zentralen Bereich des Mare de Kissi (KIM20) – grafische Darstellung der Sedimentanalysen.

Die fluvial-limnischen Sedimente erreichen eine Mächtigkeit von etwa einem Meter. In den oberen 90 cm ist die Textur sehr homogen, die Sedimente sind aber insgesamt sandiger (T1) als die des Mare d'Oursi. Die Grenze zu den sandigen Sedimenten im Liegenden liegt zwischen 90-110 cm Tiefe. Unterhalb 90 cm geht auch der Anteil organischer Substanz deutlich zurück. In 110-120 cm Tiefe sind senkrechte, längliche Toneinschlammungen erkennbar, wie sie auch im Liegenden der Tone im Mare d'Oursi vorkommen. Der Kalkgehalt erreicht zwei Maxima: zwischen 60-80/90 cm und weniger deutlich bei 200 cm. In beiden Tiefen kommen Kalkkonkretionen vor. Die Tiefenveränderung der verwertbaren Alkalien und Erdalkalien und des Gesamt-Phosphats ist sehr gleichlaufend, allgemein ist eine Abnahme der Werte mit der Tiefe zu beobachten. Kleinere Oszillationen der Kurve kommen bei ca. 50-70 cm vor, ein deutlicher *peak* aller Werte liegt bei 150 cm. Das pedogene Eisen (Fe_D) ist im ganzen Profil recht hoch und nimmt mit der Tiefe leicht ab, das Minimum wird bei 110 cm erreicht. Der Anteil des oxalatlöslichen Eisens nimmt mit der Tiefe kontinuierlich ab und bleibt unterhalb 120 cm auf einem gleichmäßig geringen Niveau. Die sandigen Sedimente sind bleich- und rostfleckig. An der Basis, im aktuellen Grundwasserniveau, dominiert zunehmend die Gelbfärbung durch Fe-Oxide. Insgesamt wird die Grenze zwischen den limnischen Sedimenten und dem sandigeren Liegenden durch die Analyseergebnisse weniger deutlich abgebildet als im Mare d'Oursi.

Im Nordwestteil des *Mare*, am Rand einer Restwasserfläche nur ca. 200 m vom dünen-seitigen Ufer entfernt, wurde eine vergleichbare Sedimentabfolge erbohrt. Sowohl die Tiefenänderung der Textur als auch die Verteilung der Kalkanreicherungen in 50 cm und 150 cm Tiefe sind mit denen der Brunnengrabung identisch. Daneben gibt es innerhalb des *Mare* auch abweichende Sedimentabfolgen: Die Bohrung KIM 8 (Anhang A), ca. 300-400 m vom Ufer entfernt, erbrachte ein tonig-sandiges Sediment, dessen Textur mit der Tiefe relativ homogen bleibt. Kennzeichnend sind Tongehalte um 30 %, Schluffwerte zwischen 13 % und 18 % bei leichter Feinsanddominanz und ein fühlbarer Grobsandanteil. Die Korngrößenzusammensetzung des Profils entspricht eher den liegenden Sedimenten der Brunnengrabung (KIM20) ab etwa 90 cm Tiefe. Die mit 50 % Ton deutlich tonigeren Sedimente fehlen hier. Auffällig ist auch der hohe Kalkgehalt an diesem Standort, der bereits in den oberen Dezimetern auftritt und an Basis des Profils (in ca. 170 cm Tiefe) annähernd einen Kalkhorizont bildet.

Trotz der noch beachtlichen Entfernung macht sich hier der Einfluss des Dünenzugs bemerkbar. Die Sedimente entsprechen eher denen der dünenseitigen Randbereiche der *Mares* (vgl. Kap. 6.3). Wahrscheinlich wurde mit diesem Standort eine flache Erhebung (Sandinsel) erfasst, die bereits vor der Entstehung des *Mare* bestand, und die erst in jüngerer Zeit von fluvial-limnischen Sedimenten überdeckt wurde.

6.2.3 Diskussion zur paläoökologischen Implikation der zentralen Beckensedimente

Bei der paläoökologischen Interpretation der *Mare*-Sedimente ist die stark schwankende Wasserführung in den Seen – sowohl kurzfristig periodisch im Jahresgang als auch langfristig im Verlauf des Holozän – zu berücksichtigen. Dabei muss von wechselnden Domi-

nanzverhältnissen sedimentologischer und pedologischer Prozesse ausgegangen werden: (1) Während der regenzeitlichen „Seephassen“ dominiert die Sedimentation von fluvial und äolisch eingetragener Fracht und es herrschen limnische Bedingungen am Seegrund. (2) Während der Trockenzeiten und in den Übergangszeiträumen dominieren mit der Durchfeuchtung am Beginn und der sukzessiven Austrocknung am Ende der „Seephassen“ in den Beckensedimenten pedogenetische Prozesse.

Das wiederholte Überfluten und Austrocknen des Seegrundes hat abwechselnd deszendente und aszendente Wasserbewegung im Sedimentkörper zur Folge. Hinzu kommen noch laterale Grundwasserbewegungen, z. B. in die Sande der Altdünen hinein. Im Gegensatz zu einem dauerhaft wasserführenden See, in dem es nur in den oberen Dezimetern des Seesediments zum Stoffaustausch zwischen Wasserkörper und Sediment kommt und bei fortschreitender Sedimentation die Liegendsedimente konserviert werden, die somit den jeweiligen Zustand des Sees und dessen Umgebung repräsentieren, müssen bei den regelmäßig austrocknenden *Mares* Stoffverlagerungen entsprechend der Wasserbewegung im Sediment berücksichtigt werden. Dies gilt vor allem für die Salze und Karbonate und auch für die pedogenen Oxide, deren Verteilung den jährlichen Wassergehaltsschwankungen folgt. Die tiefen Trockenrisse ermöglichen die ungehinderte Infiltration der gelösten Stoffe mit dem Sickerwasser. Salze und Karbonate stammen dabei sowohl aus dem Einzugsgebiet und werden mit dem Oberflächenabfluss und *Interflow* in die *Mares* eingetragen als auch aus der Atmosphäre, wo sie von den Niederschlägen ausgewaschen werden.

Im Mare d'Oursi erfolgt die Ausfällung im Liegenden der Tone, in den sandigeren Sedimenten unterhalb 205 cm, da dort CO₂ in größere Poren entweichen kann und der CO₂-Partialdruck sinkt (vgl. EITEL 1994:14). Analog findet sich in gleicher Tiefe auch das Gipsmaximum. Dies unterstreicht die Bedeutung des Substratwechsels (Porenverteilung, Druck) für die pedogenetischen Prozesse. In homogenem Substrat wäre bei „normaler“ Tagwasserkarbonatisierung das Gipsmaximum unterhalb des Kalkmaximums zu erwarten (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1982: 381). Ausfällung durch Übersättigung der Bodenlösung mit CaCO₃ infolge der Verdunstung nach dem Ende der Regenzeit scheint in den Tonen nur untergeordnet aufzutreten. Zumindest sind die oberflächennaheren Sedimente, in denen mit dem Austrocknen des *Mare* kapillarer Aufstieg und Verdunstung zur Ausfällung von Karbonaten führen könnte, fast kalkfrei. Einzig die zwischen 172 cm und 185 cm vermehrt auftretenden harten Kalkkonkretionen ließen sich nach BLÜMEL (1991, 1981) als frühere „paläoökologische Stabilitätsphasen“ mit im Mittel höher anstehendem Grundwasser interpretieren. Da dieser Profilabschnitt ansonsten kalkfrei ist, spiegeln die Kalkkonkretionen nicht die gegenwärtige Dynamik wider. Dem steht aber die Vermutung entgegen, dass Konkretionen im unteren Abschnitt von Vertisolen infolge der Quellung und Schrumpfung aufwärts gewandert sein können (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1982: 441, BERTRAND 1998: 162). Im Mare de Kissi fallen Kalkmaxima und Kalkkonkretionen zusammen und liegen bereits im oberen Meter der fluvial-limnischen *Mare*-Sedimente.

Der häufig für das relative Alter von Böden herangezogene Aktivitätsgrad (Fe_O/Fe_D) ist erwartungsgemäß in den hangenden Sedimenten am höchsten. Dort werden die höchsten

Fe₀-Gehalte erreicht, was auf den Eintrag von Eisen aus der Verwitterung der weit verbreiteten Laterite im Einzugsgebiet resultiert (vgl. HAMMER 1994: 37). Der geringfügig höhere Aktivitätsgrad in den vergleyten Basissanden (Mare d'Oursi), ist auf die unvollständige Fe_D-Extraktion aus konkretionär vorliegenden Oxiden zurückzuführen (HAMMER 1994: 39). Im Umkehrschluss ließen niedrige Aktivitätsgrade auf reliktsche Gleymerkmale schließen (vgl. THIEMEYER 1997). In den vergleyten Basissedimenten der *Mares* ist der Aktivitätsgrad insgesamt allerdings vergleichsweise niedrig, trotz rezenter Gleydynamik.

Die Textur (sehr hoher Tonanteil), der Tonmineralbestand (Smectite, Vermiculit) und der Chemismus (hoher Al₂O₃- und Fe₂O₃-Gehalt) belegen die Herkunft der Sedimente aus der denudativen Abtragung der Glacis und der Inselberghänge. Der Eintrag von Sedimenten aus dem Dünenzug in die zentralen Bereiche der Becken war während des gesamten Holozäns – zumindest für das Mare d'Oursi – von untergeordneter Bedeutung. Der Anteil und die Bedeutung äolischer Suspensionsfracht (Stäube aus Ferntransport bzw. regionalen und überregionalen Quellen), ist zu berücksichtigen (Kap. 7), muss aber für alle *Mares* gleichermaßen gelten und sich daher auch in den Sedimenten gleichartig niederschlagen.

Der mögliche Einfluss der frühen Landnutzung lässt sich in der Stratigraphie der zentralen Beckensedimente nicht nachweisen. Ausweislich aller archäologischen Befunde zur frühen Landnutzung, waren es nämlich stets die Altdünen, die den wichtigsten Wirtschafts- und Siedlungsraum der Bevölkerung darstellten. Nach bisherigem Kenntnisstand kann frühestens mit der zunehmenden Nomadisierung zum Ende des 15. Jh. n. Chr. von einem verstärkten *human impact* auf den Glacis ausgegangen werden. Die Phosphat-Werte (Gesamtgehalte) liegen in Kissi deutlich unter denen von Oursi: In beiden Profilen, ist aber eine Zunahme der Werte vom Liegenden zum Hangenden festzustellen. Die limnischen Sedimente von Oursi liegen mit Werten von 0,5 g/kg und höher immerhin in dem Bereich, der von GOSCHIN (1984) auf neolithischen Steinplätzen der Sahara gemessen wurde. (Die Untersuchung bezieht sich ebenfalls auf die Methode nach BLECK 1976.) Die Werte lassen sich daher einerseits als Hinweis auf verstärkte Nutzung (hier vor allem zunehmender Viehbesatz innerhalb des *Mare* nach der Regenzeit) interpretieren, liegen aber andererseits noch im normalen Wertebereich für kolluviale Sedimente in Senken (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 262).

Unberücksichtigt bleibt bislang die Bedeutung der frühen Eisenverhüttung, über deren Umfang und ihre landschaftsökologischen Folgen in der Region bislang wenig bekannt ist (vgl. PELZER *et al.* im Druck).

Ob die Zunahme der Morphodynamik im Einzugsgebiet klimatische Ursachen hatte, wie KAHLHEBER *et al.* (2001) diskutieren, lässt sich nicht mit Sicherheit bestimmen. Zumal sich die Frage stellt, ob der Wandel der limnischen Situation im Mare d'Oursi von einem perennierenden zu einem saisonalen Gewässer, wie er aus den Fischfunden und Diatomeen ableitbar ist (KAHLHEBER *et al.* 2001: 158), allein klimatisch zu erklären ist. Dem wird die These gegenübergestellt, dass die Veränderung der hydrologischen und damit limnologisch-ökologischen Bedingungen in den *Mares* eine Folge des Sedimentationsgeschehens

im Verlauf des Holozän ist: (1) Es gibt im heutigen Uferbereich innerhalb der Dünensande keine Hinweise auf einen ehemals höher gelegenen Wasserspiegel (vgl. Kap. 6.3.1). Dies müsste durch Einschaltungen fluvial-limnischer Sedimente in den verflachten Altdünen repräsentiert sein. Es gibt auch keine organogenen Relikte ehemaliger Uferbereiche, die auf einen längeren Zeitraum mit stabilen Seespiegelständen hinweisen würden, wie z. B. die aus der Südsahara (E-Niger) zu Bänken verbackenen Rhizokonkretionen als Nachweis ehemaliger, von dichter Vegetation bestandener Flachwasserbereiche am Rand von (holozänen) Paläoseen in Altdünengebieten (FELIX-HENNINGSSEN 1997). (2) Ein perennierend höher gelegener Wasserspiegel des Mare d'Oursi ist recht unwahrscheinlich, da das *Mare* an seinem Ostrand einen Abfluss zum Wadi Gountouré besitzt, der zwar heute durch rezente (?) Überwanderung von Dünensand ca. 5 m über der Mittelwasserlinie liegt, davor aber durchaus (episodisch) durchflossen wurde. Zumindest ist die zum Gountouré entwässernde Tiefenlinie im Gelände noch deutlich ausgeprägt (Abb. 54). Wobei einschränkend zu erwähnen ist, dass der Zeitraum der Überwehung des Abflusses unbekannt ist, die unverfestigten Dünensande dieser Barriere aber auf ein recht junges Alter schließen lassen. Höhere Wasserstände als heute hätten daher im Früh- und Mittelholozän Abfluss und damit wieder eine Nivellierung des Seespiegels zur Folge gehabt. Dies gilt auch für benachbarte *Mares* wie Kissi und Kouyéra, die nachweislich auch aktuell in besonders niederschlagsreichen Jahren über Tiefenlinien entwässern. Daher ist selbst bei höheren Niederschlagssummen im frühen Holozän nicht zwingend von einem gegenüber heute höheren Wasserstand in den *Mares* auszugehen. Eher kann eine gleichmäßigere Wasserführung im Jahresgang angenommen werden mit nur episodischer Austrocknung in seltenen Trockenjahren bei insgesamt höheren Grundwasserständen.

Die aus den paläontologischen (Diatomeen) und archäozoologischen (Fischarten) Ergebnissen abgeleitete Veränderung der limnischen Bedingungen (Wassertiefe) am Beispiel des Mare d'Oursi, ist daher am besten mit der zunehmenden Verlandung des Sees zu erklären: Die Basis der limnischen Tone liegt ausweislich mehrerer Rammkernsondierungen im zentralen Bereich des Mare d'Oursi im Mittel zwischen 2 m und maximal 3 m Tiefe (mdl. Mitt. W. ANDRES, P. MÜLLER-HAUDE). In benachbarten *Mares* ist das limnische Sediment nach eigenen Sondierungen noch weitaus geringmächtiger. Die aktuelle Wassertiefe während der Regenzeit beträgt 2-2,5 m (POUYAUD 1986: 58). Aus der aktuellen maximalen Wassertiefe und der Sedimentmächtigkeit ergibt sich eine maximal mögliche Wassertiefe von etwa 5 m für das Frühholozän, da ja wie oben gezeigt wurde, höhere Wasserstände Abfluss zur Folge gehabt hätten. Ob diese Wassertiefe je erreicht wurde ist nicht bestimmbar. Erst die zunehmende Verlandung führte durch die Verringerung des Beckenvolumens zu einer Erhöhung des Seespiegelniveaus bei gleichzeitiger Vergrößerung der Wasserfläche in der Flachlandschaft. Durch die Aufhöhung des Seebodens setzte eine Transgression in den flachen Uferbereichen ein, was auch durch die Stratigraphie der ufernahen Sedimente angezeigt wird (Kap. 6.3.9). Ausweislich der ¹⁴C-Datierungen führte der Sedimenteintrag allein in den letzten 3000 Jahren zu einer Aufhöhung des Seebodens von 1,5-1,8 m. Zudem führte die Ausdehnung der Seeoberfläche zu höheren Verduns-

tungsverlusten, so dass der See zunehmend empfindlicher auf saisonale oder länger anhaltende Trockenheit reagiert.

Die aus dieser Verlandungsdynamik ableitbaren limnologisch-ökologischen Bedingungen und deren Veränderung im Verlauf des Holozäns müssen m. E. erneut zu den Ansprüchen der vorgefundenen Diatomeen und Fischarten an den aquatischen Lebensraum in Beziehung gesetzt werden, bevor aus den Ergebnissen ein klimatischer Wandel geschlossen werden kann.

6.3 Die Randbereiche der *Mares*

Durch den in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge interannuell und saisonal veränderlichen Wasserstand ist in den Randbereichen der *Mares* keine ausgeprägte Uferlinie ausgebildet, wie sie für perenne Seen typisch ist. Es gibt aber bei allen *Mares* eine mehr oder weniger deutliche Grenze, die durch das landseitige Einsetzen von Bäumen gekennzeichnet ist. Dieses „Baumufer“ trennt den nur kurzfristig überschwemmten Uferbereich von den länger überschwemmten Flächen der Seen. Für den Südrand des Mare d’Oursi benennen JOLY *et al.* (1980: 33) einen Streifen *Acacia nilotica* als Kennzeichnung des Uferbereichs. Am dünenseitigen Ufer sind überwiegend *Acacia raddiana*, *Balanites aegyptiaca* und *Combretum glutinosum* verbreitet (mdl. Mitt. J. MÜLLER).

6.3.1 Mare d’Oursi

Am nördlichen Rand des Mare d’Oursi, dort wo die Galerievegetation (Bäume) einsetzt, liegt ein schwach hydromorph überprägtes Bodensediment aus der Hangabtragung des Dünenzuges von 90 cm Mächtigkeit über einem stark grobsandig bis grusigen und kalkhaltigen, fossilen Boden (OM1 in Anhang A und Abb. 60). Das limnische Feinsediment fehlt an diesem Standort bzw. ist mit dem hangenden Bodensediment aus Dünen sand vermischt. An der Basis in 160 cm Tiefe setzt der granitische Saprolit ein. Innerhalb der Galerievegetation des Ufersaums in Richtung auf den Dünenzug wurde ebenfalls ein von Grus durchsetztes sandig-toniges Kolluvium erbohrt. Die oberen 30 cm des Substrats sind durch Viehtritt aufgelockert, während die liegenden Sedimente in trockenem Zustand sehr stark verhärtet sind. Die Herkunft der Kolluvien kann mit der eisenzeitlichen Besiedlung und Nutzung in Verbindung gebracht werden (Kap. 4.3.3).

Etwas östlich, ebenfalls im Uferbereich, wird die Oberfläche von einem 30 cm mächtigen, leicht verfestigten schwach tonigen Sand eingenommen (OM3 in Anhang A und Abb. 60). Der hohe Feinsandanteil weist auf die Herkunft aus dem Dünenzug. Darunter folgt ein ebenfalls 30 cm mächtiges, sehr grusiges Sediment mit auffallend hohen Fe-Werten. Der Grus ist schlecht sortiert (bis 1 cm Ø) und sehr heterogen (eckiger Quarzbruch, Pisolithe etc.) in einer tonigen Matrix. Die schlechte Sortierung und die deutlichen Schichtgrenzen lassen auf eine anthropogene Akkumulation schließen (evtl. ein Siedlungs- oder Eisenverhüttungsplatz am Seeufer?). Die liegenden 30 cm werden von einem sandigen Ton mit

geringerem Grusanteil eingenommen. Von 90-150 cm folgt ein Lehm, der von Kalkkonkretionen durchsetzt ist. In 150 cm Tiefe bildet ein stark verfestigter Kalkanreicherungs-horizont die Basis des Profils. Die starke CaCO_3 Anreicherung und die *calcrete*-artige Verfestigung lassen hier auf einen ehemals dauerhafteren Grundwasserschwankungsbereich in 150 cm Tiefe (bzw. unterhalb des Cc-Horizonts) schließen (vgl. BLÜMEL 1981, 1991).

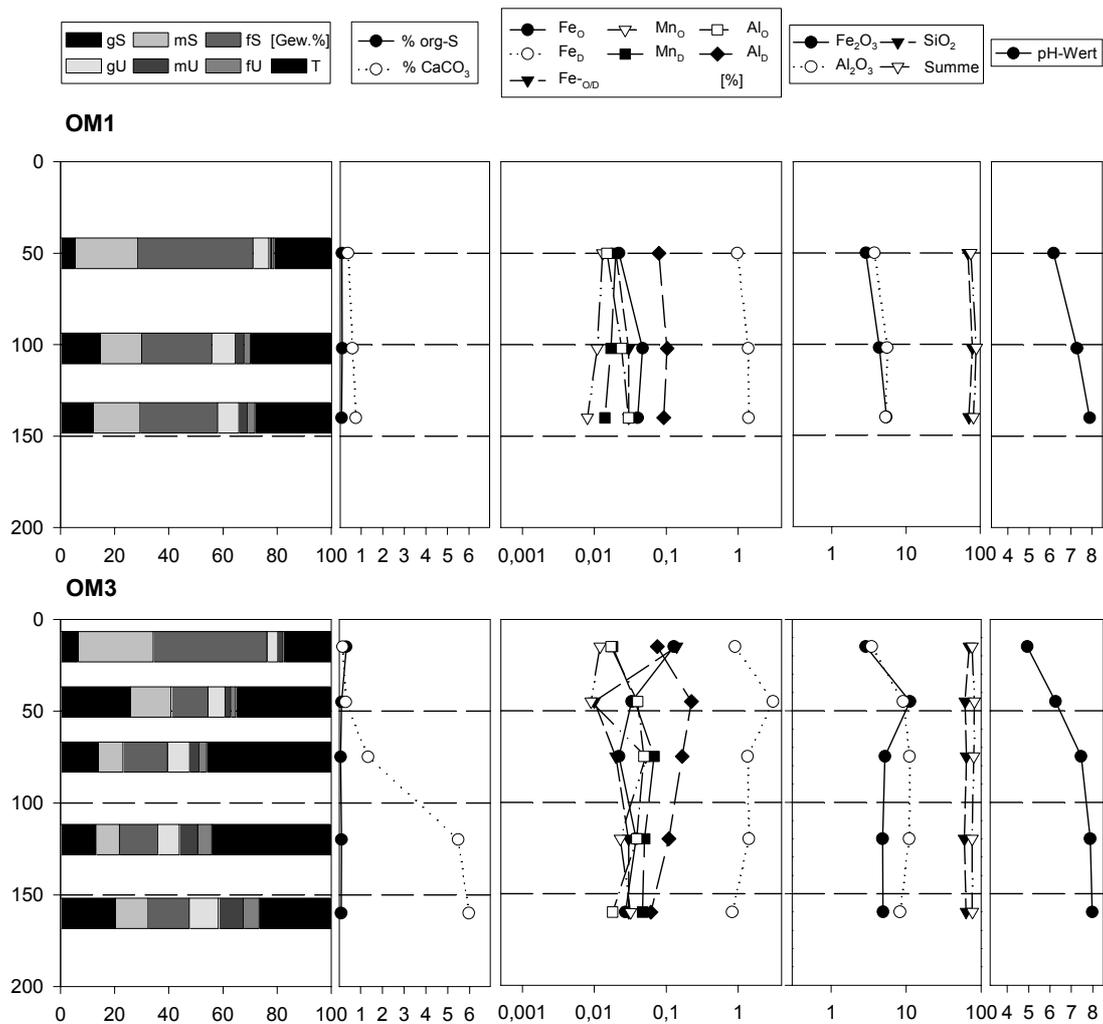


Abb. 60 Sedimentanalysen der Profile OM1 und OM3 (Mare d'Oursi).

Östlich (in Richtung Oursi) zieht sich vom Ufer des Sees eine sandige Sedimentdecke mit welliger Oberfläche etwa 100-200 m in das *Mare* und schließt mit einer deutlichen Stufe von 20-40 cm Höhe ab. Diese als Sandwellenrelief bezeichnete Oberflächen- und Akkumulationsform tritt auch in anderen *Mares* im dünenseitigen Uferbereich auf und ist die Folge verstärkter Sedimentzufuhr aus dem Dünenzug. Die Ursache der welligen Ausgestaltung der Oberfläche ist unbekannt; ob sich hier postsedimentär durch Quellung und Schrumpfung der Tone hervorgerufene Reliefunterschiede aus dem Liegenden durchpausen oder aktuelle Transportprozesse auf der Oberfläche verantwortlich sind, bedürfte der

genaueren Untersuchung. Jenseits dieser Sanddecke liegt unter einem braunen stark organischen Wurzelhorizont von 5 cm Mächtigkeit ein sehr homogenes Sediment aus dunklem sandigem Ton, das unterhalb 1 m in einen tonigen Sand übergeht. Das Sediment ist bis zur Oberfläche von Fe-Flecken durchsetzt. Während weiter westlich der Uferbereich des *Mare* vom Südrand des Dünenzugs weiter entfernt ist, und im Bereich des Ufersaums unter den sandigen Kolluvien bereits fossile Böden oder Bodensedimente des Glacis anstehen, liegt hier ufernah ein mächtigeres Sediment aus Dünensand und limnischen Tonen, das von BOULET (1968: 273-276) als *Sols à Gley de profondeur sur depot de colmatage argilo-sableux à argileux* bezeichnet wird. Dieses vergleyte tonig-sandige Substrat wird als typisch für die dünnseitigen Randbereiche der *Mares* angesehen und nimmt in den Becken mit großer E-W-Erstreckung wie Oursi, Dori und Bidi-Ménégon größere Flächen ein (BOULET 1968: 273). Ergänzend erwähnt BOULET (1968: 277) stellenweise stärker tonige Einschaltungen inmitten des von den Dünen stammenden Sandes. Dies belegt ebenfalls den zunehmenden Eintrag von Dünensanden aus der Hangabtragung des Dünenzugs gegenüber einer zwischenzeitlich limnisch dominierten Sedimentation bei vermutlich morphodynamisch weitgehend stabilen Dünenhängen.

6.3.2 Mare de Kissi

Der nördliche und nord-westliche Uferbereich des Mare de Kissi ist durch einen leichten Geländeanstieg zum Dünenzug und die dort einsetzende Baumvegetation gekennzeichnet, wie es auch für andere *Mares* typisch ist (vgl. Mare d'Oursi). Im Verlauf der Trockenzeit bleiben zunächst einige tiefer liegende Bereiche als Restwasserflächen erhalten, während sich daneben auf den trockeneren Standorten bereits die typischen polygonalen Trockenrisse im Sediment bilden (Foto 10). Innerhalb des *Mare*, in direkter Ufernähe, liegt oberflächennah braunes, an der Basis gebleichtes, tonig-sandiges Substrat aus dem Dünenzug. Darunter folgt durch eine deutliche Grenze getrennt ein stark verfestigtes tonigeres Sediment aus Dünensand und der fluvial-limnischen Akkumulation. Das Substrat ist bis an die Oberfläche vergleyt (KIM6 in Anhang A). Etwa 50 m innerhalb des *Mare* folgt unter der durch Viehtritte reliefierten Oberfläche mit Trockenrissen eine mehrschichtige Sedimentdecke (KIM 7 in Anhang A und Abb. 61): Das ca. 80 cm mächtige Sediment aus tonigem bis lehmigem Sand entspricht den bereits am Nordrand des Mare d'Oursi beschriebenen Sedimenten aus Dünensand und limnischem Feinsediment, das zum Hangenden sandiger wird. Auffallend ist hier die ton- und schluffreiche Lage in den oberen 20 cm.

In den Luftbildausschnitten der Randbereiche des Mare de Kissi (Abb. 62) sind deutlich jüngere Verlandungszonen zu erkennen. Sie entstanden durch den verstärkten Sedimenteintrag infolge der starken Abtragungsprozesse auf den Glacis und auf dem Dünenhang. Die als Sandwellenrelief beschriebenen Flächen aus Dünensand sind als schmaler, unterschiedlich weit in das *Mare* hineingreifender Streifen am Nordrand zu erkennen (Abb. 62c). Auf der Südseite und am Westrand des *Mare* sind große deltaartige Schwemmfächer geschüttet. Der größte und bedeutendste Zufluss des *Mare* fließt aus südlicher Richtung in

das Becken. Die Tiefenlinie dieses *Bas-fond* setzt sich auch innerhalb des *Mare* in Form einer 4 m breiten Rinne fort, die nur wenig eingetieft ist (Abb. 62b).

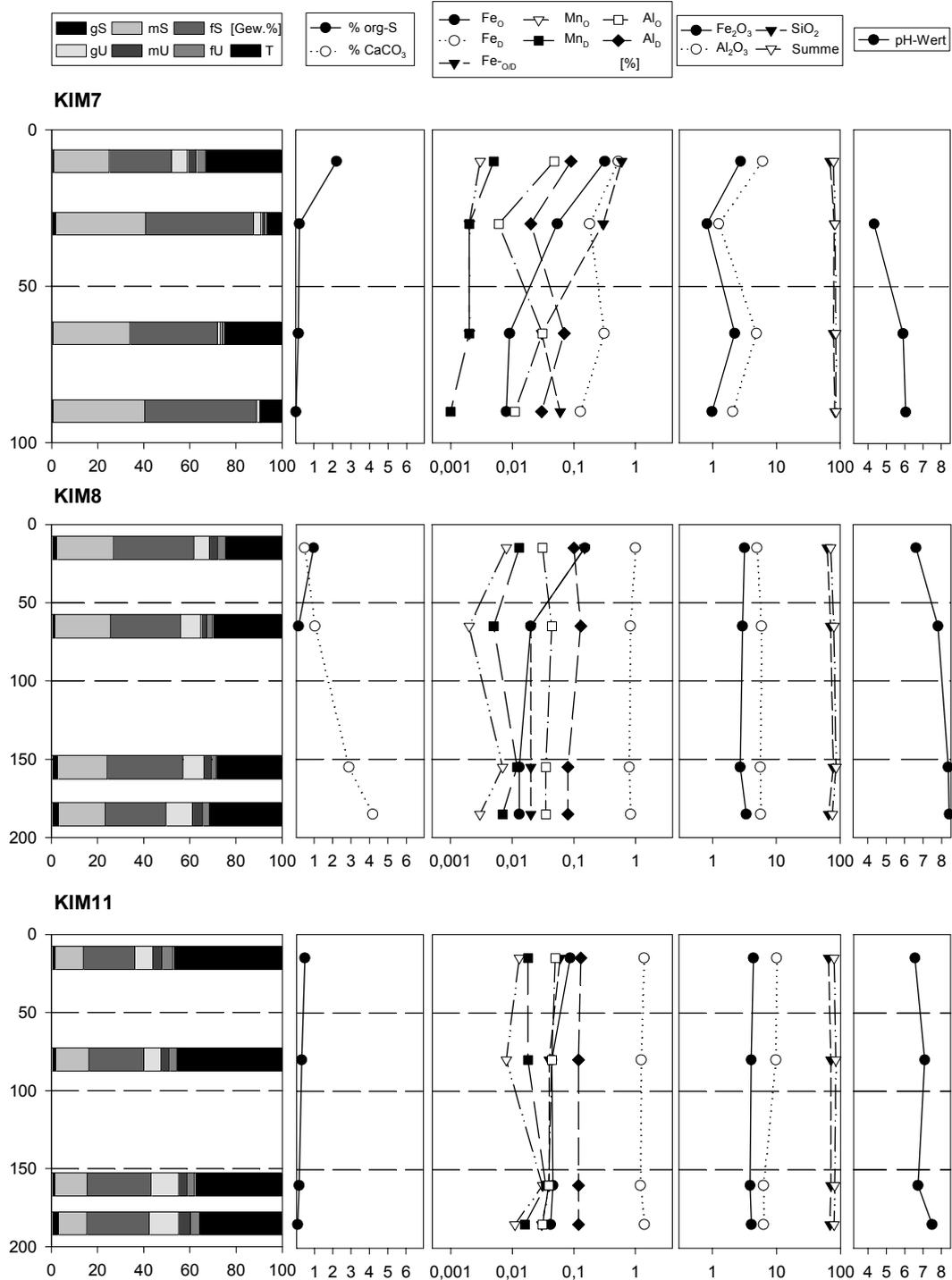
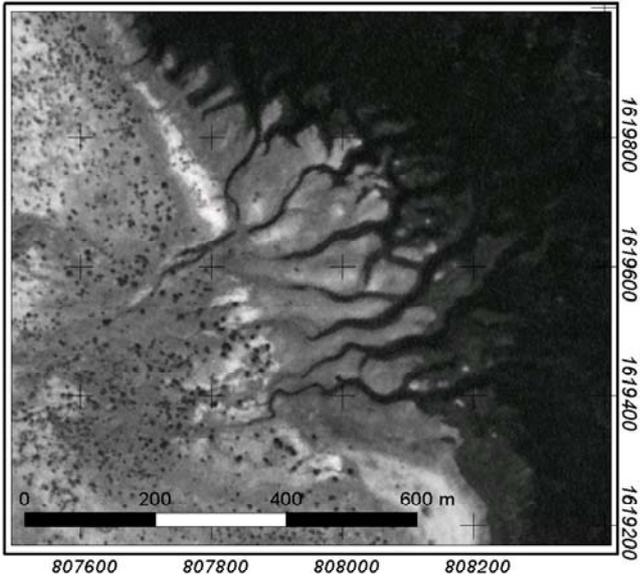
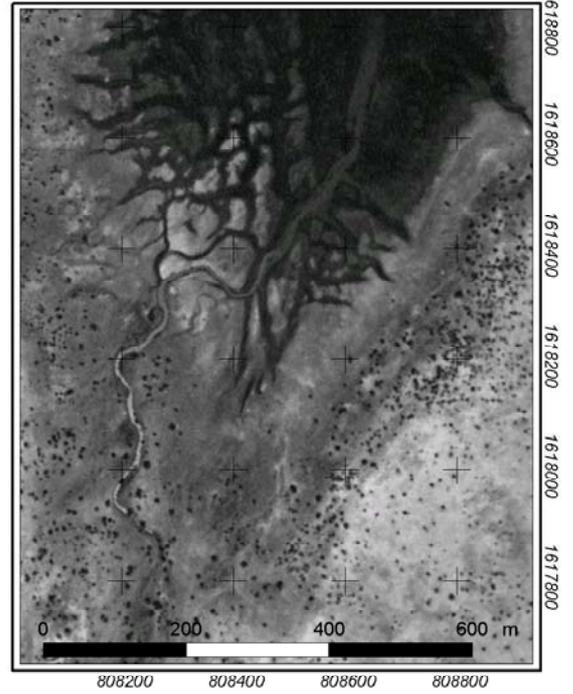


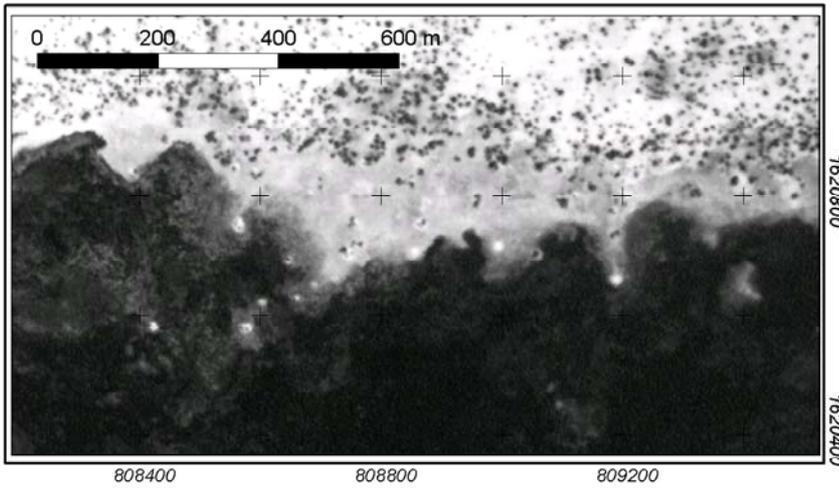
Abb. 61 Sedimentanalysen der Profile KIM 7, KIM 8, KIM 11 (Mare de Kissi).



a) Deltaschüttung am westlichen Ufer des Mare de Kissi



b) Verlandungsbereich am Südrand. Der Hauptzufluss zieht sich weit in das Mare hinein (hellgraues Band).



c) "Sandwellenrelief" im dünenseitigen Uferbereich des Mare de Kissi

Kartengrundlage: Luftbild 1:50 000
(IGB) Bildnr.: Dori-HV 95-4761, 95-4762

Abb. 62 Verlandungszonen in Randbereichen des Mare de Kissi (Luftbildausschnitte).

Die fluvial-limnischen *Mare*-Sedimente sind hier im südlichen Randbereich insgesamt etwas toniger als die dünenseitigen *Mare*-Sedimente. Die Bohrung KIM11 (Abb. 61 und Anhang A) zeigt eine Wechsellagerung fluvial-limnischer Sedimente mit nur geringfügigen Änderungen mit der Tiefe. Die typischen Merkmale sind die Abnahme der organischen Substanz an der Texturgrenze unterhalb 100 cm, die deutlichen hydromorphen Merkmale (ab 70 cm) und der mit der Tiefe analog zum pH-Wert zunehmende Kalkgehalt. Die innerhalb sowie an den Rändern der Rinne im Mare abgelagerte fluviale Fracht besteht aus fein-stratifizierten Wechsellagerungen von helleren sandigen und dunklen tonigen Schichten. Diese dokumentieren die Abflussereignisse am Südrand des *Mare*, wobei jede sandige Schicht ein Abflussereignis mit Sandtransport in strömendem Wasser anzeigt. Die tonige Lage wurde jeweils anschließend im Stillwasser abgelagert. Das von BALLOUCHE (2001: 132) aufgenommene Pollenprofil von Kissi stammt aus dem Südteil des *Mare*, etwa 20 m von der Hauptrinne entfernt. Die ^{14}C -Datierung von 530 +/- 30 BP (1400-1423 cal. AD) aus 85 cm Tiefe verdeutlicht die im Verhältnis zur Gesamtmächtigkeit der fluvial-limnischen Sedimente hohe Sedimentationsrate in den letzten 500-600 Jahren.

Am Südrand des Mare setzt eine dichtere Vegetation aus Bäumen und Büschen ein, die entlang des Gerinnes einen schmalen, offenen Galeriewald bildet. Das Gerinne selbst besteht innerhalb des Galeriewaldes aus mehreren kleinen Rinnen mit diffusen Bifurkationen und fließt erst in Ufernähe zu einer konzentrierten Rinne zusammen. Im Oberlauf scheint das Wasser stellenweise unkonzentriert flächenhaft abzulaufen. Dort wurden Bereiche beobachtet, in denen lineare Einschneidungen nur in Form länglicher Hohlformen vorkommen, die zu einer residualen Akkumulation des gröberen Sediments führen. Ein Aufschluss an einer Rinne zeigt ein deutliches Zweischicht-Profil mit einem braunerem sandigeren Decksediment aus der flächenhaften Verspülung und Akkumulation von Feinmaterial über einem dunklen Vertisol (Foto 11).

Die in den Luftbildausschnitten dargestellten Strukturen können in allen untersuchten *Mares* beobachtet werden und dokumentieren die zunehmende Verlandung in der jüngeren Geschichte der Seen.

6.3.3 Mare de Yomboli

Zwischen dem Mare d'Oursi im Westen und dem Mare de Kissi im Osten liegt in gleicher Breitenlage bei etwa 14°40'N am Südrand des Dünenzugs von Oursi-Markoy das Mare de Yomboli. Die Luftbildkartierung (Abb. 63) zeigt das *Mare* mit den angrenzenden Landschaftseinheiten. Mit einem Einzugsgebiet von 86,6 km² und einer mittleren Ausdehnung von 3,3 km² ist es etwas kleiner als das benachbarte Mare de Kissi. Auffallend ist die geologische Homogenität des Einzugsgebiets (Abb. 52 und 53), das sich fast ausschließlich über mittelpräkambrischem Granit erstreckt. Im Gegensatz zu den benachbarten *Mares* besitzt das Mare de Yomboli keinen erkennbaren, episodisch oder reliktsch durchflossenen Abfluss.

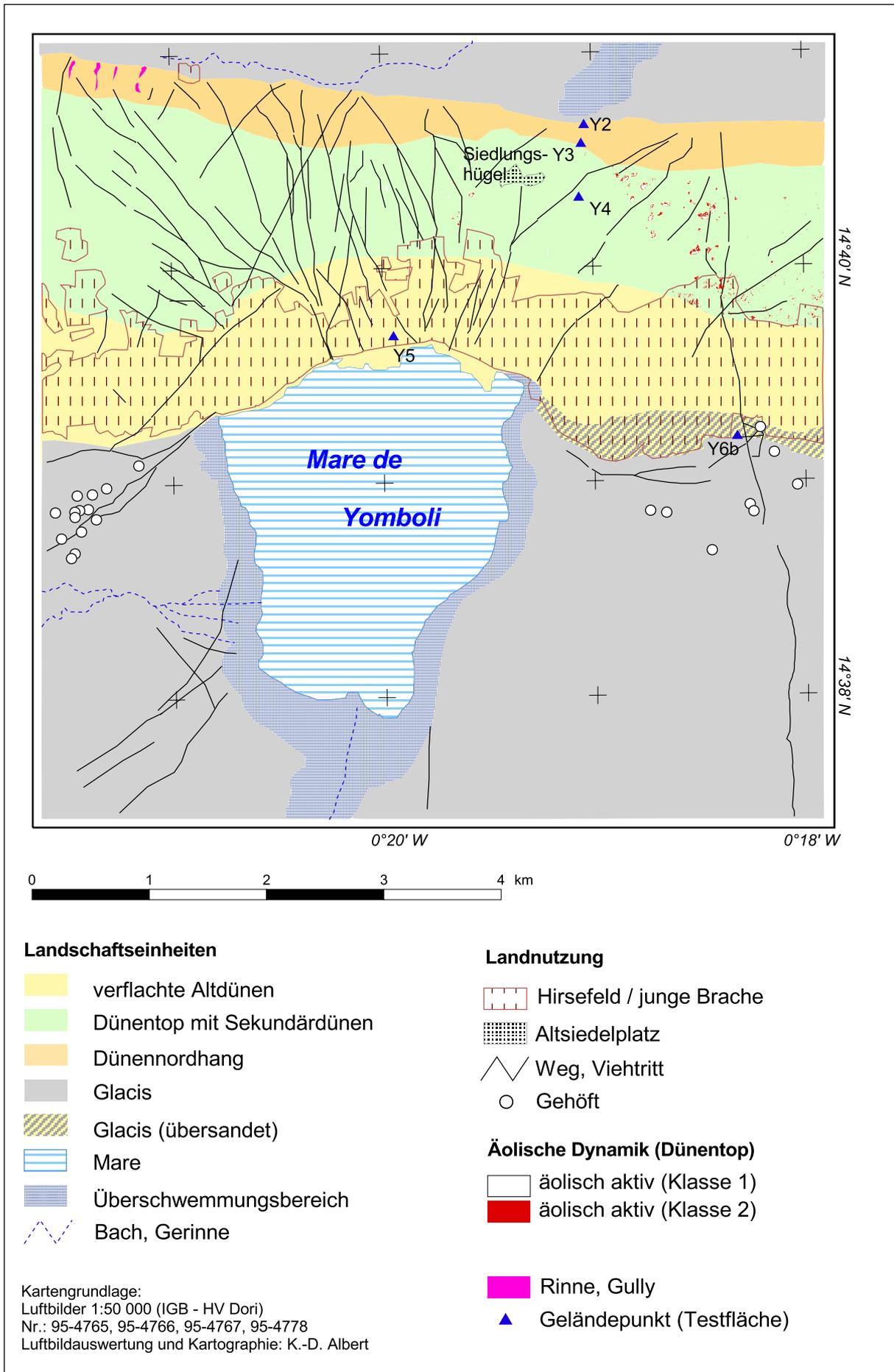


Abb. 63 Mare de Yomboli und Altdünenzug (Luftbildkartierung).

Im dünenseitigen Randbereich des *Mare*, etwa 80 m vom Ufer entfernt, erreichen die tonig-lehmigen Sedimente aus der limnischen Sedimentation 90-100 cm Mächtigkeit (YM1 in Abb. 64 und Anhang A). Im Liegenden eines mit eingeschwemmtem Ton angereicherten Übergangshorizonts folgt ab 130 cm Tiefe der feinsandige Dünensand. Die Stratigraphie zeigt die typischen Merkmale der *Mare*-Sedimente: durchgängig hydromorphe Prägung, erhöhter Anteil organischer Substanz in den oberen Dezimetern, erhöhte Gehalte pedogener Oxide und Gesamt-Fe und -Al in den fluvial-limnischen Sedimenten, höherer pH-Wert in den Basissanden, deutlicher Farbwechsel zwischen dem eher braunen Lehm und den olivbraunen, helleren Sanden. In größerer Nähe zum Ufer (ca. 20-30 m) entspricht die Sedimentabfolge noch der oben beschriebenen, allerdings setzt der gebleichte Dünensand an der Basis bereits in 1 m Tiefe ein.

Während bei den meisten *Mares* das rezente Ufer am südlichen Rand des Dünenzugs durch einen Geländeanstieg und die Galerievegetation aus dichterem Baumbewuchs erkenntlich ist, fehlen Bäume am Nordrand des Mare de Yomboli fast vollständig. Der Geländeanstieg lässt sich noch erkennen, ist aber ebenfalls überprägt durch Rücken aus umgelagertem Dünensand, der sich entlang ehemaliger oder noch bestehender Totholzhecken akkumuliert hat. Ursache für diese extreme Degradation ist die feldbauliche Nutzung des verflachten Altdünenabschnitts bei Yomboli, wobei die Hirsefelder bis an den Rand des *Mare* reichen (Abb. 63). Der Dünensand (St2) jenseits der Hecken auf den Feldflächen ist innerhalb der oberen Dezimeter durch den Hackbau aufgelockert aber bereits in 40 cm Tiefe stark verfestigt und zeigt mit Rost- und Bleichflecken die typischen hydromorphen Merkmale. Das insgesamt heterogene Erscheinungsbild des Substrats – senkrechte und waagrechte Streifen, ehemalige Wurzelbahnen und gelbe Linsen in der fahlbraunen Matrix – sind Zeichen für die anthropogene Störung der Lagerungsverhältnisse am Südrand des Dünenzugs. Diese Kolluvien aus der Abtragung auf den Feldern des verflachten Altdünenabschnitts erreichen Mächtigkeiten von mindestens 100-120 cm. Auffällig ist der mit der Tiefe zunehmende Kalkgehalt in den Kolluvien; ab 120 cm Tiefe auch in Form von Konkretionen. In dieser Tiefe ist in etwa das rezente Niveau des Seebodens erreicht. Da die Dünensande i. d. R. karbonatfrei sind, kann der Kalk nur aus der übersättigten Bodenlösung an der Verdunstungsfront des Grundwasserspiegels lateral eingedrungenen *Mare*-Grundwassers ausgefällt worden sein.

Im nordöstlichen Teil des *Mare* erstreckt sich – wie schon am Mare d’Oursi und Mare de Kissi beschrieben – das Sandwellenrelief zwischen den Bereichen der noch feuchten oder teilweise noch mit Wasser gefüllten tonigen Senken und dem eigentlichen Ufer. Die oberflächennahen Sedimente (YM5 in Abb. 64 und Anhang A) des *Mare* sind dort auch jenseits der sandigen Auflage vergleichsweise sandig (St2 und St3 mit leichter fS-Dominanz).

In dieser Sedimentabfolge dokumentiert sich die Mehrphasigkeit des Sedimentations- und Abtragungsgeschehens im Randbereich des *Mare*: Der Nordosten des *Mare* war wohl schon von Beginn an stärker von dem Eintrag von Dünensand beeinflusst als der westliche Teil, dessen fluvial-limnische *Mare*-Sedimente deutlich lehmiger und toniger sind. Der zunehmende Sand- und Grusanteil im Hangenden belegt eine zweite, jüngere Phase mit

verstärkter Bodenerosion auf dem verflachten Altdünenhang, während die als Sandwellenrelief bezeichnete Akkumulation die jüngere Dynamik mit weiterem Bodenabtrag auf dem verflachten Dünenzug repräsentiert.

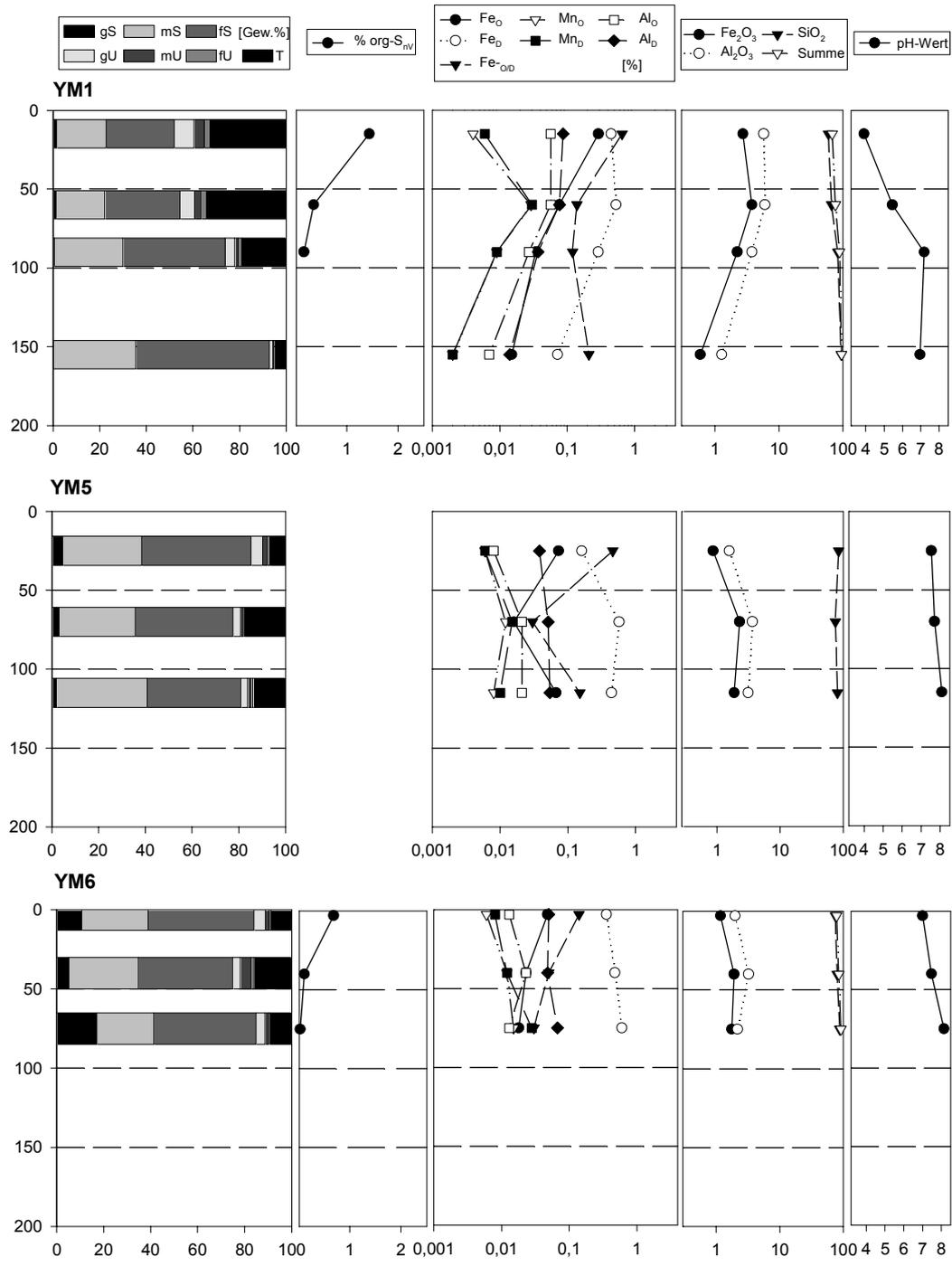


Abb. 64 Sedimentanalysen der Profile YM 1, YM 5, YM 6 (Mare de Yomboli).

Nach dem Ende der Regenzeit, mit dem Rückgang des Wassers, werden in den *Mares* in Ufernähe zum Dünenzug Gruben angelegt. Sie dienen der Sedimentgewinnung zur Lehmziegelherstellung. Im Laufe der folgenden Regenzeit(en) verfüllen sich diese Gruben wie-

der. Ehemalige, verfüllte Gruben sind noch als Senken erkennbar; eine ehemalige Grube im Mare de Yomboli aus dem Jahre 1997 konnte so noch zu Beginn der Regenzeit 1999 erkannt werden. Das zur Ziegelherstellung entnommene Sediment ist ein schwach toniger Sand (feinsandig mit ca. 16 % Ton und 9 % Schluff). Auffallend (im Vergleich zu der beschriebenen Bohrung im NE des *Mare*) ist der fühlbare Grobsandanteil. Die oberen 5 cm bestehen aus jüngeren umgelagerten Sedimenten mit hohem Anteil an organischer Substanz. Zwischen 65-70 cm Tiefe liegen einige Keramikscherben im Sediment. Vermutlich werden die Gruben wiederholt an den gleichen oder unmittelbar benachbarten Stellen im Mare angelegt, wodurch eine intensive lokale Störung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse bewirkt wird. Dies erklärt die großen Unterschiede der Sedimentabfolge an unterschiedlichen Stellen innerhalb der Grube (YM6 in Abb. 64 und Anhang A).

6.3.4 Mare de Bèldiabé

Das Mare de Bèldiabé liegt am Nordrand der zu einem Dünenfeld zusammengewachsenen Altdünenzüge nördlich von 14°40'N und ist das kleinste der untersuchten *Mares*, sowohl bezüglich des Einzugsgebiets (44,8 km²) als auch nach der Fläche des Sees (1,2 km²) (Abb. 52 und 53). Im nur schwach geneigten Gelände ist der nördliche Saum des *Mare* nur durch das Aussetzen der Baumschicht und anhand der typischen, von Trockenrissen durchzogenen und nach der Regenzeit von eingetrockneten Viehtritten geprägten Oberfläche erkennbar. Etwa 200 m innerhalb des *Mare* ist das Sediment (BM5 in Abb. 65 und Anhang A) durchgehend vergleht, mit zahlreichen Fe- und Mn-Konkretionen. Die oberen Dezimeter des Profils, ein lehmiger Ton, sind stark durchwurzelt mit den typischen Fe-Belägen entlang der Wurzelbahnen. Der hohe Gehalt an organischer Substanz geht z. T. auf Pflanzenreste zurück. Das lehmige Sediment setzt sich noch bis in 50 cm Tiefe fort. Die deutliche Texturänderung unterhalb 50 cm kennzeichnet die Grenze zwischen den holozänen fluvial-limnischen Sedimenten und einem fossilen Boden aus dem anstehenden granitischen Saprolit. Zudem treten analog zum basischen pH-Wert in dieser Tiefe bis 4 mm große Kalkkonkretionen auf, als sekundäre Karbonate nach der Verwitterung des Carreichen Granits (LEPRUN 1977: 43). Die Merkmale entsprechen dem von BOULET (1968: 273-276) beschriebenen *Sols à Gley de profondeur sur depot de colmatage argilo-sableux à argileux*, der etwa 400 m innerhalb des *Mare* aufgenommen wurde. Dort steht der granitische Saprolit – durch die deutliche Zunahme von Quarzgrus gekennzeichnet – in ca. 115 cm Tiefe an.

Am südlichen Rand des *Mare* macht sich der Einfluss des nahen Dünenhangs bemerkbar. Die Beckensedimente sind dort vorwiegend feinsandig (BM1 in Abb. 65 und Anhang A). Über den nur schwach tonigen Basissedimenten folgen tonigere Schichten, die die Transgression des *Mare* dokumentieren. Darüber folgen wiederum sandigere Sedimente aus dem (sub)rezenten Abtrag des Altdünenhangs. In einer benachbarten Bohrung (BM4 in Abb. 65 und Anhang A) wurde das fluvial-limnische *Mare*-Sediment und der liegende Dünensand durchteuft. Der typische feinsandige Dünensand ist hier etwa einen Meter mächtig und

stark gebleicht. In 240 cm Tiefe setzt ein grobsandigeres, schwach grünes Sediment ein, das wiederum tonhaltiger ist. Die schlechte Sortierung (hoher Grus- und Grobsandanteil) verweist auf den fluvialen Ursprung des Substrats. Vermutlich wurde hier das alte Gerinnebett erbohrt, das während des Ogolien von den Dünenenden abgeriegelt wurde. Mächtige fluviale Sandschichten (> 1m) unter den lakustrischen Tonen erwähnt auch MARIE (1993: 49) aus dem Mare d'Ossolo im Niger (etwa 60 km östlich von Dori).

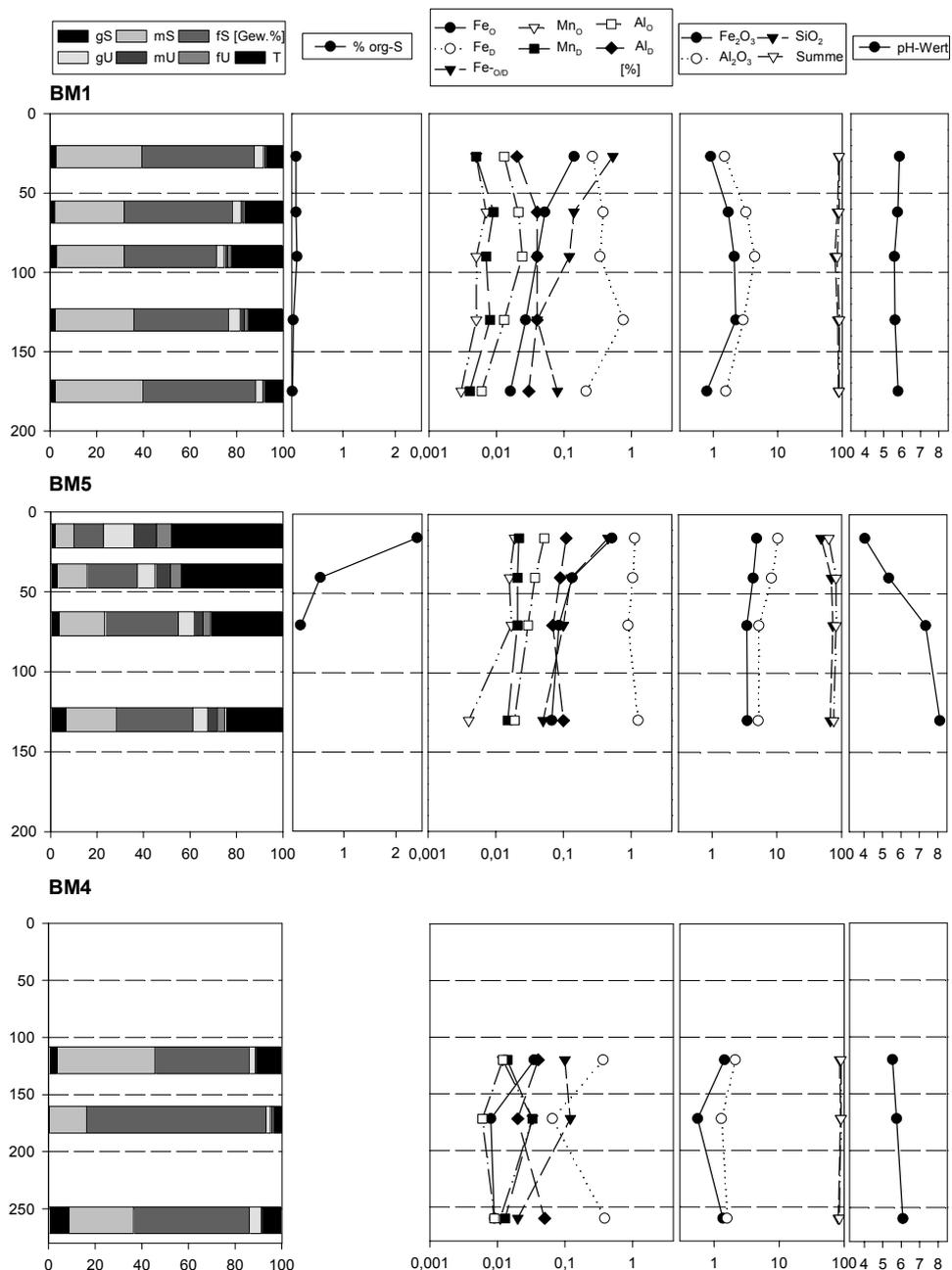


Abb. 65 Sedimentanalysen der Profile BM 1, BM 4, BM 5 (Mare de Bèldiabé).

Südlich des Mare steigt der nordexponierte Dünengang des Dünenzugs an. Der Unterhang ist durch dichteren Baumbewuchs im Übergangsbereich zum *Mare* gekennzeichnet. Dü-

nenhang und Uferbereich werden stark von Vieh frequentiert, das sich nach der Tränke am *Mare* mit Vorliebe im Schatten der Bäume aufhält. Entsprechend ist die sandige Oberfläche durch den Viehtritt stark aufgelockert und vollkommen vegetationsfrei. Der oberflächennahe Untergrund besteht hier aus einem mächtigen Kolluvium (ca. 140 cm) aus Dünen sand. Bis auf die oberen (durch Viehtritt aufgelockerten) Dezimeter ist das Substrat leicht verfestigt. Die durchweg braune Farbe sowie das Vorkommen von Grus und Holzkohleresten belegen den kolluvialen Charakter des Sediments. Unterhalb 140 cm macht sich eine schwache Nassbleichung bemerkbar. Am Oberhang des Dünenzugs liegt ein alter Siedlungsplatz, der vermutlich auf die eisenzeitliche Siedlungsperiode zurückgeht. Die oberflächliche Bedeckung mit Keramikscherben und Pisolithen sowie das leicht hügelige Relief setzen den Platz von dem angrenzenden Dünenzug ab. Die Kulturschicht, ein aufgehellter bräunlicher Dünen sand, der mit Keramik, Grus und Holzkohle durchsetzt ist, erreicht eine Mächtigkeit von 170 cm, darunter liegt ein gelber Dünen sand. Der ehemalige Boden des Dünennordhangs ist nicht mehr vorhanden.

Auch das Mare de Bèldiabé spiegelt weitgehend die Situation wider, wie sie für die großen *Mares* an den Südrändern der Dünenzüge typisch ist. Dies betrifft die intensive gegenwärtige Nutzung mit den assoziierten Degradationserscheinungen ebenso wie die zahlreichen Spuren des historischen Nutzungseinflusses. Neben den typischen Altsiedelplätzen (Siedlungshügel) auf dem Dünenzug sind das vor allem die mächtigen Kolluvien am Unterhang und die deutliche Zunahme von Dünen sand in den hangenden Schichten der dünen nahen *Mare*-Sedimente. Beachtenswert ist die trotz der geringen Größe des Einzugsgebietes große Mächtigkeit der fluvial-limnischen Beckensedimente, die mit über einem Meter durchaus mit den größeren *Mares* von Kissi und Darkoy vergleichbar ist.

6.3.5 Mare de Darkoy

Das Mare de Darkoy liegt östlich des Mare de Bèldiabé am Südrand des Dünenzugs bei 14°45'N. Es gehört zu den größeren *Mares* der Region, sein Einzugsgebiet erstreckt sich nach Süden über den Dünenzug Oursi-Markoy hinaus, der westlich von Kissi von einem Wadi durchschnitten wird (Abb. 52). Zudem bestehen Verbindungen zu den *Mares* von Kissi und Kouyera, die bei hohen Wasserständen zum Mare de Darkoy entwässern. Das Mare de Darkoy hat eine Ausdehnung von 11,8 km², sein Einzugsgebiet (ohne die Teileinzugsgebiete Kissi und Kouyera) umfasst eine Fläche von 309,2 km² (Abb. 53).

Die schwach lehmigen bis tonigen *Mare*-Sedimente setzen sich in Ufernähe aus Dünen sand und limnischen Tonen zusammen und erreichen 90 cm Mächtigkeit über einem gebleichten Sand (DM1 in Abb. 66 und Anhang A). Kennzeichnend ist der im Hangenden zunehmende Eintrag von feinsandigem Dünen sand, während das Tonmaximum zwischen 50 und 90 cm Tiefe erreicht wird. Die Basissande sind dagegen vorwiegend mittelsandig. Die weiteren Merkmale entsprechen den typischen *Mare*-Sedimenten in dieser Lage. Etwa 30-40 m innerhalb des *Mare* befanden sich noch Restwasserflächen (Nov. 1997). Dort wurde ein knapp 300 cm mächtiges Profil erbohrt (DM2, Abb. 66 und Anhang A). An der Basis des

Profils (140-300 cm) liegt ein gebleichter, feinsandiger Dünensand. Im Hangenden folgt deutlich getrennt eine stärker mittel- bis grobsandige Lage, ein vermutlich fluvial transportierter Sand, der vor Beginn der stärker limnischen Phase des *Mare* im Frühholozän abgelagert wurde. Das ton- und schluffreichere *Mare*-Sediment folgt ab 90 cm Tiefe und ist in den oberen 20 cm wiederum stärker mit Dünensand angereichert.

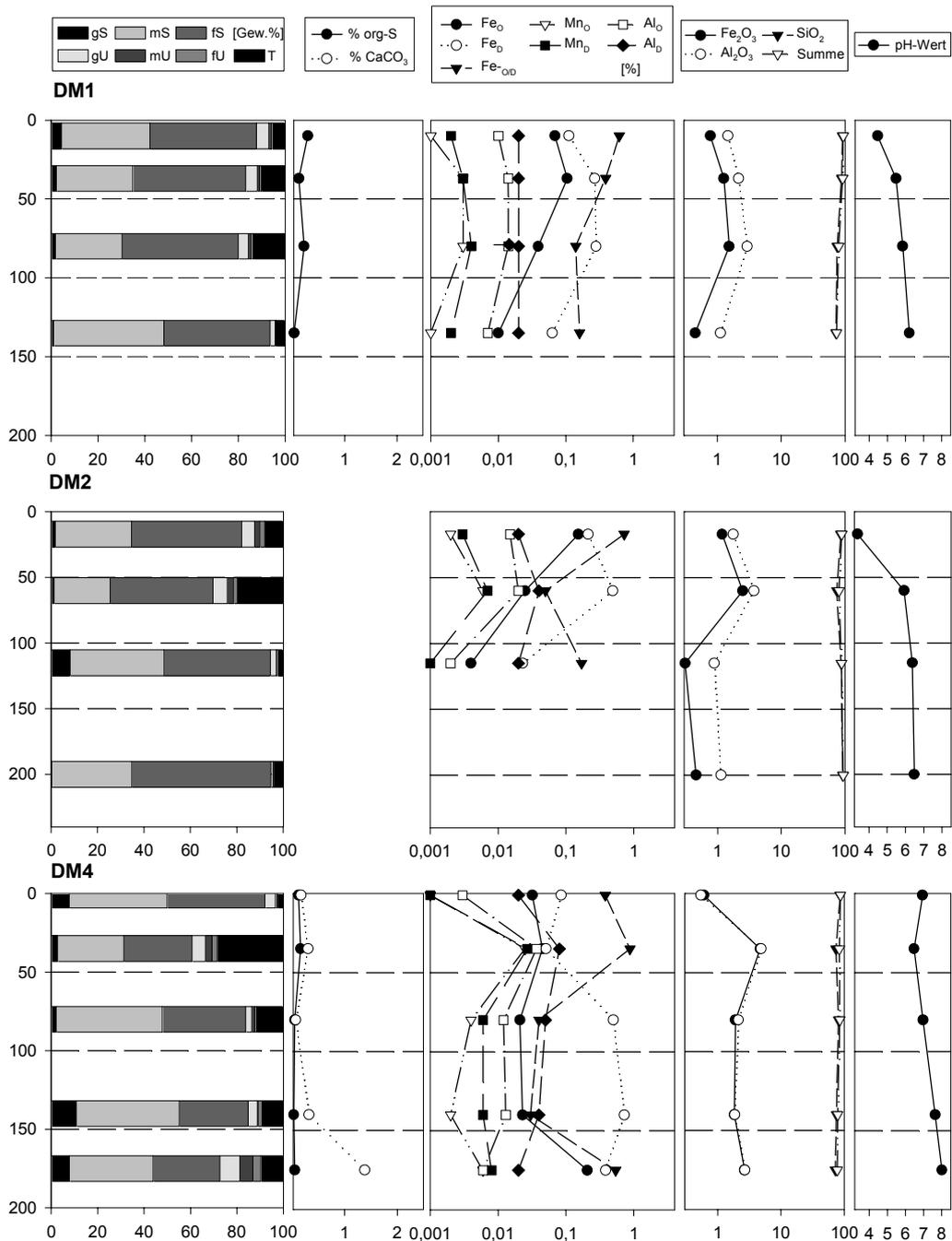


Abb. 66 Sedimentanalysen der Profile DM 1, DM 2, DM 4 (Mare de Darkoy).

Nördlich der Bohrung DM1 im unmittelbaren Uferbereich, der auch hier durch das Einsetzen der Bäume gekennzeichnet ist, liegt ein umgelagerter, stark verfestigter, toniger Dü-

nensand. Ab 70 cm Tiefe treten Fe-Konkretionen und Bleichbahnen auf. Insgesamt entsprechen die Befunde aus dem näheren Uferbereich des *Mare* der Situation benachbarter *Mares*.

Auch im Mare de Darkoy gibt es innerhalb des dünenseitigen Randbereichs Abschnitte, in denen das bereits bei Oursi und Kissi beschriebene Sandwellenrelief aus wenigen Dezimeter hohen Sandakkumulationen auftritt. Etwas westlich der oben beschriebenen Profile, am südlichen Ende eines solchen Sandwellenreliefs, das durch einen 20 cm hohen stufenartigen Abschluss gekennzeichnet ist, stehen die tonigen Sedimente der fluvial-limnischen Akkumulation an (DM4 in Abb. 66 und Anhang A). Die Oberfläche ist durch tief eingesenkte Viehtritte reliefiert. Das Sediment ist auffallend mittel- bis grobsandig. Das tonige *Mare*-Sediment (bis 70 cm Tiefe) setzt sich durch eine Grenze deutlich (Farbe und Textur) vom Liegenden ab. Der hohe Grobsand-Anteil verweist auf die fluviale Herkunft der tonig-lehmigen Sande im Liegenden.

In den Sedimenten des dünenseitigen Randbereichs des Mare de Darkoy dokumentiert sich ebenfalls die charakteristische Sedimentationsgeschichte der holozänen Transgression des *Mares* und der jüngeren zunehmenden Dominanz fluvialer und äolisch eingetragener Sande aus dem Dünenzug. Dabei lässt sich eine ältere synsedimentäre Abtragungsphase, die zu einer Durchmischung der limnischen Tone mit den Dünenständen führte, von einer jüngeren (subrezentem) Phase verstärkter Abtragung auf dem Dünenhang trennen. Letztere dokumentiert sich besonders in den z. T. ausgedehnten sandigen Akkumulationen des Sandwellenreliefs. Bei den teils recht heterogenen sandigen Basissedimenten kann es sich um äolische Residuen sowie um fluviale Sedimente handeln, die zu Beginn des Holozän mit den ersten Abflussereignissen in den Tiefenlinien transportiert wurden.

6.3.6 Mare de Kouyèra

Das Mare de Kouyèra liegt in gleicher Breitenlage einige Kilometer östlich des Mare de Kissi, und steht wie dieses hydrographisch durch eine Rinne mit dem Mare de Darkoy nördlich des Dünenzuges von Oursi-Markoy in Verbindung. Sein Einzugsgebiet umfasst 131,8 km², die mittlere Ausdehnung 3,4 km² (Abb. 52 und 53).

Auf dem Altdünenabschnitt nördlich des *Mare* wechseln grasbewachsene Brachflächen mit Hirsefeldern ab. Der Südrand des Dünenzuges schließt zum Mare hin mit einem stärker geneigten Hang von 3-4 m Höhendifferenz ab. Unterhalb des Hanges setzt dichter Baumwuchs ein (Galerievegetation). Der oberflächennahe Untergrund zeigt das typische Erscheinungsbild mit gekappten Chromic bzw. Luvic-Chromic Arenosols aus schwach tonigem Sand auf den Feldern und Brachen des Altdünenhangs sowie umgelagertem Dünen sand unterhalb des Hanges in Ufernähe.

Das *Mare* ist ufernah von dichter Vegetation bestanden. Die Oberfläche ist durch Viehtritte gestört. Die Trockenrisse sind von geringer Tiefe und betreffen nur den humosen sandig-tonigen Lehm der oberen 10 cm. Unter diesem jüngeren limnischen Decksediment liegt eine mehrschichtige Abfolge von sandigen Lagen mit vergleichsweise hohen Mittelsand-

anteilen (KOM3 in Abb. 67 und Anhang A). Etwa 200 m südöstlich innerhalb des *Mare* beginnt eine größere Restwasserfläche (Nov-Dez 1997), die durch eine ca. 30 cm hohe Stufe von der umgebenden Oberfläche abgesetzt ist. Hier erreicht das tonig-sandige *Mare*-Sediment eine Mächtigkeit von ca. 150 cm. Das mittelsandige Substrat ist stärker mit limnischem Ton durchsetzt als in Ufernähe. Der hohe pH-Wert deutet auf eine Kalkanreicherung in 80 cm Tiefe hin (KOM4 in Abb. 67 und Anhang A).

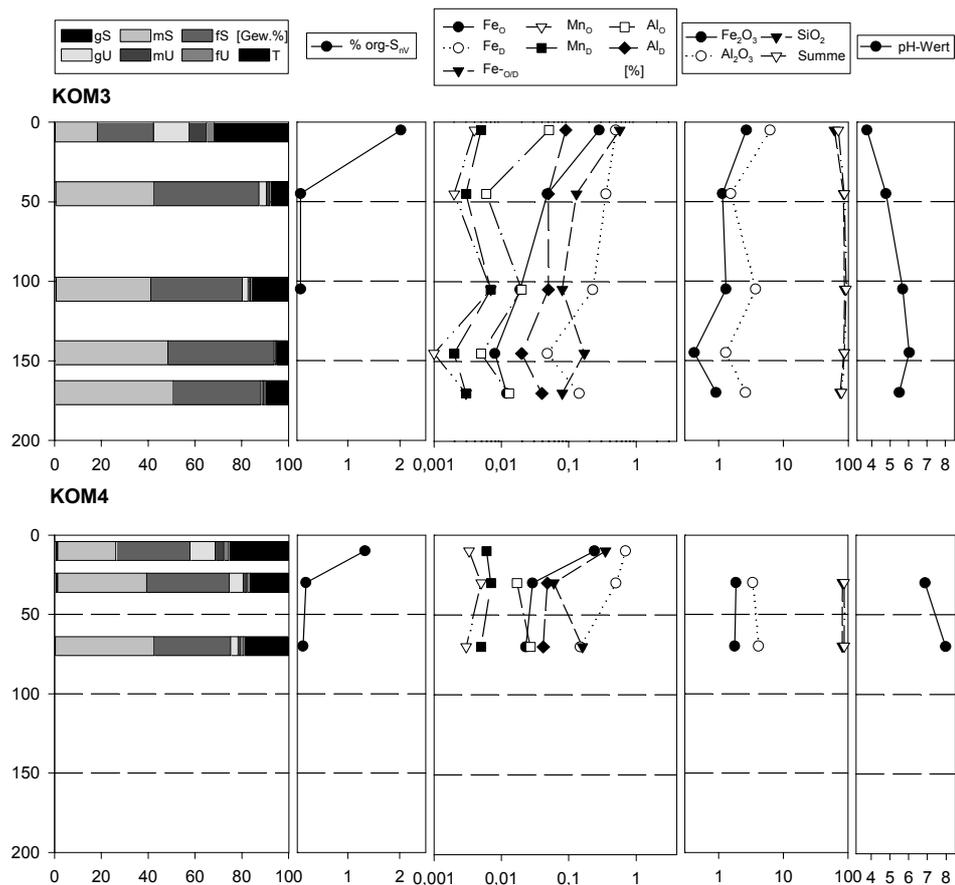


Abb. 67 Sedimentanalysen der Profile KOM 3, KOM 4 (Mare de Kouyèra).

6.3.7 Mare de Soum

Das Mare de Soum liegt in der gleichnamigen Provinz westlich des Oudalan an der Grenze zu Mali, außerhalb des engeren Untersuchungsgebiets. Dieses *Mare* nimmt insofern eine Sonderstellung ein, als es in einer insgesamt weniger dicht besiedelten Region liegt und daher einem geringeren Nutzungsdruck ausgesetzt ist. Schon durch die Vegetation, die in Form eines ausgedehnten und dichten Galeriewalds das *Mare* vollständig umringt, wird dieser Unterschied deutlich. Sein Einzugsgebiet erstreckt sich weit nach Süden bis etwa 14°N und umfasst weite Bereiche einer Inselberglandschaft aus basischen Gesteinen des Birrimien (BOULET 1968: 90).

Der nördliche Uferbereich des *Mare* wird durch den Rückgang des dichten Baumbestands und den Beginn eines ausgeprägten Gilgai-Reliefs angezeigt, auf dem aber immer noch ein offener Baumbestand stockt. In dem Übergangsbereich zwischen Galeriewald und Gilgai durchziehen mehrere Meter langgestreckte Trockenrisse die Oberfläche. Die Ausprägung und Erhaltung des Gilgai-Reliefs – im Vergleich zu anderen untersuchten *Mares* – belegt den geringeren Nutzungsdruck in dieser Region. Dort wo tränkendes Vieh an die Wasseroberfläche geführt wird, ist die Oberfläche durch tiefe Viehtritte reliefiert und die Gilgai-Struktur vollständig zerstört. BOULET (1968: 92) erwähnt diesbezüglich auch den Einfluss von umherziehenden Elefanten.

Die dunklen Sedimente innerhalb des *Mare* sind mit über 60 Gew.-% sehr tonig und waren zum Aufnahmezeitpunkt im Dez. 1997 noch bis 170 cm Tiefe feucht. Typisch sind hydro-morphe Merkmale wie Fe-Ausfällungen entlang der feinen Wurzelbahnen und Kalkkonkretionen in 70 cm und ab 150 cm Tiefe. Auffällig sind die durchweg hohen Gehalte an pedogenem Eisen im Sediment (SM1 in Anhang A). Zum Ufer hin (nördliche Richtung) setzen die Kalkkonkretionen bereits in 40 cm Tiefe ein.

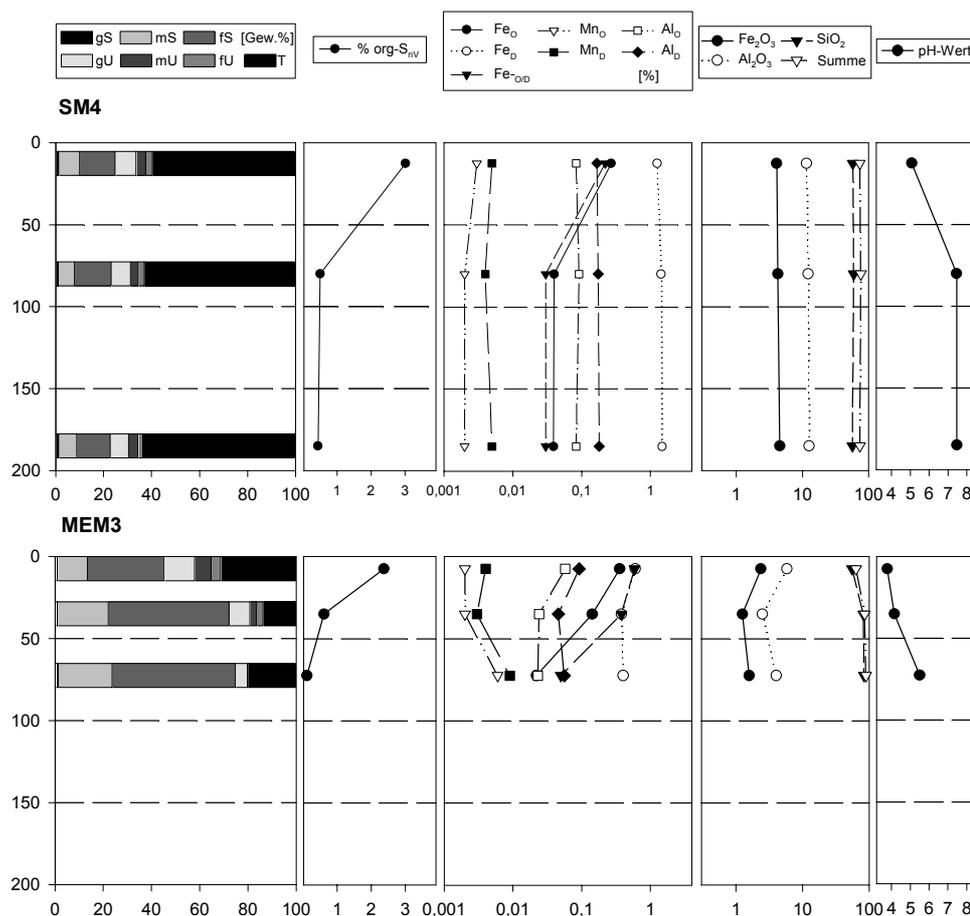


Abb. 68 Sedimentanalysen der Profile SM 4 (Mare de Soum) und MEM 3 (Mare de Ménégon).

Eine weitere Bohrung am Südrand des Mare vermittelt ein ähnliches Bild (SM4 in Abb. 68 und Anhang A). Die Sedimente sind bis 200 cm sehr tonig. Im Unterschied zum Nordrand tritt hier eine stärkere Sandkomponente hinzu. Der Sand stammt aus den Zuflüssen, die vorwiegend von Süden in das *Mare* entwässern und beim Durchfließen des südlich liegenden Dünenzugs während starker Hochwasserereignisse große Mengen sandiger Fracht mit sich führen. Zudem fehlt am Südrand das im Norden so auffällige Gilgai-Relief, da die Oberfläche hier stärker von Viehritten beeinflusst ist.

Insgesamt, scheint das Mare de Soum im Vergleich zu den *Mares* im Oudalan weniger stark von jüngeren Abtragungsereignissen der umgebenden Altdünenlandschaften beeinflusst zu sein. Die homogenen Sedimente mit hohem Anteil fluvial-limnischer Tone, das zumindest im nördlichen Teil noch bestehende Gilgai-Relief und der dichte Galeriewald verweisen auf eine deutlich geringere (anthropogene) Störung des *Mare* und seiner Randbereiche in Gegenwart und Vergangenheit.

6.3.8 Mare de Ménégou

Das Mare bei Bidi-Ménégou erstreckt sich in E-W-Richtung am Südrand des Dünenzugs von Saouga und trennt den nördlichen Teil des Dünenzugs, mit dem reliefierten Dünentop und einem Teil des verflachten Altdünenabschnitts, von dem ausgedehnten verflachten Altdünenabschnitt im Süden (Abb. 17). Das *Mare* wird von Südwesten gespeist und entwässert bei ausreichendem Wasserstand in ein Gerinne (Débérelink), das am Südrand des Dünenzugs nach Osten fließt, südlich von Saouga scharf nach Norden abknickt und den Dünenzug durchbricht (vgl. Abb. 22).

Entsprechend seiner Lage innerhalb eines Dünenzugs besitzt das Mare einen ausgedehnten Uferstreifen, der von sandigen Sedimenten aus dem Dünenzug eingenommen wird. So überwiegen im nördlichen Uferbereich gebleichte, schwach tonige Sande. Das tonigere fluvial-limnische Sediment ist innerhalb des *Mare* nur ca. 40 cm mächtig und liegt über einem losen, gebleichten Sand. Die hangenden 40 cm werden von einem ebenfalls lockeren vergleyten schwach tonigen Sand eingenommen. Den Abschluss bildet ein nur 5 cm mächtige tonige Lage. Hier liegt eine Wechsellagerung vor, die verschiedene Perioden mit verstärkter limnischer Akkumulation und verstärktem Eintrag von Dünen sand anzeigt. Eine ähnliche Abfolge zeigt eine Bohrung in Ufernähe (MEM3, Abb. 68 und Anhang A). Dort liegt unter einem 15 cm mächtigen Lehm ein 30 cm mächtiges feinsandiges Sediment. Im Liegenden folgt bis ca. 1 m Tiefe ein wiederum tonigeres Substrat mit stark verringertem Schluffanteil, das in einen schwach tonigen Sand übergeht.

6.3.9 Diskussion zum Sedimentationsgeschehen in den Randbereichen der *Mares*

Im Folgenden werden die zuvor dokumentierten Ergebnisse aus den Randbereichen der *Mares* diskutiert. Es stellt sich die Frage, inwieweit die Randbereiche Abbild der sich verändernden geomorphologischen Prozesse in der Umgebung der *Mares* sind. Der landschaftsgeschichtliche Archiv-Charakter der Randbereiche unterliegt allerdings einer Ein-

schränkung: Durch die wiederholte Trittbelastung der großen Rinderherden, die zur Tränke an und in die *Mares* geführt werden, wurden die oberen Dezimeter des oberflächennahen Sediments kräftig durchmischt. Die Viehherden folgen nach der Regenzeit dem zurückweichenden Wasserspiegel und beeinflussen so sukzessive die gesamte Seebodenoberfläche. Das regelhafte Auftreten geringmächtiger Sedimentinhomogenitäten, etwa Einschaltungen von Sandlagen, die kurzfristige morphodynamische *events* repräsentierten oder gar paläoklimatisch interpretierbar wären, konnte daher nicht festgestellt werden. Zudem kommt es dort, wo die angrenzenden Altdünenbereiche von sesshafter Bevölkerung bewohnt werden, zur kleinräumigen Störung der Lagerungsverhältnisse in den ufernahen Sedimenten der *Mares* durch die Lehmziegelgruben. Berücksichtigt man die zweitausendjährige Geschichte sesshafter Siedlungsweise, so kann zumindest in den siedlungsnahen Randbereichen der *Mares* von recht erheblichen Störungen ausgegangen werden.

Dennoch ist ein signifikanter Trend im Sedimentationsgeschehen der Randbereiche der *Mares* zu erkennen, der am Beispiel der Korngrößenverteilung der meisten Profile deutlich wird (Abb. 69). Die dargestellten Profile entstammen alle den dünenseitigen Randbereichen. Die Bohrungen wurden jeweils bis zum Dünensand im Liegenden der Seesedimente abgeteuft (außer Profil 2, mit grusigem Saprolit an der Basis). Bei der Beurteilung der Profile ist weniger die absolute Korngrößenverteilung von Interesse als vielmehr die in allen Profilen auftretende gleichartige Veränderung im Verlauf des Sedimentationsgeschehens. Charakteristisch ist die deutliche Zunahme des Tonanteils über den sandigeren Basissedimenten, wodurch die initiale Transgression der *Mares* angezeigt wird. Die Abnahme der Tongehalte und der Anstieg der Sandfraktion in den hangenden *Mare*-Sedimenten dokumentiert den zunehmenden Eintrag von Dünensanden im Laufe der Entwicklung. Dies wird besonders in den Profilen 1-6 deutlich. Auch die Profile 7-9 entsprechen weitgehend dieser Stratigraphie. Abweichend ist dort in den jüngsten, meist geringmächtigen Schichten eine erneute Feinsedimentzunahme festzustellen. Dieser Schichtungs Aufbau ist charakteristisch für einige der tiefer liegenden, ufernahen Bereiche der *Mares*, die früher und häufiger Wasser führen, und in denen daher rezent mehr Feinsediment abgesetzt wird. Die geringen Niveauunterschiede gehen z. T. auf fluviale Prozesse innerhalb der *Mares* zurück. In den dünenseitigen Randbereichen entstehen sie auch durch Einengung flacher Senken infolge der Akkumulation des mehrfach erwähnten Sandwellenreliefs. Dadurch nimmt die potentielle Stauhöhe zu, und es werden Bereiche länger überschwemmt, die zuvor nur bei insgesamt höheren Wasserständen überschwemmt worden wären (Abb. 70). Die Morphosequenz von Abtragsprozessen auf dem Dünenhang, ufernaher Sandakkumulation in den *Mares* und Zunahme der limnischen Sedimentation in benachbarten Senken verdeutlicht die Bedeutung auch geringer Reliefunterschiede für die Entwicklung der Sedimentstratigraphie in den *Mares*.

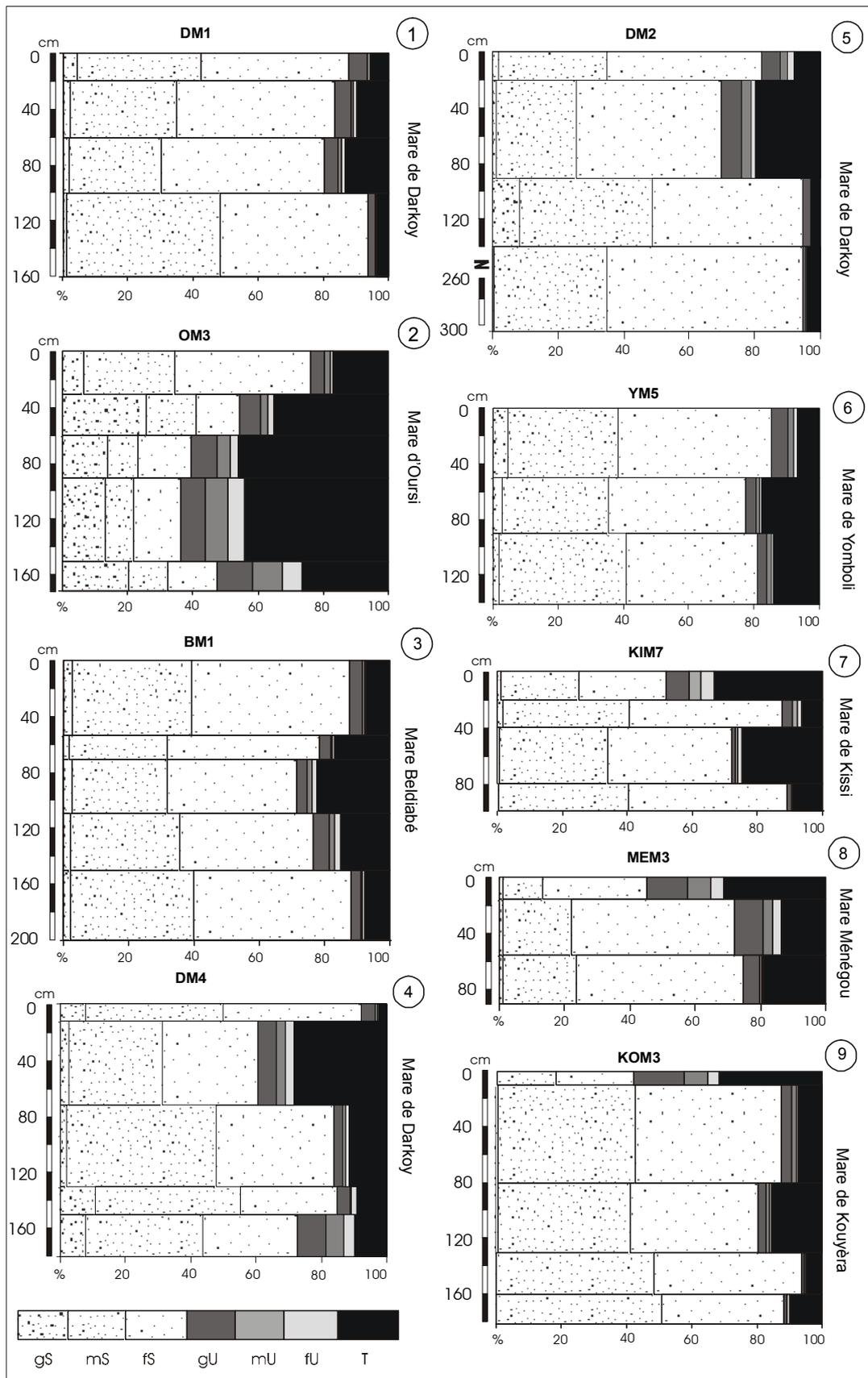


Abb. 69 Charakteristische Korngrößenverteilung ufernaher Mare-Sedimente

Die als Sandwellenrelief beschriebenen dünenseitigen Verlandungsbereiche dokumentieren eine Zunahme der Abtragsprozesse auf den Altdünenhängen mit verstärkter Akkumulation in den *Mares*. Es stellt sich die Frage, warum die sandigen Sedimente dieser Flächen nicht ebenso mit den fluvial-limnischen *Mare*-Sedimenten vermischt wurden, wie es für die meisten Profile typisch ist. Entweder fand die Akkumulation (und damit auch die Abtragung innerhalb der Altdünen) vergleichsweise rasch statt, was zur Folge hatte, dass die Trittbelastung durch die Herden nicht mehr ausreichte, das Sediment zu ‚homogenisieren‘. Oder die Akkumulation des Sandwellenreliefs fand zu einer Zeit statt, die stärker feldbaulich dominiert war, mit insgesamt deutlich geringerem Viehbesatz. Letzteres entspräche der eisenzeitlichen Siedlungsperiode. Die Zunahme von Viehhaltern setzte nach bisherigem Kenntnisstand erst sukzessive ab der Mitte des letzten Jahrtausends ein.

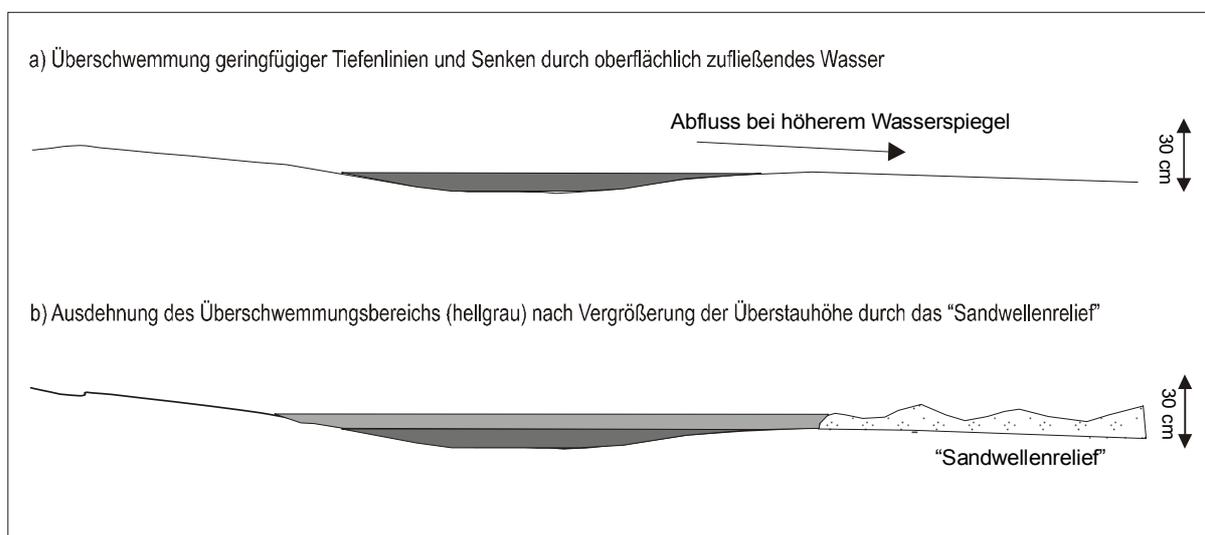


Abb. 70 Schematische Darstellung der Veränderung von Sedimentationsräumen bei geringen Niveauunterschieden innerhalb der *Mares* durch die Akkumulation des „Sandwellenreliefs“.

Die Ursache für den insgesamt zunehmenden Eintrag von Dünensand liegt in verstärkter Abtragung nach Aufflichtung der Vegetationsbedeckung auf den Dünenhängen und auf den Flächen (vgl. Kissi Südrand). Inwieweit die skizzierte Abfolge der daraus resultierenden, unterschiedlichen ufernahen Akkumulationsprozesse allerdings einen längerfristigen klimatischen Wandel repräsentiert, bleibt fraglich. Die räumliche Lage, in der Kontaktzone zur Altsiedellandschaft „Dünenzug“ mit Jahrhunderte während der Nutzung, lässt anthropogene Ursachen wahrscheinlicher erscheinen.

7 Aktuelle Geomorphodynamik in der Sahelzone

7.1 Voraussetzungen und Prozesse der Bodenerosion in semiariden Klimaten

Die aktuelle Geomorphodynamik in der Sahelzone wird von den Prozessbereichen ‚fluviale Dynamik‘ und ‚äolische Dynamik‘ dominiert. Lösungsabtrag – dessen Bedeutung in den feuchten Tropen nicht unerheblich ist (vgl. WIRTHMANN 1987) – wirkt aufgrund der stark eingeschränkten Durchfeuchtung des oberflächennahen Untergrundes nur eingeschränkt. Ebenso ist die Bedeutung gravitativer Massenbewegungen aufgrund der geringen Reliefenergie der Rumpfflächenlandschaft vernachlässigbar. Die Dominanz fluvialer und äolischer Geomorphodynamik alterniert im Jahresverlauf mit dem wechselfeuchten Klima.

Die längste Zeit des Jahres herrscht im Sahel Trockenheit. Dies und das Vorkommen äolisch transportierbarer Korngrößen bei insgesamt offener bis fehlender Vegetation ermöglicht in nahezu allen Landschaftseinheiten des Sahel von November bis Juni äolische Prozesse. Die mitunter tagelangen Starkwindereignisse während der Trockenzeit (*Harmattan*) als auch die Sturmböen zu Beginn der Regenzeit erreichen die notwendigen Windgeschwindigkeiten für äolischen Transport (vgl. Kap. 2.3). Häufig werden die notwendigen Grenzwindgeschwindigkeiten (4,4-7,5 m/sec nach verschiedenen Autoren, BESLER 1992: 95) für saltierenden Transport der äolischen Hauptfraktion (0,125-0,25 mm) durch Wirbelbildung über rauen Oberflächen – z. B. durch geringen Bedeckungsgrad von Vegetation oder Steinen, also einer Situation wie sie für die Oberflächen des Sahel durchaus typisch ist – noch verringert (LOGIE 1982: 164). Die den Gewittern vorausseilenden kurzfristigen Starkwindereignisse können in sehr kurzer Zeit enorme Mengen Sand verlagern, vor allem da den Sturmböen häufig kein Niederschlag folgt und der äolische Transport mehrfach wiederholt werden kann (Foto 12).

Große Mengen Ton und Schluff gehen in Suspension und können über weite Distanzen transportiert werden (z. B. COUDÉ-GAUSSIN 1991, HERRMANN 1996). Umgekehrt führt die Deposition äolischer Stäube standörtlich zu einer Erhöhung des Ton- und Schluffgehalts auf den Oberflächen und verändert so zunächst oberflächlich den Nährstoffgehalt und das Mikrogefüge (Krustenbildung). Entsprechend der standörtlichen Variationen (Aufnahmedauer, Zeitpunkt, Vegetationsbedeckung etc.) variieren die quantitativen Angaben zum Staubeintrag durch den *Harmattan* im Sahel je nach Autor zwischen 100-200 t pro km²/a (u. a. HERRMANN 1996, HERRMANN *et al.* 1996, MCTAINSH & WALKER 1982, HAMMER 1994). Eine Übersicht zu entsprechenden Untersuchungen geben HERRMANN (1996) und MCTAINSH (1999). Neben der trockenen Deposition durch den *Harmattan* hebt MCTAINSH (1999: 198) die Bedeutung nasser Deposition am Gesamteintrag hervor, die erst in jüngerer Zeit Gegenstand gründlicher Untersuchungen ist (z. B. HERRMANN *et al.* 1996). Während der starken Niederschlagsereignisse wird ein Teil der zuvor aufgenommenen Suspensionsfracht bereits wieder aus der Atmosphäre ausgewaschen. Nach Untersuchungen aus dem Südsahel der Rep. Niger stammen die trockenzeitlichen Stäube vorwiegend

aus entfernteren Liefergebieten, während die regenzeitliche nasse Deposition sich überwiegend aus lokal umgelagerten Feinsedimenten zusammensetzt (HERRMANN *et al.* 1997). Durch die hohen Bindungskräfte des feuchten Substrats kann der so akkumulierte Staub zunächst nicht erneut äolisch transportiert werden. Die ton- und schluffreichen Stäube tragen erheblich zur Verschlammung der Oberflächen bei und damit zur Verminderung der Infiltrationskapazität.

Zur groben Abschätzung der nassen Deposition äolischer Fracht im Untersuchungsgebiet wurde exemplarisch nach zwei Starkregenereignissen das Niederschlagswasser aus einem Hellmann-Regensammler und aus einer Niederschlagsammlung mit einem Eimer gefiltert. Dazu wurden zuvor eingewogene Schwarz- und Blaubandfilter (Fa. Schleicher & Schüll) mit der Porenweite 12-15 µm und >2 µm benutzt. Nach abermaligem Wiegen der getrockneten Filter kann die Sedimentmenge ermittelt werden. Erfahrungsgemäß verstopfen die Poren rasch, so dass trotz der Porenweite >2 µm der Großteil der Tonfraktion ebenfalls abgefiltert wird. Bezogen auf das jeweilige Niederschlagsereignis (Tab. 9) ergibt sich ein Feinsedimenteintrag durch nasse Deposition von 13,7 g/m² bei einem Niederschlag von 11 mm und 15,3 g/m² - 20,8 g/m² bei einem Starkregenereignis von 33 mm bzw. 35 mm⁶.

Tab. 9 Nasse Deposition äolischer Stäube während exemplarischer Niederschlagsereignisse

Niederschlag (mm)	Referenzfläche (cm ²)	Wassermenge (l)	Staubfracht (g)	Sedimentkonzentration (g/l = kg/m ³)	Staubeintrag (g/m ²)
32,8	929,38	3,05	1,4217	0.466	15,30
35	100	0,324	0,2087	0.644	20,87
11	100	0,102	0,1371	1.344	13,71

Die Zusammensetzung eines überwiegend aus nasser Deposition resultierenden Sediments, ein sandig-lehmiger Schluff, zeigt Tab. 10. Die Probe stammt aus einer kleinen Hohlform im Festgestein am Top eines Quarzit-Inselbergs (Foto 13). Das Fehlen eines Einzugsgebietes – bis auf ca. 1-2 m² Festgestein – lässt in dieser Sedimentfalle auf überwiegend äolischen Eintrag des Feinsediments schließen. Der hohe Schluffanteil (vor allem Grob- und Mittelschluff) belegt den äolischen Charakter des Sediments. Das Vorkommen von Feinsand verweist auf die starken Staub- und Sandstürme im Vorfeld der tropischen Gewitter als Ursache des äolischen Transports. Äolische Akkumulationen aus *Harmattan*-Stäuben sind i. d. R. sandfrei (HERRMANN *et al.* 1997: 193). Auffallend ist die vesikuläre Kruste, was die angesprochene Bedeutung der äolischen Stäube für die Bildung von Bodenkrusten unterstreicht. Der im Vergleich zu den Altdünensanden (z. B. Abb. 39) hohe Anteil pflanzenverfügbarer Nährstoffe unterstreicht die Bedeutung der Staubdeposition für das Nutzungspotential der Altdünenlandschaft (vgl. STAHR *et al.* 1996: 29-30).

Insgesamt lässt die äolische Morphodynamik im Verlauf der Regenzeit schnell nach. Sofern die Oberflächen nicht wieder vollständig abtrocknen, der Abstand zwischen zwei

⁶ Die beiden Werte beziehen sich auf dasselbe Niederschlagsereignis. Die Abweichungen resultieren aus den unterschiedlichen Sammelbehältern.

Niederschlagsereignissen also nicht zu groß ist, verhindert die Feuchtigkeit weiteren äolischen Transport. Bereits bei 0,6 Vol.-% Feuchte verdoppeln sich die Kohäsionskräfte von trockenen Sandkörnern (PYE 1987: 32). Zudem etabliert sich auf den Flächen im Laufe der Regenzeit eine Decke aus Gräsern, die sich deflationsmindernd auswirkt.

Tab. 10 Sedimentanalyse äolischer Akkumulation aus vorwiegend nasser Deposition auf dem Inselberg Irbidi (NE-Burkina Faso).

Lab	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	org-S	N	$_{pv}P_2O_5$	K ₂ O
IB1	5,0	7,2	22,1	34,3	29,8	16,4	5,0	51,2	14,5	0,55	0,039	1,43	10,73

Während der kurzen sommerlichen Regenzeit zwischen Juni/Juli und Oktober ist die Region stark von fluvialen Prozessen beeinflusst: Kennzeichnend sind kurzfristige starke Abflussereignisse, die sowohl in flächenhaften Prozessen (*sheet-flow*, *rill-interrill*) als auch in linearer Einschneidung (Rinnen- und Gully-Erosion) ihren Ausdruck finden. So sind die flach geneigten Glacis von einem dichten Netz aus gering eingetieften Rillen und Rinnen durchzogen, was die Bedeutung der linearen Erosion an der Tieferlegung der Flächen im Sahel hervorhebt (z. B. JOLY *et al.* 1980: 32, für das Einzugsgebiet des Mare d'Oursi). Die Voraussetzung für die starken fluvialen Erosionsprozesse auf den Flächen ist der hohe Oberflächenabfluss auf den am Ende der Trockenzeit verhärteten und oft durch Bodenkrusten versiegelten Oberflächen. Die stark aufgelockerte Vegetation wirkt dabei kaum abflusshemmend und führt eher zu einer Kanalisierung des abfließenden Wassers. Nach allgemeinem Kenntnisstand sind die kurzfristigen Starkregen zu Beginn und etwas reduziert am Ende der Regenzeit morphodynamisch besonders wirksam (z. B. CASNAVE & VALENTIN 1989, RIOU 1990: 177).

Die entscheidenden Faktoren zur Steuerung des Oberflächenabflusses sind die Niederschlagsintensität und die Infiltrationsrate. Oberflächenabfluss entsteht dann, wenn die Niederschlagsmenge die Infiltrationsrate übersteigt und das sich auf der Bodenoberfläche stauende Wasser der Schwerkraft folgend abfließt. Die Infiltrationsrate eines Standorts ist ihrerseits von zahlreichen Faktoren abhängig: Wesentlichen Einfluss haben der Oberflächenzustand (Vegetationsbedeckung, Krusten, Steinbedeckung etc.) sowie Textur und Gefüge der obersten Bodenhorizonte (Porenraum, Porenfüllung) und nicht zuletzt die Art der Niederschläge (Tropfengröße, kinetische Energie, Staubfracht). Aus der jeweiligen Ausprägung dieser Faktoren und den Wechselwirkungen zwischen ihnen resultiert die Intensität des Oberflächenabflusses als Voraussetzung für Bodenerosion (z. B. AUERSWALD 1998, SEUFFERT 1998).

Die Vielzahl der möglichen Wechselwirkungen und (dynamischen) Rückkopplungen dieser Faktoren verdeutlicht die Schwierigkeit bei der Erfassung und Bewertung von Oberflächenabflussbildung. Um zumindest einzelne Standorte (Substrate, Oberflächentypen etc.) miteinander vergleichen zu können, hat sich der Einsatz standardisierter experimenteller Messverfahren durchgesetzt (z. B. CASNAVE & VALENTIN 1989, HERWEG 1999, RIES *et al.* 2000: 96, ROOSE 1977, ROOSE *et al.* 1998: 3-4), wobei auch diese lediglich Aussagen über die gegenwärtige Dynamik eines Standorts ermöglichen, quantifizierbare

Aussagen zur zukünftigen Dynamik hingegen nicht möglich sind. Unklar bleibt z. B. die Rückkopplung zwischen Bodenabtragsrate einerseits und zunehmender residualer Grobmaterialakkumulation im Lauf der Zeit (z. B. RIOU 1990: 199-202). Auch variieren die quantitativen Ergebnisse je nach angewandter Methode (Eingangsparameter, eingesetzte Technik, Testflächengröße etc.), so dass nach wie vor die Schwierigkeit besteht Bezüge zu den eigenen Ergebnissen herzustellen.

Während der Regenzeit provozieren vor allem wassergesättigte Böden hohe Oberflächenabflüsse (Sättigungsflächenabfluss, vgl. PESCHKE 2001:20-21). Das Maximum an Oberflächenabfluss wird erreicht, wenn folgende Faktoren gleichermaßen auftreten: geringe Vegetationsdichte, Niederschläge mit starker Intensität, Bodenkrusten, die den vorangegangenen Niederschlägen widerstanden haben, und vollständige Sättigung des Bodens (RIOU 1990: 193-194). Letzteres ist zumindest in den Altdünenlandschaften von nachrangiger Bedeutung, da vollständige Wassersättigung in den Sanden kaum erreicht wird. Häufigste Ursache für die Verminderung der Infiltration ist dort die Bildung von Bodenkrusten (z. B. CASNAVE & VALENTIN 1989, TALBOT & WILLIAMS 1978: 111). Grundlegende Untersuchungen zur Dynamik der Krustenbildung auf tropischen Böden der Sudan- und Sahelzone mit einer umfangreichen Klassifikation von Krustentypen liegen von CASNAVE & VALENTIN (1989) vor (zusammenfassend auch RIOU 1990). Demnach werden im Sahel folgende Krustentypen unterschieden: (1) *Croûtes de battance* bzw. *Croûtes structurale*, Regenschlag- oder *splash*-Krusten i. e. S. mit Verschlammung und mechanischer Zerstörung der oberflächlichen Aggregate, (2) *Croûtes de décantation* (Absetzkruste), Lamellenkruste durch Akkumulation der Suspensionsfracht in kleineren und größeren Senken gegen Ende des *sheet-flow*, (3) *Concentrations* bzw. *Croûtes de ruissellement* (Abflusskruste), Akkumulation und Neuverteilung von Ton, Schluff und Feinsand durch die Verspülung mit Bildung von kohärenten, festen oberflächlichen Mikrostrukturen (häufig auf *sols ferrugineux* und Substrat mit quellfähigen Tonen), (4) *Croûtes d'érosion*, die durch Abtragungsprozesse im Mikrorelief aus den zuvorgenannten Krusten hervorgehen und (5) *accumulations laminaires*, oberflächennahe laminare Akkumulationen von Ton. Der Schwerkraft folgend dringt Ton mit dem Niederschlagswasser in den Porenraum ein und wird dort aufgrund seiner eigenen Konzentration und der verdichteten Atmosphäre (Sauerstoff, der nicht entweichen kann) gehemmt. Durch eingeschlossene Luft bilden sich häufig vesikuläre Strukturen. Die laminaren Akkumulationen können nur bei intensiver Durchfeuchtung zerstört werden und sind daher direkt für hohe Abflusskoeffizienten verantwortlich, häufig auf *sols ferrugineux tropicaux lessivés* und einigen *sols isohumiques* (CASNAVE & VALENTIN 1989, RIOU 1990:194).

Besonders gravierend ist die Reduktion der Infiltration auf einigen sehr vegetationsarmen Flächen über den schluffigen *sols halomorphes* (CASNAVE & VALENTIN 1989: 74). Nach einem Niederschlagsereignis werden auf den Glacis die sonst kaum erkennbaren minimalen Reliefunterschiede deutlich: Die geringfügig (im cm-Bereich) erhöhten Bereiche ragen wie flache Inseln aus den wasserüberstauten Flächen heraus (Foto 14). Eine Bohrung in

einem *sol halomorph*, mehrere Stunden nach einem ausgiebigen Niederschlagsereignis (Juli 1998), erbrachte bereits in 8 cm Tiefe (!) trockenes Substrat.

In Trockengebieten werden außer den Bodenkrusten auch Bodenluftpolster als ursächlich für die Infiltrationsverminderung genannt (Luftkisseneffekt). Durch die tiefreichende Austrocknung der Böden während der langanhaltenden Trockenzeit wird dem Boden bei 35°-50 °C Bodentemperatur in den oberen 15 cm sämtliche Feuchtigkeit entzogen. Der Porenraum wird durch Luft gefüllt, die bei einsetzenden Niederschlägen nur langsam entweicht (z. B. MENSCHING 1970: 10, BESLER 1992: 34, RIOU 1990: 192). Die starke Austrocknung und die enorme Erhitzung der Oberflächen am Ende der Trockenzeit führen dazu, dass ein Großteil des allerersten Niederschlags in Verdunstung übergehen kann (RIOU 1990: 193). Mit dem Einsetzen des Oberflächenabflusses beginnt der Partikeltransport und somit die Bodenerosion, wobei erste, allerdings noch ungerichtete Substratverlagerungen bereits durch den *splash* geschehen (Partikelablösung, Aggregatzerstörung, Verschlammung). Der Beginn und die Dynamik des eigentlichen Transports ist von einer Vielzahl physikalischer und hydrologischer Parameter und deren Wechselwirkungen abhängig, die hier nicht im Einzelnen dargelegt werden (Oberflächenrauigkeit, Transportkapazität, Scherwiderstand des Bodens u. a.). Zusammenfassende Darstellungen finden sich u. a. bei DUTTMANN (2001), CASNAVE & VALENTIN (1989) und RICHTER (1998).

7.2 Aktuelle Geomorphodynamik der Altdünenlandschaft

Feldbau, Beweidung und Viehtritt als Ursachen der Vegetations- und Bodenveränderung sind die wichtigsten Faktoren für die Intensität der klimatisch gesteuerten rezenten Geomorphodynamik der Altdünenlandschaft. Auch auf den Altdünen sind entsprechend den hygrischen Jahreszeiten wechselweise fluviale und äolische Prozesse vorherrschend. In Abhängigkeit vom Verfestigungsgrad, dem Oberflächenzustand und der Vegetationsbedeckung der Sande gibt es Altdünenbereiche die stärker von fluvialen oder äolischen Prozessen betroffen sind, aber auch Bereiche, deren Relief abwechselnd fluvialen und äolischen Prozessen unterliegt (vgl. auch COUREL 1977: 48-49).

7.2.1 Äolische Prozesse

Auf Altdünen – zumal auf landwirtschaftlich genutzten Flächen – gestalten sich äolische Prozesse im allgemeinen komplexer als auf aktiven Dünen arider Gebiete. Beeinflussend wirken (1) die standörtlich variierende Textur infolge der Bodenbildung, (2) die zeitliche und standörtliche Änderung der Oberflächen- und Substrateigenschaften (Aggregatbildung, Bodenkrusten, Bodenwassergehalt), (3) die zeitliche und standörtliche Vegetationsänderung und (4) die unregelmäßige mechanische Beeinträchtigung der Oberfläche durch Feldbau und Viehtritt (LEYS 1999: 147). In lockeren Sanden, wenn keine Bodenkruste ausgebildet ist und der Sand nicht durch Bodenbildungen verfestigt ist, dominiert die äolische Dynamik. Daher sind die kaum verfestigten Sekundärdünen am Top der Dünenzüge am

stärksten von rezenten äolischen Prozessen betroffen (Foto 15). Kleinräumige flächige Verlagerung oberflächlicher Sande und Akkumulation in geringmächtigen Flugsanddecken kann hingegen nahezu überall beobachtet werden. Die Vegetation ist dabei kein prinzipielles Hemmnis für äolische Aktivität, nach ASH & WASSON (1983: 24) findet im Kamm-bereich von fixierten Dünen Sandtransport bis zu einem Vegetationsbedeckungsgrad von 30 % statt. Entsprechend wird die Immobilität von sehr spärlich bewachsenen Dünen auf zu geringe Windgeschwindigkeiten oder die reduzierte Häufigkeit von Windereignissen mit ausreichender Transportkraft zurückgeführt (ASH & WASSON 1983). Insgesamt wirkt die Vegetation der äolischen Dynamik aber entgegen. Verbissene Gehölze (oft *Balanites aegyptiaca*) mit ihrem dichten, dornigen Geäst in Bodennähe bilden häufig den Kern eines sandigen Wuchshügels, der bis zu einem Meter im Durchmesser und mehrere Dezimeter Höhe erreicht (Foto 16). Diese Wuchshügel sind i. d. R. Nebkas, werden aber stellenweise durch denudative Abtragung auf den Flächen zwischen den Büschen stärker herauspräpariert. Der Übergang zu den als *bush-mounds* bezeichneten Relikten fluvialer Abtragung ist daher fließend. Deflation kleinerer Hohlformen, in exponierten Lagen am Top spärlich bewachsener Sekundärdünen, und Akkumulation randlicher Nebkas sind auf dem Dünentop in stark beweideten Gebieten zu beobachten (Foto 17). Seltener ist die Reaktivierung ganzer Dünenkörper. Äolisch aktive Sekundärdünen mit Luvhängen, ausgebildetem Dünenkamm und Rutschhängen im Lee sowie teilaktive Dünen, deren Hänge zumindest partiell diese Merkmale tragen, kommen auf dem Dünentop nördlich der *Mare* von Dori und Bidi-Ménégon vor. Die vollständige Reaktivierung des Dünentop ist aus der Region unmittelbar nördlich von Oursi bekannt (Foto 15). Trotz mittlerer Niederschläge von ca. 400 mm/a hat sich hier seit mehreren Dekaden eine kleine Sandwüste etabliert. Dieser "aktive Erg" bei Oursi ist von kurvigen, diskontinuierlichen Linien in SSW-NNE-Richtung gekennzeichnet, wo sich parabelartige und barchanartige Elemente abwechseln. Im Bereich der Deflationsschneisen bilden sich Parabeldünen, auf freieren Flächen oder leicht konvexem Untergrund akkumulieren barchanoide Formen (COUREL 1977: 258, JOLY *et al.* 1980: 29-30). Die Entstehung und Erhaltung dieses *erg actuel* ist nicht klimatisch bedingt, sondern geht auf die anthropogen und zoogen induzierte Zerstörung der Vegetationsdecke zurück.

Weniger akzentuiert und daher kaum fassbar ist die äolische Dynamik auf den feldbaulich genutzten Altdünenabschnitten. Erwähnt wird diesbezüglich die Zerstörung schluffiger Aggregate durch saltierende Sandkörner (ROGNON *et al.* 1989: 176) oder durch Viehtritt auf den abgeernteten Feldern (MICHEL 1973: 265-266) als verstärkende Faktoren für die Deflation von Ton und Schluff. Akkumulation äolischer Formen durch Saltation tritt auf diesen Altdünenabschnitten zurück. Viehtritt leistet auch auf den beweideten Dünenarealen, infolge der Zerstörung der *splash*-Krusten, der äolischen Dynamik Vorschub.

Zur exemplarischen Erfassung der äolisch mobilisierten Bereiche der Dünenzüge wurden Luftbilder ausgewählter Abschnitte des Dünentop ausgewertet. In den Luftbildern (IGB-Befliegung vom Februar 1995 im Maßstab 1:50 000) treten die unverfestigten, vegetationsfreien Sande als besonders helle Partien in Erscheinung. Mit Hilfe des „Seed Tool“

und der ‚Find Like Area‘-Funktion des Bildbearbeitungs-Moduls (*Image Analysis*, GIS ArcView 3.2a) wurden die hellen Pixel ausgewählt und in Polygone umgewandelt. Da die abgeernteten Feldflächen, die in der Regel auf den verflachten Altdünenbereichen liegen, ebenfalls sehr hell erscheinen, wurden nur jene Pixel berücksichtigt, die innerhalb des als ‚Dünentop mit Sekundärdünen‘ kartierten Polygons liegen. Des Weiteren wurde eine Klassenbildung vorgenommen (2 bzw. 3 Klassen), die ausgehend von den hellsten Pixel jedes Luftbilds (Klasse 1 = weiß oder die hellsten Grauwerte des Dünentop) in zwei Stufen die benachbarten Pixel mit einbezieht (Klassen 2 und 3 = Erweiterung der berücksichtigten Grauwerte um die zwei nächstdunkleren Werte). Da die Helligkeit der Pixel aus der starken Reflexion vegetationsfreier Sande resultiert, können die Klassen 1 und 2 mit hoher Sicherheit als äolisch aktive Bereiche interpretiert werden, während die Klasse 3 eher auf eine starke Aufflichtung der Vegetation verweist, aber nicht zwingend auf äolische Dynamik. Die Klasse 3 wird daher als ‚sensibel für äolische Dynamik‘ ausgewiesen. Da die Belichtungsverhältnisse und damit die Grauwerte der Luftbilder voneinander abweichen, erlaubt diese Vorgehensweise jeweils nur Aussagen zur Situation innerhalb eines Luftbilds. Dies betrifft vor allem die Klassenbildung, die je nach Kontrastumfang eines Bildes unterschiedliche Grauwerte umfasst und bei kontrastarmen Luftbildern auf zwei Klassen reduziert wurde. Zur Auswertung wurden die Bereiche des Dünentop ausgewählt, die innerhalb der Untersuchungsgebiete zur Relief- und Bodenentwicklung der Altdünenlandschaft liegen, so dass die Luftbildauswertungen jeweils durch Geländebefunde verifiziert und ergänzt werden können.

Dori-Diomga (Abb. 15)

Auf dem Dünentop des Dünenzugs bei Dori-Diomga sind es vor allem die Bereiche am Top der Sekundärdünen, die rezent äolisch mobil sind. Auffallend ist hier die Häufung äolischer Dynamik in einem Abschnitt südwestlich von Diomga. Im gleichen Gebiet wurde bei archäologischen Prospektionen eine Vielzahl von Fundstellen des *Later Stone Age* aufgenommen. Die Fundstellenhäufung ist als Folge der residualen Artefaktanreicherung auf der Oberfläche nach äolischer Verlagerung des Sandes zu sehen, erst dieser Prozess vereinfacht das Auffinden dieser Fundplatzart. Gelegentlich vorgebrachte Vermutungen, die äolische Dynamik könnte ursächlich mit der frühen Besiedlung bzw. Nutzung dieser Standorte im Zusammenhang stehen, haben sich als falsch erwiesen (VOGELSANG 2000).

Bidi-Ménégou (Abb. 17)

Die äolisch aktiven Bereiche auf dem Dünentop bei Bidi-Ménégou zeigen eine deutliche Konzentration auf den Sekundärdünen, vorwiegend in der Nähe der beiden größeren Siedlungen. Daneben ist eine Häufung äolischer Dynamik entlang von besonders stark frequentierten und breiten Wegen über das Dünentop festzustellen. Diese folgen häufig den Tiefenlinien zwischen den Sekundärdünen, so dass dort aktuell NE-SW-orientierte Deflationsschneisen entstehen.

Aus der äolischen Dynamik resultieren als Akkumulationsform Nebkas variabler Größe, die sowohl den Sekundärdünen aufsitzen als auch in den Depressionen vorkommen. Die

größeren unter ihnen erreichen Höhen über 1 m und Durchmesser von maximal 3 m. Die Aufgrabung einer solchen Nebka zeigt ein Ai/Cv-Profil, wobei sich die oberen Dezimeter nur durch die Durchwurzelung und die etwas fahlere Ausprägung des sonst gelblich-braunen losen Sandes unterscheiden. In Ortsnähe kommt es zur Remobilisierung ganzer Dünenhänge mit ausgeprägten Luv- und Leehängen, wobei Sande vorwiegend in westliche Richtung transportiert werden.

Saouga (Abb. 22)

In der Umgebung von Saouga wird selbst das Dünentop nahezu flächendeckend zum Anbau von Hirse genutzt. Aufgrund der vergleichbaren spektralen Eigenschaften der abgeernteten Hirsefelder (Aufnahmezeitpunkt im Februar 1995) und äolisch aktiver Altdünenbereiche lässt sich die Verbreitung äolischer Dynamik mit der o. g. Methode hier nicht durchführen.

Kissi (Abb. 30)

Nördlich des Mare de Kissi kommt es mit Ausnahme einiger kleiner Deflationshohlformen (z. B. bei KD 6, Abb. 32) zu keiner nennenswerten äolischen Überformung auf dem Dünentop, zumindest nicht in dem Umfang, dass es im Luftbild ersichtlich wäre. Auch die Anzahl der im Luftbild erkennbaren Pfade über das Dünentop, die vorrangig vom Vieh benutzt werden, ist hier deutlich geringer als in vergleichbaren Geländesituationen. Insgesamt scheint dieser Altdünenabschnitt einem geringeren Nutzungsdruck ausgesetzt zu sein. Nicht zuletzt sind hier die Flächen für den Hirsefeldbau auf dem schmalen Streifen verflachter Altdünen nur von geringer Ausdehnung.

Yomboli (Abb. 63)

Auf dem Dünentop nördlich des Mare Yomboli sind zwei Bereiche mit verstärkter äolischer Dynamik ausweisbar; unmittelbar nördlich des *Mare* und etwas östlich davon. Dazwischen liegt eine Siedlungshügelgruppe und das Dünentop ist zudem von dichter Baumvegetation bestanden (vgl. Kap. 7.2.2.1). Der stark degradierte und äolisch aktive Bereich im Osten ist ausnahmslos von *Leptadenia pyrotechnica* bestanden, das Sekundärdünenrelief ist hier sehr ausgeprägt. Westlich der Siedlungshügel kommen gering eingetiefte Deflationshohlformen vor, stellenweise mit residualer Artefaktkonzentration auf der Oberfläche. Teilweise sind diese Deflationswannen durch frisches Gras fixiert.

Das Dünentop wird von zahlreichen, zum *Mare* hinführenden Viehwegen gekreuzt. Es fällt auf, dass die Wegdichte zwischen den beiden Altdünenabschnitten mit äolisch aktiven Bereichen geringer ist.

Oursi (Abb. 26)

Auf dem Dünenzug von Oursi konzentriert sich die äolische Dynamik auf den vollständig reaktivierten Bereich ("aktiver Erg" von Oursi) nördlich der Siedlung. Außerhalb dieses drastischen Beispiels äolischer Morphodynamik ist das Dünentop äolisch weitgehend stabil.

Der Vergleich der Kartierungen der aktuellen äolischen Dynamik auf dem Dünentop lässt einen qualitativen Zusammenhang mit Beweidung und Viehtritt erkennen. Während kleinere Deflationsformen, in der Regel auf den windexponierten Sekundärdünen, auf dem Dünentop der meisten Dünenzüge vorkommen, sind es innerhalb der Dünengebiete mit stärkerer äolischer Dynamik oft die Viehwege, die größere Flächen mit äolischer Dynamik einnehmen. Auffallend ist, dass mit der Anzahl der Viehwege auch die Intensität der äolischen Dynamik entlang der einzelnen Viehwege zunimmt.

Aus den gezeigten Beispielen lassen sich drei Stadien der Degradation ausweisen, die von punkthaften über linienhafte bis zu flächenhaften räumlichen Strukturen führen. So können die äolisch aktiven Bereiche in den weniger gestörten Altdünenabschnitten als Punktwolken unterschiedlicher Dichte beschrieben werden, die nach zunehmender Degradation entlang der Viehwege einen linienhaften Charakter bekommen (z. B. Bidi-Ménégo) und im Extremfall in flächenhafte Dynamik (Oursi) übergehen.

7.2.2 Denudative Prozesse

Damit es auf den Altdünen zu oberflächlichem Abfluss und damit zu denudativen Prozessen kommen kann, muss die Infiltration der normalerweise sehr durchlässigen Dünen- sände herabgesetzt sein. Ergänzend zu den oben angesprochenen Prozessen der Krustenbildung verweist RIOU (1990: 187) diesbezüglich auf die Bedeutung „tonkontaminierter“ kolluvialer Sedimentdecken als Voraussetzung zur Bildung von Schlämmkrusten. CASNAVE & VALENTIN (1989:72) erwähnen die Bildung eines tonigen Mikrohorizonts auf sandigem Substrat, der bei wiederholten Niederschlagsereignissen durch *splash* aus einer (vertikalen) Sortierung von Sand über Ton im mm-Bereich mit nachfolgender Verkrustung hervorgeht. Weit verbreitet sind auf Altdünen stark verkrustete Oberflächen nach Bodenerosion auf feldbaulich genutzten Altdünen über den wenig durchlässigen B-Horizonten (Foto 18). Diese Krusten können zusätzlich durch Algen verfestigt sein (CASNAVE & VALENTIN 1989:164).

Infiltrationsmessungen und Beregnungsversuche zur Erfassung des Oberflächenabflusses wurden jeweils entlang eines N-S-verlaufenden Dünen transekts bei Yomboli auf dem Dünenzug Oursi-Markoy durchgeführt, sowie im Süden der Region auf dem Dünenzug von Dori bei Yakouta. Ergänzende Ergebnisse liegen von Sandrampen und ausgewählten Dünenstandorten vor, auf die z. T. schon bei der Beschreibung der Dünen catenen eingegangen wurde. Soweit nicht ausdrücklich vermerkt, wurden die Feldversuche jeweils im Juli, also am Beginn der Regenzeit durchgeführt.

7.2.2.1 Infiltrationsmessungen auf dem Altdünenzug bei Yomboli

Die Landschaftseinheiten des Dünenzugs bei Yomboli entsprechen im S-N-Verlauf der naturräumlichen Gliederung wie sie im Kap. 3.3 vorgestellt wurde. Typisch ist der verbnete und nur schwach geneigte südliche Altdünenabschnitt, der feldbaulich genutzt wird, das den Dünenzug begrenzende Mare de Yomboli im Süden, das Dünentop mit dem Se-

kundärdünenmuster sowie der steilere Dünennordhang und die sich nördlich anschließende episodisch überschwemmte Niederung und das Glacis. Abb. 63 zeigt die Landschaftseinheiten der Region und die Lage der Messstellen (Sedimentanalysen, YOM1 in Anhang A). In der Umgebung des Messstelle Y4 besitzt das Dünentop noch eine vergleichsweise dichte Grasdecke und einen weitständigen Baumbestand, der in einigen Senken noch größere Dichten erreicht. In dem für diese Reliefposition typischen feinsandigen Flugsand ist ein schwach ausgeprägter Cambic Arenosol entwickelt. Die Oberfläche trägt eine dünne *splash*-Kruste. Bereits unmittelbar unter der Oberfläche (2 cm) war das Substrat am Tag der Infiltrationsmessung noch schwach feucht. Die Infiltrationsrate nach 30 Minuten (I_{30}) ist auf dem Dünentop in dem kaum verfestigten Sand mit 110,2 mm/h (1,8 mm/min) erwartungsgemäß sehr hoch (Abb. 71).

Die steilere Nordabdachung des Dünenzugs ist ebenso von annuellen Gräsern und weitständigen Bäumen bewachsen. Etwas westlich des Transekts sind am Unter- und Mittelhang einige Hirsefelder angelegt. Stellenweise ist der Hang von Erosionsrinnen durchzogen, die den Viehwegen folgen. Das oberflächennahe Sediment des Nordhangs (Y3) entspricht dem des Dünentop und auch die Infiltrationsrate (I_{30}) erreicht mit 116,3 mm/h (1,9 mm/min) einen vergleichbaren Wert. Der Verlauf der Infiltrationskurven (Abb. 71) unterstreicht die Vergleichbarkeit dieser beiden Standorte.

Der Fußbereich des Altdünenhangs im Übergang zum Glacis ist durch ein unstetes Relief gekennzeichnet. Erhöhte sandige Bereiche mit einer schüttereren Grasdecke und tiefer liegende (Größenordnung bis 1 dm) vegetationsfreie Bereiche wechseln sich ab. Außerdem treten gehäuft Sandakkumulationen in Form von Wuchshügeln um die verbissenen Gehölze (*Balanites aegyptiaca*) auf (Foto 16). Am Hangfuß existiert also ein Muster aus punkthafter äolischer Akkumulation an den verbissenen Gehölzen und flächenhaft wirkender fluvialer Abtragung auf dem übersandeten Glacis. Das oberflächennahe Sediment (Y2) ist ein schwach grusiges Kolluvium (YOM1, Anhang A). Das Substrat ist von zahlreichen Feinwurzeln durchzogen, die darauf hinweisen, dass sich auf der zum Aufnahmezeitpunkt vegetationsfreien Fläche im Verlauf der Regenzeit eine Decke aus annuellen Gräsern ausbilden wird. Die Infiltrationskurve fällt bereits in den ersten Minuten sehr steil ab, und die ermittelte Endinfiltrationsrate (I_{30}) liegt mit 64,25 mm/h (1,1 mm/min) ebenfalls deutlich unter der der zuvor beschriebenen Standorte.

Auf der Südseite des Dünenzugs, innerhalb des feldbaulich genutzten, verflachten Altdünenabschnitts dominieren zu Beginn der Regenzeit zwei Oberflächentypen, in Abhängigkeit des Zustands der Bodenbearbeitung: zum einen Oberflächen mit einer Bodenkruste und einer spärlichen Krautschicht zwischen den erst 10-15 cm hohen, weitständigen Hirsepflanzen, und daneben die Felder mit frisch aufgebrochener Kruste durch die Bodenbearbeitung mit der Harke (*bâton de sarclage*). Der oberflächennahe Untergrund besteht aus einem Kolluvium aus schwach tonigem Sand mit 10 Gew.-% Tonanteil. Das Substrat war bis auf die oberen 2 cm schwach feucht und weist bereits in geringer Tiefe Fe-Flecken auf (vgl. YOM1, Anhang A und Kap. 6.3.3). Die Infiltrationsrate (I_{30}) auf einem oberflächlich verkrusteten, ungejäteten Feld (Y5) beträgt 80,09 mm/h (1,3 mm/min).

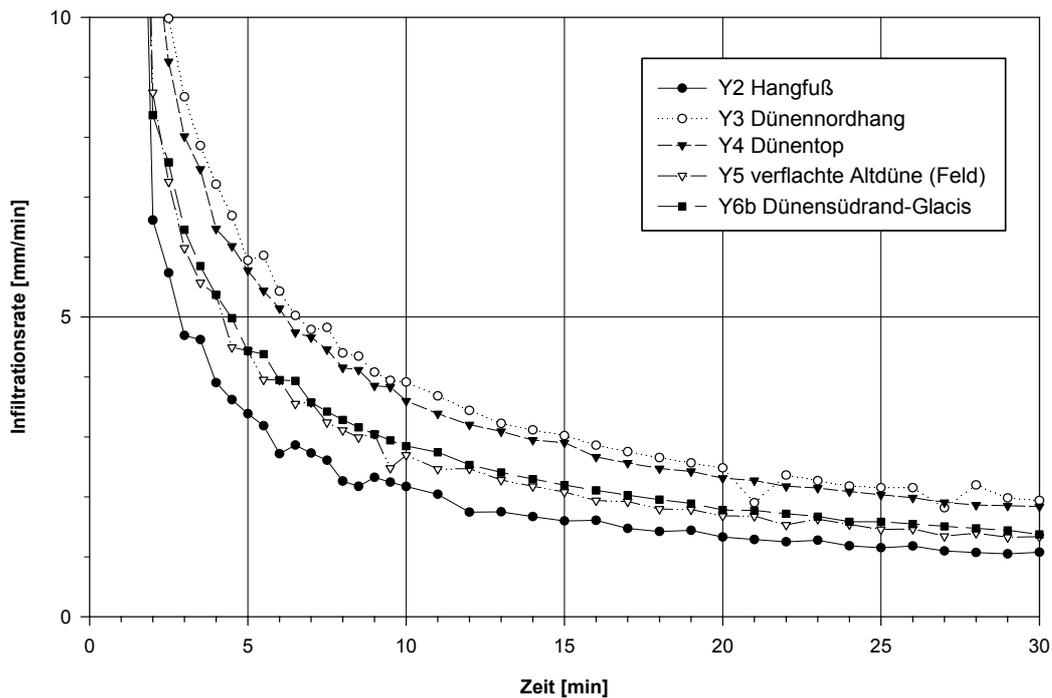


Abb. 71 Infiltrationskurven, Testflächen des Altdünen transekts bei Yomboli.

Östlich und westlich des Mare de Yomboli ist der Übergang vom Dünenzug zum Glacis fließend. Bei insgesamt abnehmender Sandmächtigkeit häufen sich tiefer liegende lobenförmige Buchten mit residualer grobsandiger bis grusiger Bedeckung, die den Beginn des Glacis markieren. In der Landschaft ist der Übergang zwischen Dünenzug und Glacis durch eine Totholzhecke angezeigt, die Bereiche mit für den Feldbau noch ausreichender Sandmächtigkeit von der südlich des ‚Zaunes‘ liegenden Übergangszone trennt. Die erhöhten Bereiche (aus Altdünensanden) tragen eine Grasdecke und sind weitständig von Bäumen bewachsen. Residuale Anreicherung von Grobsand und Quarzgrus sowie Spuren der Verspülung weisen die schwach geneigten Böschungen zwischen den erhöhten grusig-sandigen Grasinseln und den flachen Glacisabschnitten als die morphodynamisch aktivsten Bereiche in dieser Übergangszone aus. Die Infiltrationsrate (I_{30}) eines solchen Standorts (Y6b) liegt mit 82,35 mm/h (1,4 mm/min) ähnlich hoch wie auf den unbearbeiteten Feldern, und auch der Verlauf der Infiltrationskurve ist durchaus vergleichbar (Abb. 71). Das oberflächennahe Sediment (1-2 cm) ist ein stark verfestigter Sand. Darunter nimmt der Tongehalt zu (St2) und die Textur entspricht bis auf die hohe Grobsandkomponente weitgehend dem Dünensand innerhalb der Felder.

7.2.2.2 Infiltrationsmessungen auf dem Altdünenzug bei Yakouta

Ein zweites Transekt wurde in der Nähe der Siedlung Yakouta (14°05'N, 0°12'W) über den Dünenzug von Dori gelegt (YAK, Anhang A). Im Gegensatz zu den Dünenzügen im

Norden der Region wird dieser fast flächendeckend feldbaulich genutzt, die Hirsefelder ziehen sich vom Hangfußbereich im Norden des Altdünenzugs bis zum Oberhang hinauf. Das von annuellen Gräsern bestandene Sekundärdünenrelief nimmt nur einen vergleichsweise schmalen Bereich ein. Der verflachte, ebenfalls feldbaulich genutzte Altdünenabschnitt im Süden erreicht eine N-S-Ausdehnung von mehreren Kilometern

Auf dem Dünentop sind wenig ausgeprägte Chromic Arenosols verbreitet, die von geringmächtigen Flugsanddecken überlagert sind (ALBERT & KÜPPERS 2001). Der feinmaterialarme Sand (T+U = 5 Gew.-%) ist unverfestigt und trägt eine wenig widerständige, dünne *splash*-Kruste. Die Kurve der Infiltrationsrate fällt sehr flach ab und die Endinfiltrationsrate (I_{30}) ist mit 116,3 mm/h (1,9 mm/min) erwartungsgemäß hoch (YA4 in Abb. 72).

Auf dem Dünennordhang besteht der oberflächennahe Untergrund aus Kolluvien aus der Hangabtragung vom Oberhang und aus gekappten Chromic Arenosols. In beiden Fällen ist das Substrat ein St2, der schwach verfestigt ist und eine dünne Bodenkruste trägt. Die Infiltrationsrate (I_{30}) auf einem unbearbeiteten Feld (YA3) erreicht 82,35 mm/h (1,4 mm/min).

Am Hangfuß wechseln sich Brachen und Feldflächen ab, hier haben sich Cambic Arenosols in kolluvialen Bodensedimenten entwickelt. Die lehmigen Sande sind stark verfestigt. Die Infiltrationsrate (I_{30}) ist mit 67,41 mm/h vergleichsweise niedrig (YA2). Etwas nördlich, außerhalb eines Totholzzauns, der die nördliche Begrenzung des Feldbaus anzeigt, ist die Infiltrationsrate (I_{30}) bei vergleichbaren edaphischen Bedingungen mit 58,22 mm/h (1 mm/min) sogar noch niedriger (YA1).

Südlich des Dünentop im Bereich der feldbaulich genutzten, verflachten Altdünen sind stärker verfestigte, feinmaterialreichere Luvic-Chromic Arenosols mit staunassen Unterböden vorherrschend (ALBERT & KÜPPERS 2001). Unterhalb des Dünentop sind die Ap-Horizonte oft in Kolluvien ausgebildet. Die oberflächennahen Sande sind schwach tonig und auf den abgeernteten und beweideten Feldern meist durch den Viehtritt aufgelockert. Die Infiltrationsrate (I_{30}) auf einem solchen Feld (YA5) erreicht mit 113,28 mm/h (1,9 mm/min) einen vergleichsweise hohen Wert und der Verlauf der Infiltrationsmessung ist durchaus mit Standorten auf dem Dünentop vergleichbar (Abb. 72). Etwas südlich, in einem verfestigten und verkrusteten Bvt-Horizont eines gekappten Luvic-Chromic Arenosol, liegt die Infiltrationsrate (I_{30}) mit 72,79 mm/h (1,2 mm/min) deutlich niedriger (YA6).

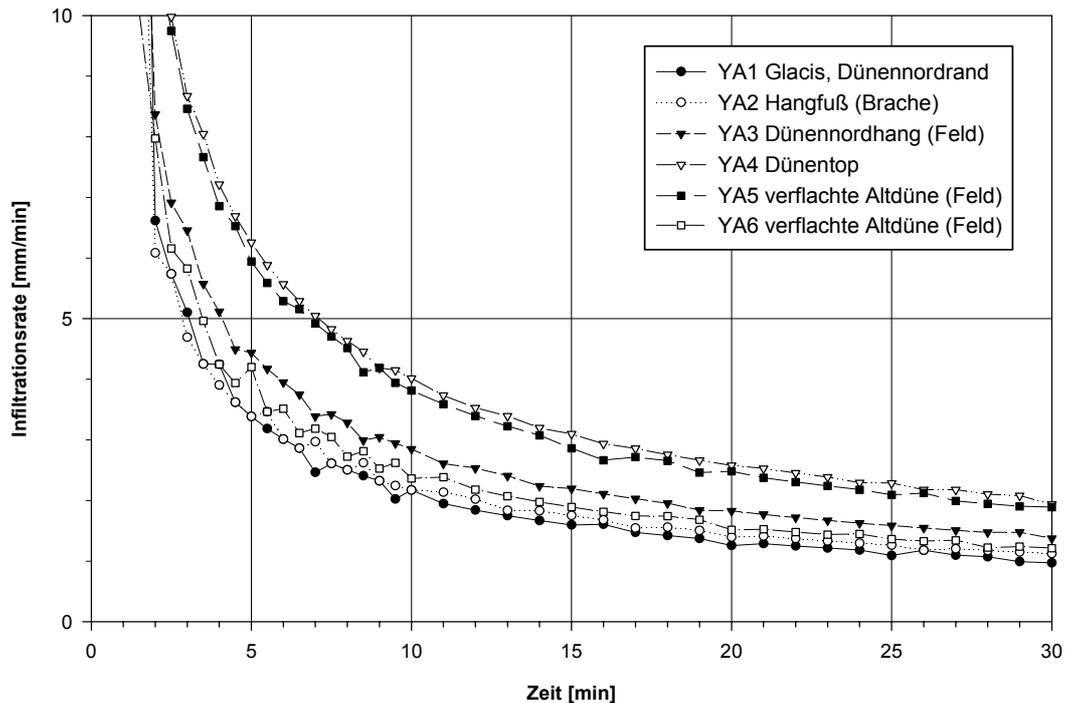


Abb. 72 Infiltrationskurven, Testflächen des Altdünentransekts bei Yakouta.

7.2.2.3 Infiltrationsmessungen und Bodenabtrag auf Sandrampen

Auf den gekappten und oberflächlich verkrusteten Luvic-Chromic Arenosols der Sandrampe in der Montagne de Gangaol (vgl. Kap. 4.5.1) beträgt die Endinfiltrationsrate (I_{30}) 86,7 (1,4 mm/min) (GA1 in Abb. 73). Der experimentell ermittelte *runoff*-Koeffizient ist mit 21,1 % vergleichsweise niedrig. Das gilt ebenso für den daraus resultierenden Bodenabtrag von 5,9 g/m² (Tab. 11). Bei einer zweiten Infiltrationsmessung auf durchfeuchteter Bodenkruste liegt die Infiltrationsrate etwas höher (GA1f). Auf einem benachbarten Standort (GA2), mit dichter Pisolithbedeckung fällt die Infiltrationskurve steiler ab, und die Endinfiltrationsrate (I_{30}) ist mit 67,4 mm/h (1,1 mm/min) etwas niedriger. Entsprechend größer ist der *runoff*-Koeffizient mit 59,8 % und der experimentell ermittelte Bodenabtrag mit 22,6 g/m².

Auf der Sandrampe an den Collines de Gagara (Kap. 4.5.2) wird die aktuelle Abtragungsdynamik durch zahlreiche seitliche Einschnitte des Gully, die bereits mehrere Meter in die Sandrampe hineingreifen, sowie durch deutliche *piping*-Spuren angezeigt. Das gleichzeitige Vorkommen von linearen Erosionsformen aus Oberflächenabfluss und *piping* bedarf einerseits oberflächlicher Transportprozesse und andererseits ausreichender Infiltration. Diese Dynamik wird durch die Ergebnisse der Feldversuche auf der Sandrampe unterstrichen: Die gemessene Endinfiltrationsrate (I_{30}) ist mit 96,5 mm/h (1,5 mm/min) durchaus hoch (Abb. 73). Der ermittelte *runoff*-Koeffizient liegt bei 43,0 %, und der Bodenabtrag ist mit 164,1 g/m² sogar sehr hoch (vgl. Tab. 11).

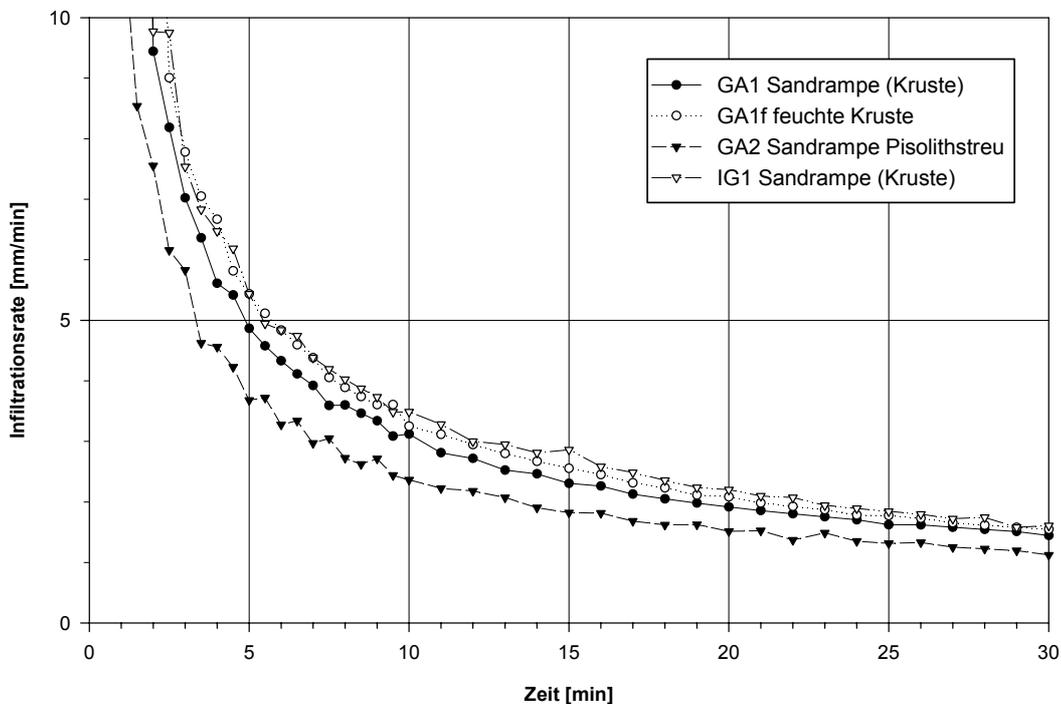


Abb. 73 Infiltrationskurven, Testflächen auf Sandrampen.

7.2.2.4 Standortparameter und Infiltrationsverhalten auf Alldünen

Zwischen den experimentell ermittelten Infiltrationsraten und den standörtlichen Parametern der Testflächen auf Alldünen ist ein deutlicher Zusammenhang erkennbar. Entsprechend der Ausprägung von Oberflächentyp, Boden (Textur) und nutzungsabhängiger Vegetation können die Testflächen in zwei Klassen zusammengefasst werden:

1. Gering verfestigte bis lose Feinsande (Cambic Arenosols und jüngere Flugsandakkumulationen) ohne nennenswerten Schluff- und Tonanteil mit wenig widerständiger, schwach ausgebildeter *splash*-Kruste und spärlicher Bedeckung annueller Gräser.
2. Verfestigte schwach tonige bis lehmige Sande (Kolluvien und gekappte Chromic- bzw. Luvisol-Chromic Arenosols) mit erhöhter Verschlammungsneigung und/oder widerständigerer Bodenkruste auf weitgehend vegetationsfreien Feldflächen oder Brachen.

In Tab. 11 sind die Testflächen entsprechend ihrer Klassenzugehörigkeit gruppiert dargestellt. Die Übersicht zeigt, dass die Standorte der Klasse 1 durchweg hohe bis sehr hohe Infiltrationsraten aufweisen, während die Werte der Standorte der Klasse 2 im Mittel deutlich niedriger sind. Allerdings gibt es auch Standorte, deren Werte sehr nahe an den jeweiligen Klassengrenzen liegen und deren Infiltrationsverhalten daher nur eingeschränkt als standorttypisch zu bezeichnen ist: so z. B. GA1 mit hohen Infiltrationsraten trotz starker oberflächlicher Verkrustung und sehr hohem Feinmaterialanteil des insgesamt stark verfestigten Sediments. Ebenfalls abweichend verhält sich der Standort YA5 auf dem Hirsefeld, seine Eigenschaften entsprechen einerseits (Relief, Nutzung) Klasse 2 und andererseits (Substrateigenschaften) Klasse 1 mit sehr hohen Infiltrationsraten. Ähnliches gilt, weniger deutlich, für den Standort Y6b am Südrand eines Dünenzugs.

Tab. 11 Ergebnisse der Infiltrationsmessungen und Niederschlagssimulationen auf Altdünen nach Standortklassen mit: Infiltrationsrate (I_{30}), Bodenart (B-art), *runoff*-Koeffizient (K_{AO}), Beginn des Oberflächenabfluss (T_{AO}), Vegetationsbedeckung (F-Veg), Steinbedeckung (F-Stein) und Hangneigung.

No	Standort	I_{30} [mm/h]	U [%]	T [%]	B-art	K_{AO} [%]	Abtrag [g/m ²]	T_{AO} [min]	F-Veg [%]	F-Stein [%]	Neigung [°]
In die Klasse 1 fallen die Testflächen											
YA 3	Dünennordhang (Feld)	82.4	4,9	7,4	St2	43,9	311,6	2'30	1	0	8
IG 1	Sandrampe verkrustet	96.5	2,7	4,5	Ss	43,0	164,1	1'50	1	3	6
Y 4	Dünentop (dünne Kruste)	110.2	1,5	3,8	Ss	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
GM 1	Dünennordhang (Feld)	110.2	1,8	4,6	Ss	1,5	2,4	24'00	0	2	6
YA 4	Dünentop	116.3	3,3	1,9	Ss	0,0	0,0	-	1	0	2,5
Y 3	Dünennordhang	116.3	2,9	2,4	Ss	0,0	0,0	-	10	0	7
SD 15	Dünennordhang (Feld)	119.9	1,2	5,3	St2	2,1	6,4	18'00	0	0	3
SD 15a	(feucht)	119.9									
In die Klasse 2 fallen die Testflächen											
SD 16	Hangfuß (Feld)	56.5	10,1	9,2	St3	88,8	94,5	2'00	0	3	3
YA 1	Glacis, Dünennordrand	58.2	15,6	11,2	St3	94,3	56,2	1'00	0	1	3,5
Y 2	Hangfuß	64.3	5,9	7,8	St2	55,4	25,7	1'25	1	2	3
GA 2	Sandrampe Pisolithstreu	67.4	8,7	13,5	St2	59,8	22,6	2'00	0	75	9
YA 2	Hangfuß (Brache)	67.4	16,6	10,5	St3	67,3	16,3	2'00	1	1	3
YA 6	verflachte Altdüne (Feld)	72.8	6,1	13,4	St2	88,6	300,1	0'30	1	1	5
OU 6	Unterhang	75.3	3,5	11,3	St2	90,9	89,5	2'00	0	3	5
Y 5	verflachte Altdüne (Feld)	80.1	5,6	10,4	St2	74,0	107,2	1'30	0	0	n.b.
GA 1	Sandrampe (Kruste)	86.7	12,9	17,4	St3	21,2	5,9	2'15	0	2	5,5
GA 1f	(feucht)	92.7									
Testflächen ohne Klassenzuordnung											
YA 5	verflachte Altdüne (Feld)	113.3	5,5	7,0	St2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Y 6b	Dünensüdrand-Glacis	82.4	7,4	3,0	Ss	0,0	0,0	-	5	35	6,5

Untergeordnet ist in den Dünensanden die Bedeutung der Bodenfeuchte für das Infiltrationsverhalten. Dies geht aus den vergleichenden Messungen an zwei Standorten hervor: Auf dem geringfügig verfestigten St2 (gekappter Chromic Arenosol) des Standorts SD15 ist keine Änderung des Infiltrationsverhaltens zwischen trockenem und feuchtem Substrat festzustellen. Auf den verkrusteten tonigen Sanden der Sandrampe (GA1, GA1f Abb. 73) nimmt die Infiltrationsrate in feuchtem Substrat sogar noch geringfügig zu, was sich durch das Aufweichen der Bodenkruste erklären lässt.

Insgesamt streuen die Endinfiltrationsraten (I_{30}) zwischen 56,5 mm/h und 119,9 mm/h und liegen damit wesentlich dichter beieinander als in Altdünen der Republik Niger, wo HAMMER (1994: 17) Infiltrationsraten von im Mittel 400 mm/h bei einer Streuung zwischen 360-600 mm/h, aber nur 2 mm/h bei Verkrustung ermittelte.

7.2.2.5 Oberflächenabfluss und Bodenabtrag auf Altdünen

Während die Standorte mit sehr hohen Infiltrationsraten in Klasse 1 erwartungsgemäß geringen bis keinen Oberflächenabfluss und Bodenabtrag produzieren, kommt es innerhalb

dieser Klasse auf Standorten mit ungünstigerem Infiltrationsverhalten zu mittleren *runoff*-Koeffizienten und sehr hohen Abtragsraten. Diese resultieren aus der umfangreichen Bereitstellung transportierbaren Lockermaterials auf den wenig verfestigten Dünenstandorten. In der Klasse 2 erreichen die *runoff*-Koeffizienten über den verfestigten und feinmaterialreicheren Sanden im Mittel höhere Werte, die allerdings nicht gleichmäßig den Infiltrationswerten folgen. Dies liegt an der nur eingeschränkten Vergleichbarkeit der mit den unterschiedlichen Methoden gewonnenen Werte. Reihenuntersuchungen von CASNAVE & VALENTIN (1989:16) zeigen, dass die Infiltrationswerte der Infiltrationsmessungen oft um ein Vielfaches über denen der Berechnungsversuche liegen, was hauptsächlich am unterschiedlichen Verhalten von Niederschlagswasser und Überstauwasser liegt. Dass auch der gegenteilige Fall eintreten kann, zeigen die eigenen Untersuchungen am Beispiel der Testfläche Y6b: Trotz der etwas reduzierten Infiltrationsrate wurde hier durch die Niederschlagssimulation kein Abfluss erzeugt. Die Ursache liegt vermutlich in den oberflächennahen Texturunterschieden: Während bei Überstau der Porenraum der oberen grusig-grobsandigen Lage schnell gefüllt ist und die verzögerte Infiltration über dem dichteren Untergrund zum Tragen kommt, scheint die sukzessive Wasserzufuhr über den simulierten Niederschlag vollständig zu infiltrieren.

Die Abtragsraten streuen mit Werten zwischen 16 g/m^2 und 300 g/m^2 sehr stark. Die Ursache dieser Streuung liegt in dem sehr unterschiedlichen Oberflächenzustand der Testflächen. Dort, wo wenig transportierbares Substrat bereitliegt oder die Bodenkrusten durch den *splash* zwar aufgeweicht aber nicht in transportierbare Partikel zerlegt werden, sind die Abtragsraten auf den Testflächen relativ gering. Erhöhte Abtragsraten sind auf den Feldern zu beobachten, da dort häufig verspültes oder äolisch umgelagertes Lockermaterial über den verkrusteten und dichten Oberflächen zum Transport bereitliegt. Andererseits ist das Infiltrations- und Abtragsverhalten auf den Feldern stark vom Bearbeitungszustand abhängig. Die flächige Beseitigung des Unkrauts mit der sichelförmigen Harke (*bâton de sarclage*) – ein Arbeitsgang, der zu Beginn der Wachstumsperiode zwei Mal durchgeführt wird – führt zum Aufbrechen der Bodenkrusten auf den Feldern und begünstigt die Infiltration (CASNAVE & VALENTIN 1989:60). Ähnlich wirkt sich der Viehtritt auf den abgeernteten Feldern aus, wie auf der Testfläche YA5 deutlich wurde. Zwar werden die Rinder erst nach der Regenzeit in die dann abgeernteten Felder geführt, es findet aber bis zur folgenden Regenzeit keine neuerliche Verkrustung statt.

Zu vergleichbaren Ergebnissen kommt ROOSE (1992) bezüglich des Verhaltens von Testflächen auf einer Sandrampe über einem *sol ferrugineux peu lessivé* (Luvic-Chromic Arenosol) südlich des Mare d'Oursi: Der mittlere *runoff*-Koeffizient einer dreijährigen Messreihe ist auf einer vor Beweidung und Viehtritt geschützten Brache höher als auf einem Hirsefeld und einer vegetationslosen Referenzfläche, die nach jedem Niederschlag bearbeitet wurde. Umgekehrt erreichte der Abtrag auf der Referenzfläche ($17,8 \text{ t/ha/a}$) ein Vielfaches des Hirsefelds und der Brache ($2,2$ bzw. $1,6 \text{ t/ha/a}$) (ROOSE 1992: 502).

Verstärkter Oberflächenabfluss und erhöhter Bodenabtrag findet demnach nur statt, wenn – in diesem Fall durch die Bodenbearbeitung – transportierbares Substrat bereitgestellt wird. Ohne Bearbeitung ist der *on-site*-Schaden bezogen auf die Testfläche vergleichsweise ge-

ring. Unberücksichtigt bleibt allerdings der *off-site*-Schaden, der infolge des erhöhten Oberflächenabflusses verursacht wird. Das oberflächlich abfließende Wasser wird je nach Relief und standörtlichen Bedingungen außerhalb (unterhalb) der Testfläche auf transportierbares Lockersubstrat treffen und dieses als Fracht aufnehmen, oder sich – je nach (Mikro-)relief – konzentrieren und entsprechend linearerosiv tätig werden.

Die Faktoren Vegetationsbedeckung und Steinbedeckung (außer GA2) sind für den Vergleich der Testflächen von nachrangiger Bedeutung, da die Flächenprozentage jeweils gering sind und vergleichbare Größenordnungen aufweisen. Gleiches gilt für die Hangneigung der Testflächen. Der von POESEN (1984) nachgewiesene Zusammenhang zwischen Hangneigung und Infiltrationsrate – wonach letztere in zur Verschlammung neigenden Böden mit zunehmender Hangneigung zunimmt, da flachere Oberflächen (bei senkrechtem Niederschlag) stärkerem Regenschlag ausgesetzt sind und Bodenkrusten auf geneigteren Oberflächen durch die verstärkte Abtragung häufiger zerstört sind – ist bei den geringen Neigungsunterschieden der insgesamt vergleichsweise nur schwach geneigten Testflächen vernachlässigbar.

Der Zeitraum bis zum Beginn des Oberflächenabflusses (T_{AO}) lässt keinen Zusammenhang mit der Infiltrationsrate erkennen. Lediglich auf den Testflächen mit sehr hoher Infiltrationsrate (GM1 und SD15) besteht ein direkter Zusammenhang zu dem sehr spät einsetzenden *runoff*. Die insgesamt große Zeitspanne zwischen 30 Sekunden und über 20 Minuten entspricht vergleichbaren Ergebnissen auf sandigen bis lehmig-sandigen Böden (vgl. DE PLOEY 1983).

7.2.3 Linearerosive Prozesse

Besondere geomorphologische Bedeutung kommt den linearen Erosionsprozessen in den Altdünenlandschaften zu. Trotz der groben Textur unterliegen die Altdünen, wie gezeigt wurde, beträchtlichem Oberflächenabfluss, der häufig zu linearen Erosionserscheinungen führt (CASENAVE & VALENTIN 1989:164). TALBOT & WILLIAMS (1978: 111) beschreiben Gullies in Altdünen der Rep. Niger (bei ca. 350 mmN/a), die sich in 3° geneigte Hänge eingeschnitten haben und unterhalb der Dünen ältere, bewachsene Schwemmfächer zerschneiden. In den Altdünen des Gourma (Rep. Mali) erwähnt BARTH (1982: 218) bis 2 m breite Erosionsschluchten über wasserstauenden lateritischen Böden. Die wohl beeindruckendste Dokumentation von Rinnenerosion in Altdünen liegt von DAVEAU (1965) aus dem nördlichen Sahel Mauretaniens vor. Dort sind die Hänge der Altdünen nahezu flächendeckend von einem dendritischen Netz aus Rinnen durchzogen, die lediglich am Top der Altdünen einen schmalen Streifen unbeeinflusst lassen, wie anhand von Luftbildern eindrücklich dokumentiert ist. In NE-Burkina Faso und dem angrenzenden nigrischen Liptako beschreibt COUREL (1977: 260-261) fossile und rezente linienhafte Erosionsspuren in den steileren Hangbereichen der Dünennordhänge im Zusammenhang mit Vegetationsdegradation durch anthropogenen Einfluss. Ebenfalls im Liptako beschreiben ANHUF *et al.* (1990: 204) Altdünengebiete mit „Badlandcharakter“ durch Gully-Erosion.

Linienhafte Erosion mit Eintiefung von 1,3 m als Folge eines einzigen Gewitters erwähnt MARIE (1993: 51) für die östliche Fortsetzung des Dünenzugs von Dori in der Rep. Niger. Innerhalb der Altdünenlandschaft NE-Burkina Fasos sind es vorwiegend die Sandrampen an Inselbergen, die die auffälligsten und imposantesten Spuren linearer Erosion tragen (Foto 7 und 8), sowie die meist feldbaulich genutzten und steileren Nordhänge der Dünenzüge und die Randbereiche größerer Wadis, die die Dünenzüge queren. Der fluvialerosive Formenschatz reicht dabei von einzelnen, schmalen und kurzen Rinnen und flachen Mulden bis zu ausgeprägten, vielfach verzweigten Gully-Systemen. Letztere kommen vermehrt in den pedogenetisch verfestigten Sanden der Sandrampen vor, da deren Einzugsgebiet durch Zuschusswasser von den Inselberghängen gespeist wird.

Vielfach wird Gully-Entwicklung mit *piping* in Verbindung gebracht (z. B. BRYAN & JONES 1997). Hierzu ist allerdings eine ausreichende Infiltration notwendig, damit es zu lateralen Sickerwasserbewegungen (*interflow*) und letztlich zu Sedimentaustrag an den betroffenen *headcuts* oder steilen Böschungen kommen kann. Auf den Zusammenhang von Infiltration und *piping* wurde bereits am Beispiel der rezenten Dynamik auf der Sandrampe an den Collines de Gagara hingewiesen. JOLY *et al.* (1980: 34) erwähnen durch *piping* entstandene Gullies im Dünenzug von Oursi-Markoy an den steilen Uferböschungen des Wadi bei Gountouré. DAVEAU (1965: 13, Taf. 4) erwähnt initiale Rinnenbildung durch subkutane Erosion unter dichter Grasvegetation und verkrusteten Oberflächen in Altdünen Mauretaniens und betont die Rolle der Tiergänge und kleinerer pflanzlicher Hohlräume im Boden für den subkutanen Abfluss. Diese Feststellung wird durch eigene Beobachtungen auf einem Altdünenhang bei Yakouta bestätigt: Dort ist eine 40-50 cm tiefe Erosionsrinne in gekappte Chromic Arenosols eingeschnitten. Auffallend sind zahlreiche Tiergänge von grabenden Nagetieren, die oberhalb der 10-20 cm hohen *headcuts* vorkommen, was durchaus zu einer Kanalisierung des Abflusses und des *interflow* beitragen kann.

Prägend für die Ausgestaltung der Rinnen und Gullies (vor allem den Querschnitt) ist die pedogenetische Verfestigung der Dünensande als Voraussetzung für die Standfestigkeit der Böschungen und *headcuts*. Eine Verbreiterung der Formen erfolgt häufig erst, wenn die konsolidierten Bodenhorizonte durchschnitten sind, die lockeren Sande im Liegenden seitlich ausgeräumt wurden und die unterspülten B-Horizonte nachbrechen können.

7.2.3.1 Rinnenerosion am Dünennordhang bei Ménégou

Entlang des Nordhangs des Dünenzugs von Bidi-Ménégou fallen auf den Feldern und Brachen Erosionsrinnen auf, die in den Dünengang eingeschnitten sind. Etwas östlich der Catena 3 von Ménégou (Kap. 4.2.4) verläuft eine Erosionsrinne vom Dünentop bis in den Unterhang unterhalb der Geländestufe und bildet dort einen breiten Schwemmfächer im Hirsefeld. Der aktuelle *headcut* (Dez. 2001) der Rinne liegt am Oberhang im Übergang zum Dünentop zwischen zwei Sekundärdünen. In dieser Reliefposition kommt es zu einer Konzentration des Oberflächenabflusses und nachfolgender Einschneidung. Der Dünengang wird seit 2000 wieder feldbaulich genutzt. Die Rinne entstand bereits zuvor und wurde erstmals im Sommer 1998 besichtigt. Zu dieser Zeit lag der Hangabschnitt brach

und trug eine schütterere Decke aus annuellen Gräsern. Auf dem Dünenhang sind Chromic Arenosols entwickelt. Die Oberböden sind meist bis in die rubefizierten B-Horizonte abgetragen. Die Oberflächen sind verkrustet oder von rezent umgelagerten Lockersanddecken bedeckt (Kap. 4.2.4). Auf dem Mittelhang, noch oberhalb der Geländestufe, sind die Böden bereits ab 1 m unter Geländeoberfläche kräftig nassgebleicht. Unmittelbar oberhalb der durch die Hecke begrenzten Geländestufe wurde ein 80 cm mächtiges Profil aufgenommen. Das auffälligste Merkmal des Sediments sind mehrere (dunkel)rötlich-braune Bänder, die dem Gefälle des Hanges folgen. Der erste Eindruck im Gelände ließ auf eine pedogenetische Bänderung schließen. Bei genauerer Untersuchung zeigte sich aber, dass die "Bänder" an ihren Oberseiten glatt sind und sich leicht aus dem Sedimentzusammenhang lösen lassen, während die Unterseiten stärker mit dem liegenden Sediment verklebt sind. Es handelt sich daher um eine Abfolge von Bodenkrusten, die mehrfache Transportereignisse in einer präexistenten flachen Tiefenlinie auf dem Dünenhang repräsentieren: Die nachlassende Transportkraft auf dem kurzen verflachten Abschnitt unmittelbar oberhalb der Hecke (Foto 5) führte zur Ablagerung der transportierten Sande und zu nachfolgender Krustenbildung an der Oberfläche. Dass es sich um fossile Bodenoberflächen handelt, wird auch durch eine Holzkohleansammlung genau über der Kruste in 60 cm Tiefe belegt. Sedimentologisch unterscheiden sich die Krusten durch einen geringeren Feinsandanteil, sowie leicht erhöhte Schluff-, Ton- und Fe_D -Werte von den umgebenden Sanden (GM1, Anhang A). An der gegenüberliegenden Böschung sind die Krusten nicht nachzuweisen. Mit der rückschreitenden Erosion, die vermutlich von der Geländestufe ausging, nachdem dort die schützende *Euphorbia balsamifera*-Hecke zerstört wurde, begann die zügige Einschneidung und die Ausräumung der kolluvialen Sedimente oberhalb der Hecke und nachfolgend der Dünenböden.

Die gemessene Infiltrationsrate (I_{30} , Messung im Dezember) auf dem gekappten B-Horizont eines Chromic Arenosol unmittelbar oberhalb des *headcut* ist mit 110,2 mm/h (1,8 mm/min) sehr hoch. Entsprechend niedrig ist der *runoff*-Koeffizient mit 1,5 %. Der Oberflächenabfluss setzte erst sehr spät, nach 24 Minuten Beregnung ein. Der Bodenabtrag war mit 2,4 g/m² entsprechend gering. Die Ergebnisse zeigen, dass die in den Feldversuchen gegebene Niederschlagsintensität von 40 mm/h nicht ausreicht, um verstärkten Oberflächenabfluss auf dem Dünenhang zu erzeugen. Daraus lässt sich schließen, dass die Rinnen-Erosion hier nur während besonders intensiver Starkregenereignisse bzw. während der kurzfristig enorm hohen Niederschlagsintensitäten im Verlauf eines tropischen Gewitters einsetzt (Kap. 2.3, Beschreibung des Verlaufs eines Gewitters).

7.2.3.2 Zoogene Beeinflussung linearer Erosion auf Altdünenhängen

Eine Ursache der Genese und Weiterbildung linearer Erosionsformen auf Altdünenhängen ist der Viehtritt. Die mögliche Verbindung mit dem Viehtritt wurde bezüglich der intensiven Gully-Erosion in der Altsiedelfläche Oursi II in Kap. 5 diskutiert. Verstärkte Rinnenbildung in den Dünenhängen entlang der vom Vieh benutzten Wege zum Mare d'Ossolo (Rep. Niger) am Rand des Dünenzugs von Dori erwähnt MARIE (1993: 54). Eine zusam-

menfassende Darstellung über den direkten (physischen) und indirekten (Vegetationsreduktion) Einfluss von Beweidung auf Erosionsprozesse gibt EVANS (1998).

Der Luftbildausschnitt in Abb. 74 zeigt den Nordhang des Dünenzugs von Oursi-Markoy nordöstlich des Mare d'Oursi. Die dichte Scharung der Erosionsrinnen mit den dazugehörigen Schwemmfächern unterhalb des Dünenzugs ist deutlich zu erkennen. Auffällig ist zudem die große Zahl der Viehwege, die auf das im Südwesten liegende *Mare* konzentriert sind. In einigen Fällen ist der Übergang zwischen Weg und Rinne im Luftbild deutlich erkennbar. Unterhalb der Rinnen auf dem sandigen Glacis sind die Wege aufgrund der dichteren Vegetation nicht kartierbar. Gleichartige Erosionsrinnen kommen auch auf den Dünennordhängen benachbarter Altdünenabschnitte vor: so z. B. nordöstlich des Mare de Kissi (Abb. 30) und nordöstlich des Mare de Yomboli (Abb 63). In beiden Fällen liegt der ursächliche Zusammenhang mit den kartierten Viehwegen nahe.

Aufgrund der größeren Hangneigung erhöht sich auf dem Nordhang die Trittbelastung der über den Dünenzug ziehenden Rinder: Beim Aufstieg wird ein Teil der zum Steigen gegen die Schwerkraft zusätzlich benötigten Energie in den kaum konsolidierten Dünensanden in hangabwärtige Bewegung der Sande umgesetzt. Beim Abstieg setzt der umgekehrte Vorgang ein. Die kinetische Energie des sich bewegenden Rindes muss gegen die Schwerkraft gebremst werden, wobei ein Teil der vom Untergrund aufgenommenen Energie wiederum in die Bewegung der Sandkörner umgesetzt wird. Die zoogen induzierte Rinnenentstehung kann daher als zoogene Hohlwegbildung beschrieben werden. Das Verhältnis zwischen fluvialerosiver Dynamik und rein zoogen-gravitativer Massenverlagerung dürfte in Abhängigkeit von der Oberflächenabflussbildung der jeweiligen Oberhänge starken standörtlichen Schwankungen unterliegen und lässt sich im Einzelnen kaum differenzieren.

Die vorgestellten Beispiele unterstreichen den großen Einfluss der weidenden und wandernden Tiere auf die fluviale Bodenerosion auf den stark vom Vieh frequentierten Dünennordhängen. Da die Tiere besonders tiefe Rinnen meiden bzw. von den Hirten von diesen Rinnen ferngehalten werden, entstehen in unmittelbarer Nachbarschaft immer neue Viehwege, so dass die betroffenen Hangabschnitte mittelfristig einer flächenhaften Verflachung unterliegen.

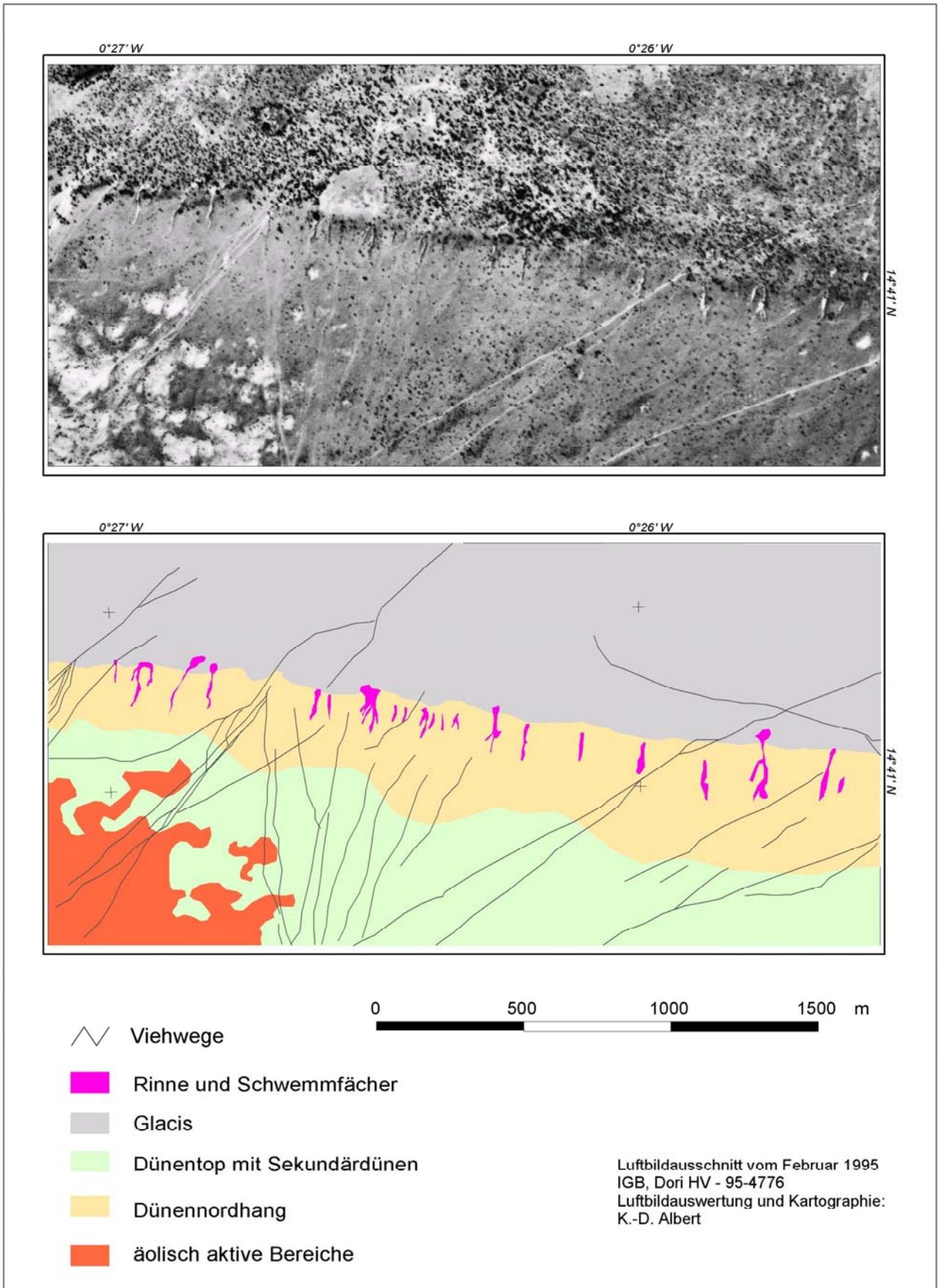


Abb. 74 Rinnenerosion und Viehwege auf dem Nordhang eines Dünenzugs (nordöstlich von Oursi).

7.2.4 Fazit zur aktuellen Geomorphodynamik auf Altdünen

Eine Bilanzierung der Verhältnisse zwischen linearer und flächenhafter Abtragung sowie der äolischen Dynamik innerhalb der Altdünenlandschaft ist kaum möglich. Es zeigt sich jedoch eine Dominanz der einzelnen Prozesse in Abhängigkeit von den standörtlichen Gegebenheiten, allen voran Boden und Relief. Auf den Altdünenzügen dominieren auf den (Nord-)Hängen fluvialerosive Prozesse, während die Sekundärdünen stärkerer äolischer Morphodynamik unterliegen. Zudem alternieren die Prozesse im Jahresverlauf und in Abhängigkeit von klimatischen Schwankungen. So beschreibt DAVEAU (1965: 10, 32-35) mehrere Generationen von Erosionsrinnen in Altdünenhängen mit zwischengeschalteter äolischer Glättung der Form unter arideren Bedingungen. Linearerosive Prozesse treten in NE-Burkina Faso rezent hauptsächlich dort auf, wo Oberflächenabfluss durch Viehwege oder das Relief (Sandrampen an Inselbergen) kanalisiert wird. Innerhalb der feldbaulich genutzten, verflachten Altdünenabschnitte mit diffuser Topographie überwiegen flächenhafte Denudations- und Akkumulationsprozesse.

Obwohl das Ausmaß fluvialer Erosion in Altdünenlandschaften wegen der hohen Infiltrationskapazität von Sand insgesamt als gering eingeschätzt wird (z. B. RIOU 1990: 188), ist die Rinnenerosion, nach TALBOT (1980: 54) die am häufigsten zu beobachtende Erosionserscheinung in Altdünengebieten außerhalb (!) von Regionen mit starkem menschlichen Einfluss: Vor allem in Gebieten von 200-400 mmN/a, also in weiten Teilen des Sahel, überwiegen lineare Abtragungsprozesse, da in Regionen mit höheren Niederschlagssummen die dichtere Vegetation den Oberflächenabfluss verhindert und in trockeneren Regionen die äolische Dynamik dominiert (TALBOT & WILLIAMS 1978). Wegen der hohen Infiltrationsraten der Sande und der abflusshemmenden Wirkung der Vegetation tritt die Rinnen- und Gully-Erosion nur zu Beginn der Regenzeit und bei Starkregenereignissen auf (TALBOT & WILLIAMS 1978: 112).

7.3 Aktuelle Geomorphodynamik auf den Flächen am Beispiel der Gully-Erosion bei Gorom Gorom

Auf den nur schwach geneigten Glacis überwiegt die in der Summe flächenhafte Verlagerung und Sortierung der Lockersedimente über kurze Distanzen mit diffuser Ausbreitung der Sedimente. Während starker Niederschlagsereignisse dominiert zunächst die ungerichtete Verlagerung von Lockermaterial (Bodenpartikel, Pflanzenreste, Zerstörung von Aggregaten) durch den *splash*. Bereits nach wenigen Minuten ist eine allgemeine Überschwemmung zu beobachten, deren Wasserspiegel dem flachen Gefälle folgt. Der Wasserspiegel verringert die Intensität der *splash*-Wirkung. Bereits in diesem Stadium kommt es an den Rändern des über den Wasserspiegel ragenden Mikroreliefs (z. B. kleinste Sandakkumulationen) zu lateraler Erosion. Oberflächenrauigkeit und geringste Niveauunterschiede führen dann zu einer Konzentration des fließenden Wassers in zahlreiche, kaum ausgeprägte flache anastomosierende Rillen, die sich bereits wenige Zentimeter in das Lockermaterial einschneiden können (RIOU 1990: 196, CASNAVE & VALENTIN 1989). Die

geringe Transportkraft des bei geringem Gefälle langsam fließenden Wassers führt zur Materialsortierung in den Rillen bzw. auf den Flächen: Grobsand und Kies werden kaum verlagert, Feinsand wird verspült und die feinere Schwebfracht wird bei nachlassender Fließgeschwindigkeit in flachen Senken weiträumig abgesetzt oder über die Vorfluter abtransportiert. Insgesamt findet so ein flächenhafter Ausgleich kleinster Reliefunterschiede statt und eine allmähliche Tieferlegung der gesamten Oberfläche in Richtung auf die lokalen Erosionsbasen (MENSCHING 1988: 247).

Von den Rändern der periodisch durchflossenen Kastentäler in den *bas-fonds* entwickeln sich durch rückschreitende Erosion Gully-Systeme in den oberflächennahen Sedimenten und Böden der Glacis. Gegenüber der eher flächenhaft wirkenden Abspülung wird die Bedeutung der Rinnen- und Gully-Erosion für den Gesamtabtrag einer Region als gering eingeschätzt (z. B. RIOU 1990: 199). Auf den betroffenen Flächen selbst führt die Rinnen- und Gully-Erosion allerdings zu enormen Bodenverlusten.

In den Trockenmonaten wirken auf den Flächen weiträumig äolische Prozesse. Die zuvor fluvial sortierten Sande werden z. T. zu kleinen Nebkas akkumuliert oder bilden kleinste Sandrampen (bzw. leeseitige Sandschwänze) an Hindernissen (z. B. Vegetation, einzelne Felsen etc.) (vgl. CLAUDE *et al.* 1991: 69, JOLY *et al.* 1980: 37-38).

Östlich von Gorom Gorom schneidet sich ein weit verzweigtes, flächiges Gully-System in die kaum geneigte Fläche ein. Das Substrat, das hier großflächig ausgeräumt wird, ist ein stark sandiger Lehm bis sandiger Ton. Das bis auf den Texturwechsel in 1-2 dm Tiefe sehr homogene Substrat ist sehr stark verfestigt, und weist ein prismatisches Makrogefüge (Rissgefüge) auf. Der Boden ist ein Vertic Cambisol (*sol brun subarides vertiques*). Auf der Bodenkarte (BOULET 1968) sind östlich Gorom Gorom zwar reliktsche solonetzartige Böden über Granit kartiert (*sols halomorphes à structure dégradée sols à alcali lessivés*). BOULET (1968: 268) verweist aber auf die Vergesellschaftung der degradierten Solonetze mit *sols bruns subarides vertiques* auf den schwach geneigten Glacis. Dieser Fall scheint hier gegeben zu sein. Zwar betont auch BOULET (1968: 264-265) ausdrücklich die geringen Natriumgehalte in den degradierten Solonetzen, die dort dokumentierten Na-Gehalte liegen aber immer noch deutlich über den Werten des Bodens am Gully-Aufschluss (Tab. 12). Der *vertic*-Charakter wird auch durch ein polygonales Oberflächenmuster angezeigt. Stellenweise sind dort feinste Trockenrisse ausgebildet. Deutlicher wird das Muster aber von der frischen Vegetation angezeigt, die entlang der Polygonstruktur zu Beginn der Regenzeit schneller aufkommt (in Abb. 75 ist dies am linken Bildrand des Luftbildmosaiks zu erkennen). Unmittelbar in den Randbereichen der *headcuts* reißt der Boden entlang dieser Gefügelinien zu breiteren Trockenrissen auf (Entlastungsrisse). Im Verlauf der Regenzeit etabliert sich auf der ganzen Fläche eine geschlossene Grasdecke.

Zur Erfassung der aktuellen Dynamik wurde der obere Bereich des Gully-Systems ausgewählt: Zu Grunde liegen hochauflösende großmaßstäbige Luftbilder vom Juli 2000 (Ausgangspunkt), Dezember 2000 und Dezember 2001 (zur Methode vgl. Kap. 1.4.2 und Kap. 5.1). Mit dieser Aufnahmereihe werden die Veränderungen der Form während der Regenzeiten 2000 und 2001 dokumentiert. Die Abb. 75-77 zeigen die Luftbildmosaike der drei

Aufnahmezeitpunkte und die kartierten Gully-Bereiche. Die Kartierung der Veränderungen zwischen den Aufnahmejahren ist in Abb. 78a, b dargestellt.

Tab. 12 Sedimentanalysen des Glacis bei Gorom Gorom, Gully-*headcut* an der N-Seite.

cm	B_Art	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	org-S	pH	Farbe
0-5	Ls4	6,2	19,5	26,7	52,4	13,0	7,6	4,6	25,3	22,4	0,8	5,2	10YR5/6
0-15	Ls4	8,1	22,1	26,6	56,7	10,2	6,4	4,4	20,9	22,4	0,61	4,7	10YR6/4
15-60	Ts3	6,4	19,8	26,6	52,8	6,3	3,3	2,3	11,9	35,3	0,53	5,1	10YR5/4
60+	Ts3	3,1	14,5	27,5	45,2	7,8	3,1	2,3	13,1	41,7	0,41	5,6	10YR5/4

cm	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	H-Wert	S-Wert	V-wert	T - err.	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}
0-5	0,02	0,24	3,46	5,3	2,5	9,01	78,3	11,51	0,04	1,04	0,04
0-15	0,04	0,07	3,3	6,54	3,99	9,96	71,4	13,95	0,04	0,96	0,04
15-60	0,1	0,11	4,39	9,66	3,5	14,26	80,3	17,76	0,03	1,12	0,03
60+	0,3	0,11	3,87	14,03	2	18,32	90,2	20,32	0,03	1,25	0,02

Das Gully-System ist sehr flächig ausgebildet. Charakteristisch ist das dendritische Netz dicht gescharter Abflussbahnen, die von den lobenförmigen *headcuts* auf die 4-6 m breite, zentrale Rinne ausgerichtet sind. Im Luftbildmosaik vom Juli 2000, das nach dem ersten Regen aufgenommen wurde, sind diese Bahnen anhand der fluvialen Abflusspuren im Sediment gut zu erkennen (Abb. 75). Die stellenweise noch feuchten Bereiche treten als dunklere Streifen in Erscheinung. Zwischen den Abflussbahnen sind meist längliche Inseln und Inselreste erhalten. Zwischen den lobenförmigen *headcuts* ragen teilweise verzweigte Halbinseln weit in den Gully hinein. Einige Inseln verdanken ihre Erhaltung den zahlreichen Bäumen innerhalb des Gully, deren Wurzelwerk die Abtragung verzögert (z. B. am nordöstlichen Ende der Hauptrinne). Ältere, d. h. näher an der Hauptrinne liegende Inselreste und Abtragungsflächen sind meist schon stärker verflacht und unterliegen der fluvialen Überformung und Abtragung durch den Abfluss in der Hauptrinne und in den seitlichen Zuflüssen. An einigen Stellen sind bereits deutliche Prall- und Gleithänge ausgebildet. Das Gully-System ist insgesamt nur gering eingetieft: Die aktiven *headcuts* erreichen Höhen von 40-100 cm, die zentrale Rinne ist maximal 120 cm eingetieft.

Entsprechend der Gefällsrichtung der sehr schwach geneigten Fläche sind die aktivsten Bereiche des Gully zwischen dem nordwestlichen und nordöstlichen Rand zu finden. Die südöstlichen bis südlichen Randbereiche sind vom Oberflächenabfluss des Glacis abgeschnitten. Hier haben sich rückschreitend von der Hauptrinne kleine, ebenfalls dendritische Sekundärgullies eingeschnitten. Diese haben nur ein sehr begrenztes Einzugsgebiet, das lediglich einen schmalen Streifen einer auf die Hauptrinne ausgerichteten, kaum geneigten Spülfläche umfasst.

Den aktiven *headcuts* sind stellenweise *piping*-Löcher vorgelagert. Eine dieser Hohlformen erreicht eine Ausdehnung von 3,5 m² und ist bereits durch eine Abflussbahn mit dem Gully verbunden, so dass eine Brücke entstanden ist. Ebenfalls auf *piping* weisen die zahlreichen Sackungspolyeder hin, die nach Unterspülung und Bodenaustrag von den Böschungen abbrechen (Foto 19). Foto 20 zeigt dies deutlich: Hier sind entlang einer

schmalen Rinne die Bodenpolyeder nach subkutaner Ausspülung entlang der Gefügegenzen nachgebrochen. Die Oberflächen tragen kaum Spuren der Verspülung, und die Polyeder haben unverschlammte, scharfe Begrenzungen. Ursache dieser Dynamik ist die hohe Dispergierungsneigung des Solums. Ein Versickerungsversuch, bei dem Wasser in einen parallel zum *headcut* verlaufenden Gefügeriss, etwa 20 cm vom Gully-Rand entfernt, eingebracht wurde, führte nach knapp zwei Minuten zum Austritt von Sickerwasser innerhalb des Gully an der Basis des *headcut*. Das austretende Wasser führte eine hohe Suspensionsfracht mit sich (schlammig braune Farbe). Nach dem Aufgraben des Gefügerisses zeigte sich im Substrat eine *piping*-„Kaverne“. Daraus lässt sich ableiten, dass das Bodengefüge maßgeblich an der Gully-Dynamik beteiligt ist, da das Niederschlagswasser in die feinen oberflächlichen Risse eindringt, die durch Dispergierung schnell erweitert und nicht verschlammte werden. Die Suspensionsfracht tritt an der Basis der *headcuts* aus; Unterhöhlung der *headcuts* ist die Folge. Gleichzeitig wird der Prozess intern durch *piping* verstärkt (Kavernenbildung).

Der Vergleich der Luftbildmosaike vom Juli und Dezember 2000 (Abb. 75 und 76) zeigt zunächst keinen großen Unterschied. Die Form des Gully ist weitgehend identisch geblieben. Dominierend ist vorrangig der abweichende Gesamteindruck aufgrund der jahreszeitlichen Farbunterschiede. Die durchaus gravierende Ausweitung der Form offenbart sich erst bei der Verschneidung der Änderungskartierung (Abb. 78a): Alle *headcuts* entlang der nordwestlichen und nördlichen Flanke des Gully wurden zurückverlegt. Die Rückverlegung schwankt hier im Mittel zwischen 60-160 cm. Die größten Ausweitungsraten betrafen die nordöstlichen *headcuts* oberhalb der Hauptrinne; hier hat sich der Gully 300-600 cm in die Fläche eingeschnitten sowie östlich davon noch zwischen 220-250 cm. Deutlich geringer fällt die Änderungsrate am südöstlichen und südlichen Rand aus, hier bestehen Gully-Abschnitte, die nicht verändert wurden.

Insgesamt hat sich der 4432,7 m² große Gully-Abschnitt während der Regenzeit 2000 um 393,6 m² erweitert. Der Kartierungsfehler ist für diesen Zeitraum mit 15,3 % (52,43 m²) recht hoch (zur Fehlerermittlung vgl. Kap. 5.1). Ursache des hohen Fehlers ist die starke Verzerrung eines Luftbilds am Süd- und Südostrand des Luftbildmosaiks vom Juli 2000. Unter Berücksichtigung des Fehlers ist von einer Mindestausweitung von 341,18 m² auszugehen.

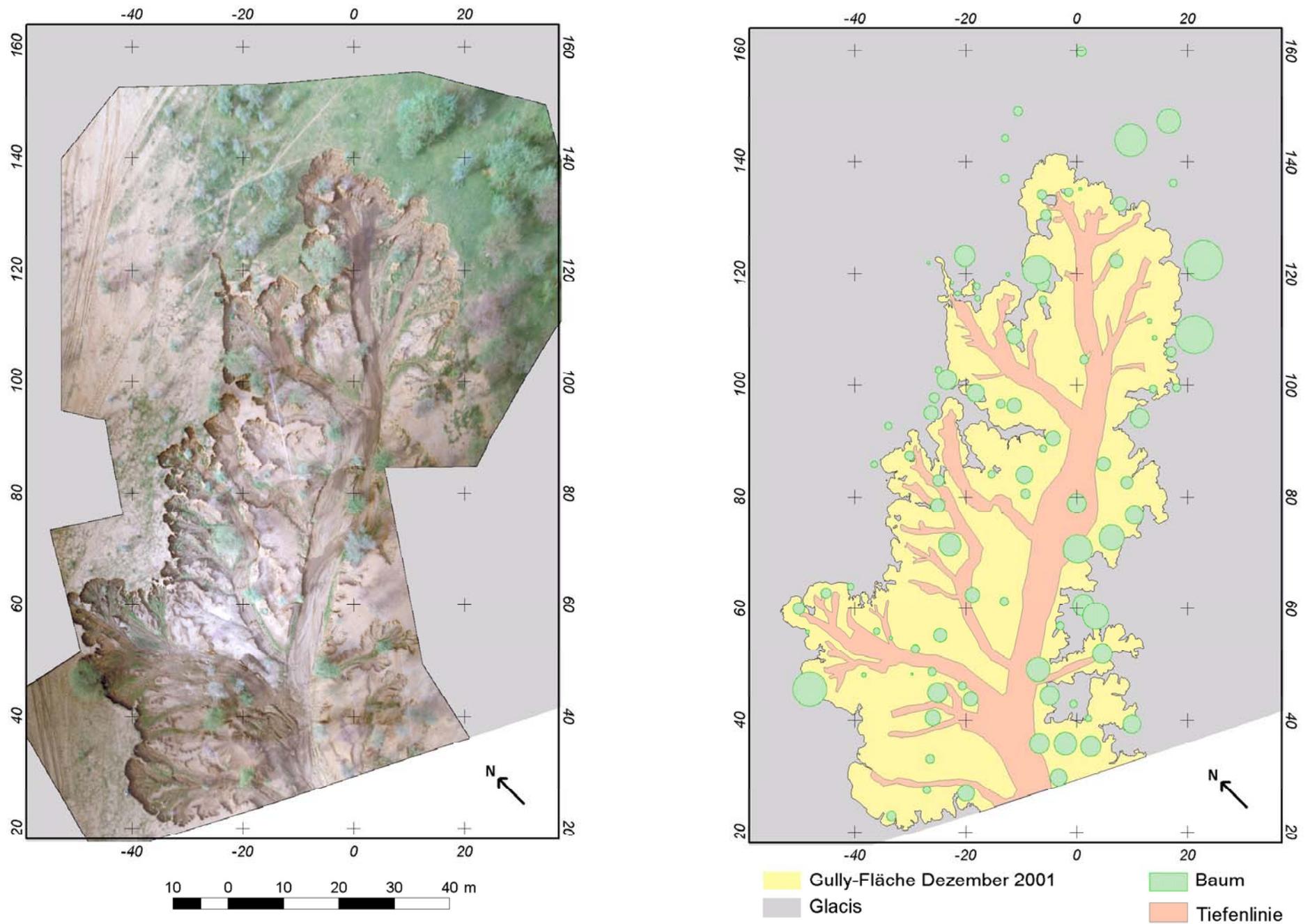
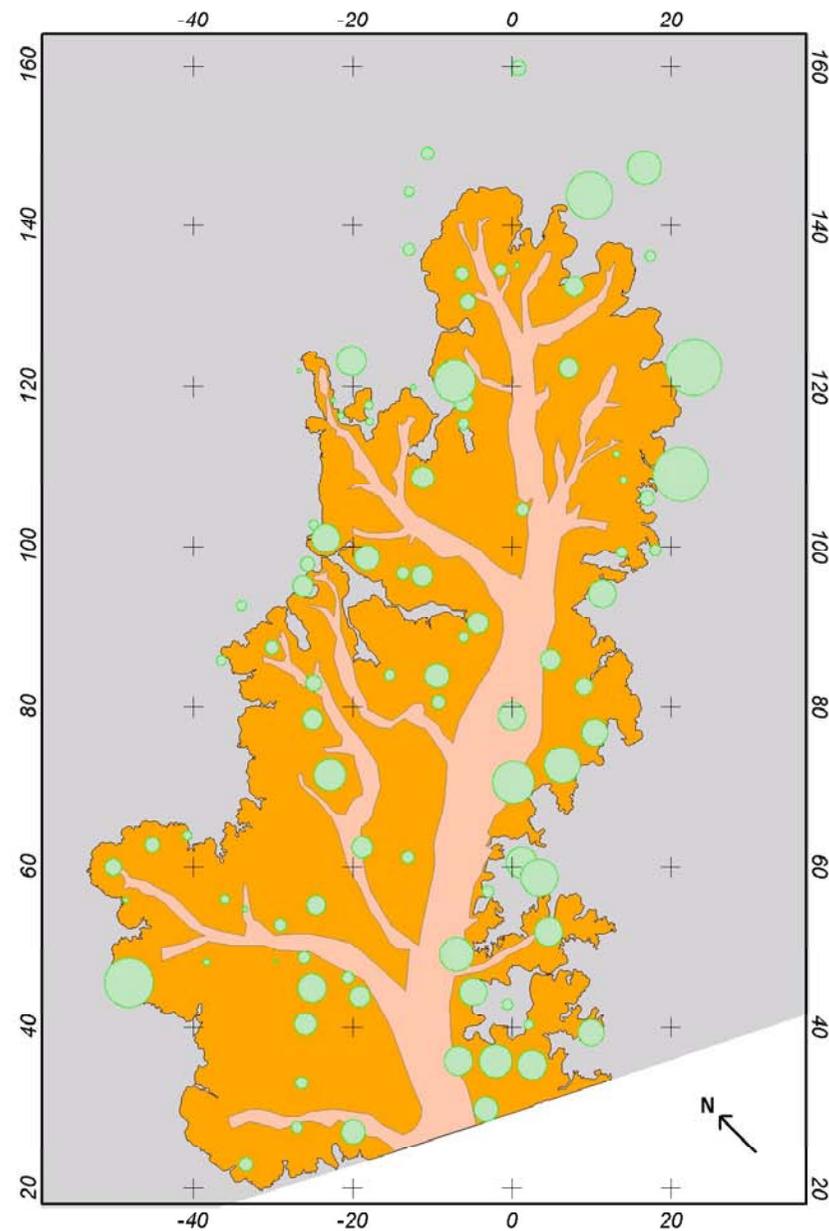
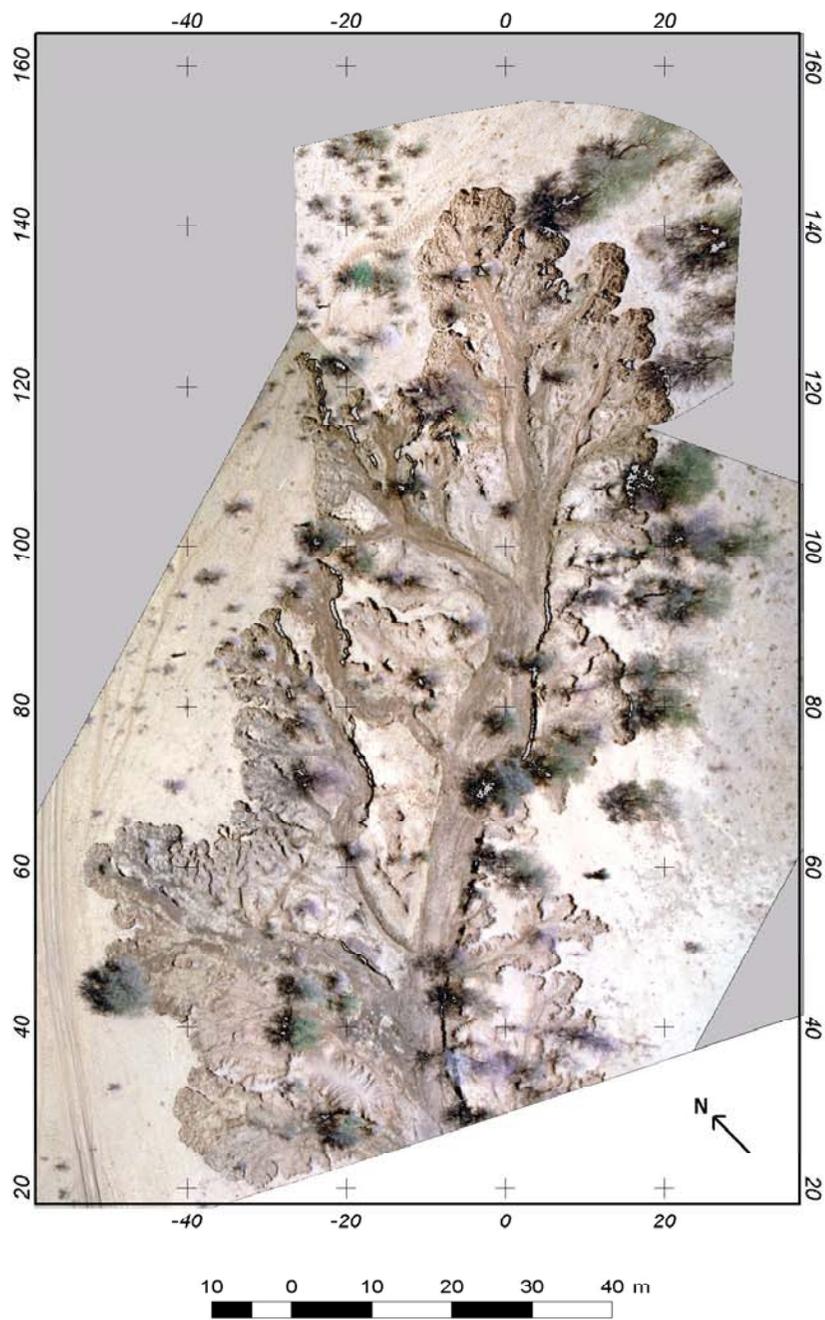
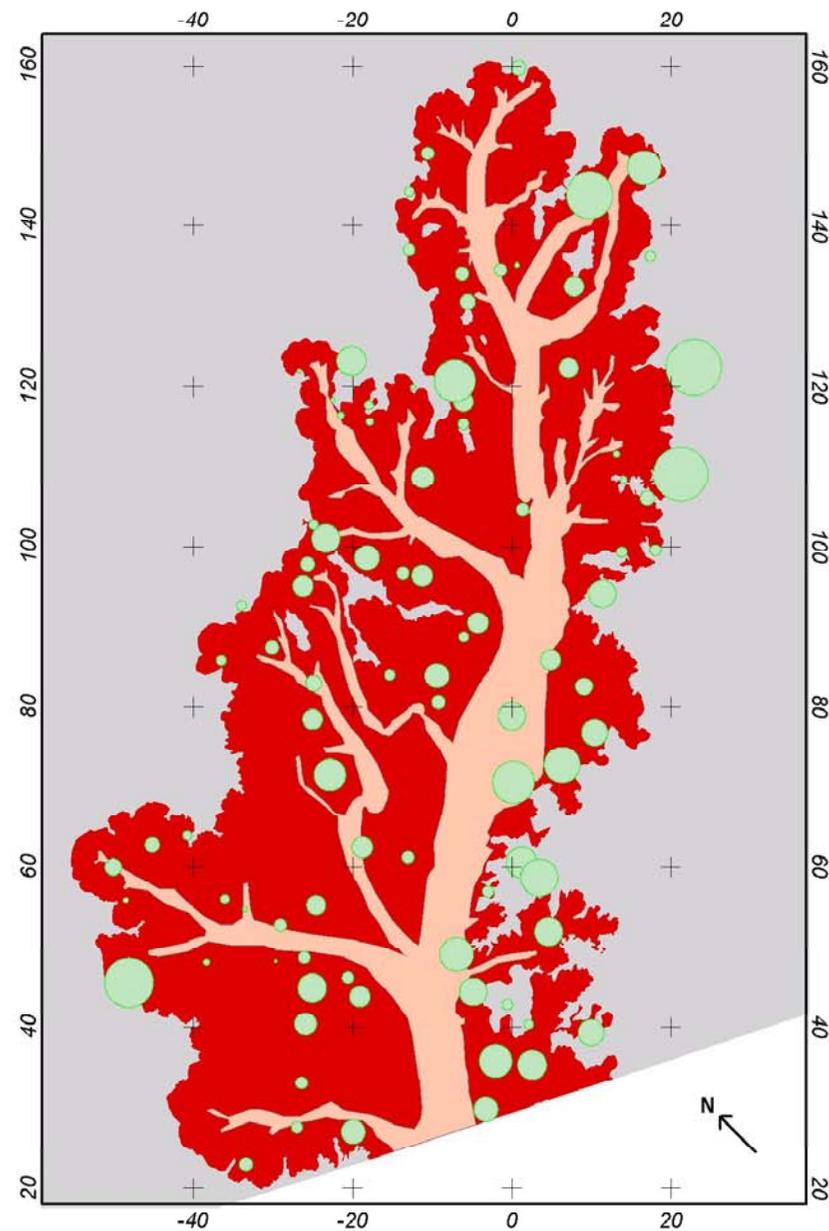


Abb. 75 Gully-Erosion auf dem Glacis östlich Gorom Gorom - Luftbildmosaik und Kartierung (Aufnahmezeitpunkt Juli 2000).



- Gully-Fläche Dezember 2001
- Glacis
- Baum
- Tiefenlinie

Abb. 76 Gully-Erosion auf dem Glacis östlich Gorom Gorom - Luftbildmosaik und Kartierung (Aufnahmezeitpunkt Dezember 2000).



- | | |
|---------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|
| ■ Gully-Fläche Dezember 2001 | ● Baum |
| ■ Glacis | — Tiefenlinie |

Abb. 77 Gully-Erosion auf dem Glacis östlich Gorom Gorom - Luftbildmosaik und Kartierung (Aufnahmezeitpunkt Dezember 2001).

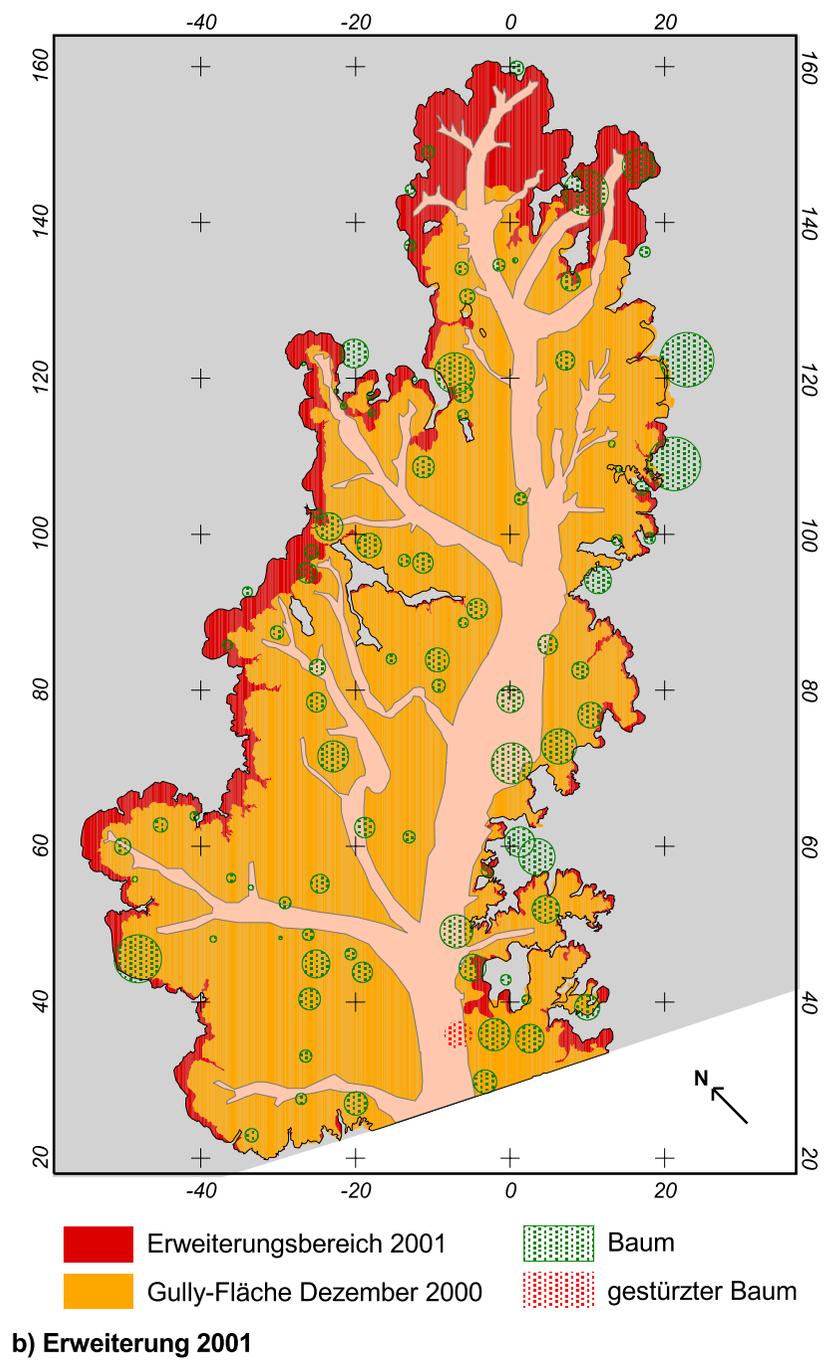
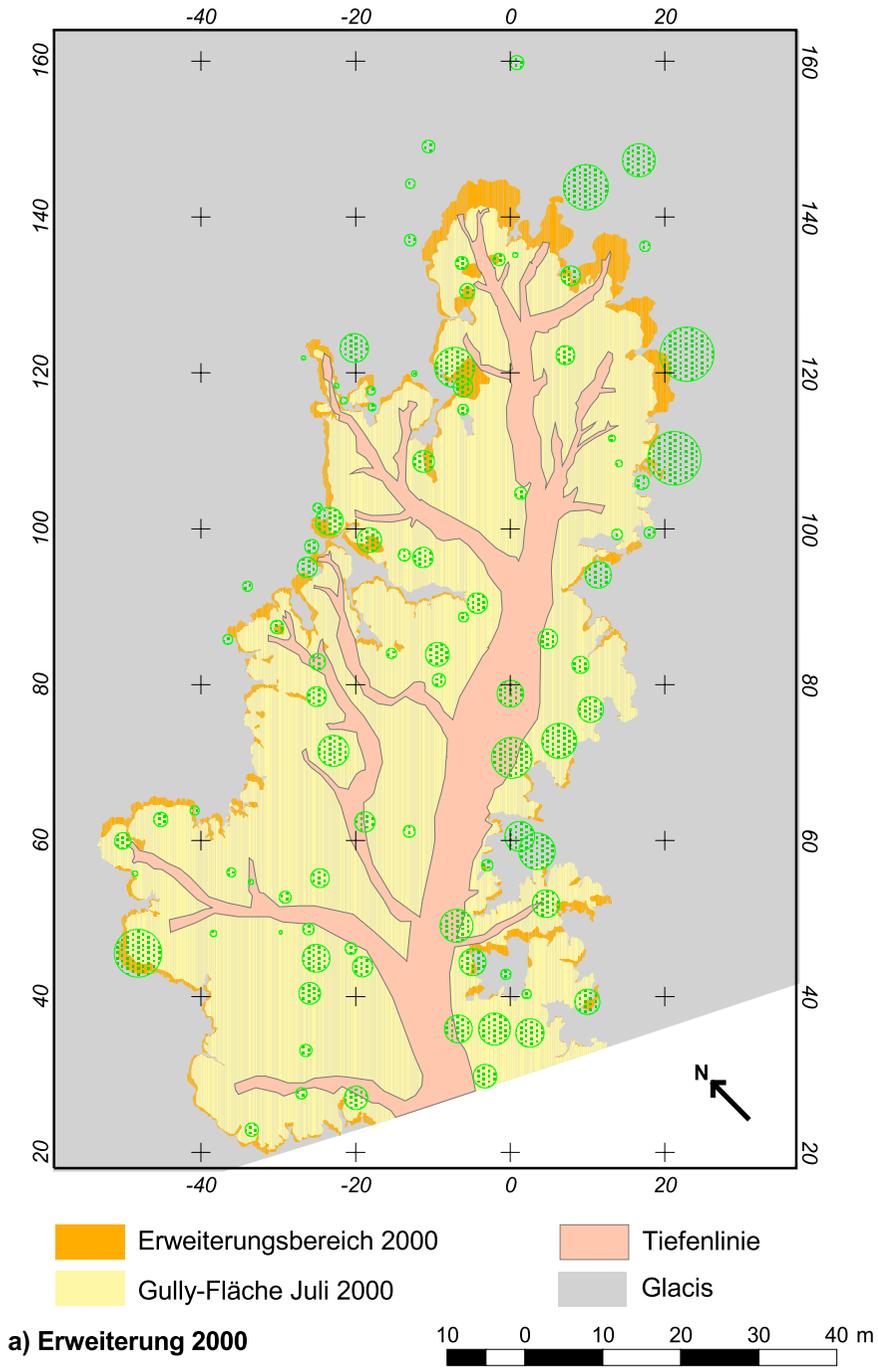


Abb. 78 Gully-Gorom, Erweiterungsbereiche der Beobachtungsjahre 2000 und 2001.

Für den Zeitraum zwischen Dezember 2000 und 2001 lässt sich bereits beim Vergleich der Luftbildmosaike eine deutliche Änderung im Bereich der zentralen, nordöstlichen *headcuts* erkennen. Die Änderungskartierung (Abb. 78b) offenbart dann auch in diesem Gully-Abschnitt Rückverlegungen der *headcuts* zwischen 12 m und 16 m auf einer Gesamtbreite von 30 m. Trotz der enormen Rückverlegung bleibt der flächige Charakter der Form erhalten. Auch die *headcuts* entlang der nordwestlichen Flanke des Gully weisen deutlich höhere Rückverlegungsraten auf als im Vorjahr: Die Werte liegen hier im Mittel zwischen 200 cm und 250 cm mit nur kurzen Abschnitten geringerer Rückverlegung (um 100 cm) und Spitzenwerten von über 400 cm. Keine oder vergleichsweise geringfügige Änderungen (40-100 cm) verzeichnet wiederum der südöstliche Gullyrand. Insgesamt hat sich der untersuchte Gully-Abschnitt im Jahr 2001 um 851,01 m² ausgeweitet. Der ermittelte Fehler für diesen Zeitraum ist mit 3,8 % (32,9 m²) gering.

Auf den Luftbildkarten sind die Bäume innerhalb und im Randbereich des Gully kartiert. Es fällt auf, dass trotz der enormen Ausweitungsraten der Baumbestand seit Juli 2000 vollständig erhalten ist. Die einzige Ausnahme ist ein Baum am südlichen Rand der Hauptrinne, der während der Regenzeit 2001 umgestürzt ist. Neben der „Insellage“ vieler Bäume ist die geringe Eintiefung des Gully ein Grund, der zur Erhaltung der Bäume führt: Scheinbar bleibt trotz Freilegung und Unterspülung noch genug Wurzelwerk im Boden, um ausreichende Standfestigkeit zu garantieren.

Die quantitativ unterschiedliche Dynamik der beiden Beobachtungsjahre korreliert deutlich mit der unterschiedlichen Ausprägung der beiden Regenzeiten (Tab. 13). Während es im Jahr 2000 unterdurchschnittlich geregnet hat, liegt die Jahressumme von 2001 mit 594,3 mm Niederschlag extrem hoch. Von besonderer Bedeutung für das Erosionsgeschehen sind die Monate Juni und Juli, deren Niederschlagssummen vorwiegend aus den besonders erosiven tropischen Gewittern resultieren. In diesen beiden Monaten fielen im Jahr 2001 330,1 mm Niederschlag gegenüber 190,7 mm im Vorjahr.

Tab. 13 Niederschlagssummen in Millimeter der Regenzeitmonate der Beobachtungsjahre 2000 und 2001 (Station: Gorom Gorom).

	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Summe
2000	0	126,7	64	123,7	39,8	0	354,2
2001	13,2	89,3	240,8	177,5	73,5	-	594,3

Die Verschneidung über den gesamten Beobachtungszeitraum von Juli 2000 bis Dezember 2001 erbrachte eine Gully-Ausweitung um 1192,2 m² mit einem Fehler von 34,6 m² (2,9 %). Selbst bei vorsichtiger Schätzung – ausgehend von nur 50 cm durchschnittlicher Böschungshöhe entlang der rückverlegten *headcuts* – ergibt sich die enorme Menge von mindestens 600 m³ Bodenverlust innerhalb von zwei Regenzeiten.

In diesen Zahlen dokumentiert sich die gravierende landschaftsverändernde Dynamik der Gully-Erosion auf den Glacis. Zwar sind von dieser Dynamik, wegen der großen Ebenheit der Flächen und dem Fehlen von Gefällsknicken und Geländestufen als Ausgangspunkt

rückschreitender linearer Erosion, potentiell nur die Bereiche der Glacis betroffen, die in der Nähe der Gerinne liegen. In Anbetracht des dichten hydrographischen Netzes der Region (vgl. Abb. 10) sollte die Bedeutung der Gully-Erosion für die Tieferlegung der Flächen aber nicht unterschätzt werden. Zumal sich die Gully- und Rinnenerosion auch auf die Abtragungsbilanz flächenhaft wirksamer Prozesse in der Umgebung auswirkt: Bei flächenhaftem Abtrag und Transport (gleich ob durch *sheetflow* oder *rill-* und *interrill-*Dynamik) werden die Bodensedimente i. d. R. bei nachlassender Transportkraft auf den Glacis wieder sedimentiert. Diese Zwischenspeicherung findet vornehmlich auf den gerinnenahen Bereichen der *glacis d'accumulation* statt und wird insofern reduziert, als flächenhaft transportiertes Substrat mit Erreichen eines Gully-*headcut* beschleunigt und über die Tiefenlinien abgeführt wird. Bildlich ausgedrückt rückt die Linearerosion die für die Flächenspülung relevanten Räume zwischen „Sedimentquelle“ und „Vorfluter“ näher zusammen.

7.4 Aktuelle Abflussdynamik in Gerinnebetten am Beispiel des Gorouol

Die nach heftigen Niederschlägen episodisch-periodisch auftretenden Hochwasserereignisse führen eine hohe Sedimentfracht, die wegen des geringen Gefälles und der schnell nachlassenden Transportkraft mit dem rapiden Sinken des Wasserspiegels im Flussbett sedimentiert wird und zu einem unausgeglichene Längsprofil führt. Kennzeichnend für diese Dynamik sind die als *marigot* bezeichneten wassergefüllten Abschnitte eines Flussbetts, die von bereits trockengefallenen Strecken unterbrochen werden. Die Tiefenerosion ist reduziert, in den kastenartigen Gerinnebetten besteht eher eine Tendenz zur Seitenerosion, die wegen der fehlenden oder stark aufgelockerten Ufervegetation kaum gehemmt wird (MENSCHING 1970: 12). Verstärkt wird die Seitenerosion durch Rinnen- und Gully-Erosion an den steilen Uferböschungen. Nach dem Ende des Abflusses bleibt die Suspensionsfracht in den zahlreichen Rinnen als Ton- und Schluffhäute zurück.

Im Folgenden werden exemplarische Untersuchungsergebnisse zum Niederschlags-Abfluss-Regime des oberen Gorouol vorgestellt. Der Gorouol ist ein Zufluss des Niger und entwässert den Großteil des Untersuchungsgebiets (Abb. 10). Das Einzugsgebiet des oberen Gorouol umfasst 2172,5 km². Über ein Drittel dieser Fläche (840,1 km²) wird vom Einzugsgebiet des Mare de Bidi-Ménégonu eingenommen (Abb. 79). Der erste Oberflächenabfluss dieses Teileinzugsgebietes fließt dem Gorouol nur verzögert zu, da ein Abfluss über den Débérelink erst nach dem Auffüllen des *Mare* möglich ist. Die Messungen wurden während der Regenzeit 1998 durchgeführt, dabei wurden die folgenden Daten erhoben:

- Die Abflussmessungen wurden bei Saouga an der Straßenfurt (*Radier*) durchgeführt (Foto 21). Die betonierte Furt erlaubt eine vergleichsweise exakte Vermessung des Flussbetts und minimiert so den Fehler bei der Berechnung des jeweiligen Fließquerschnitts. Die Vermessung der Furt erfolgte mit dem Nivelliergerät und Maßbändern.

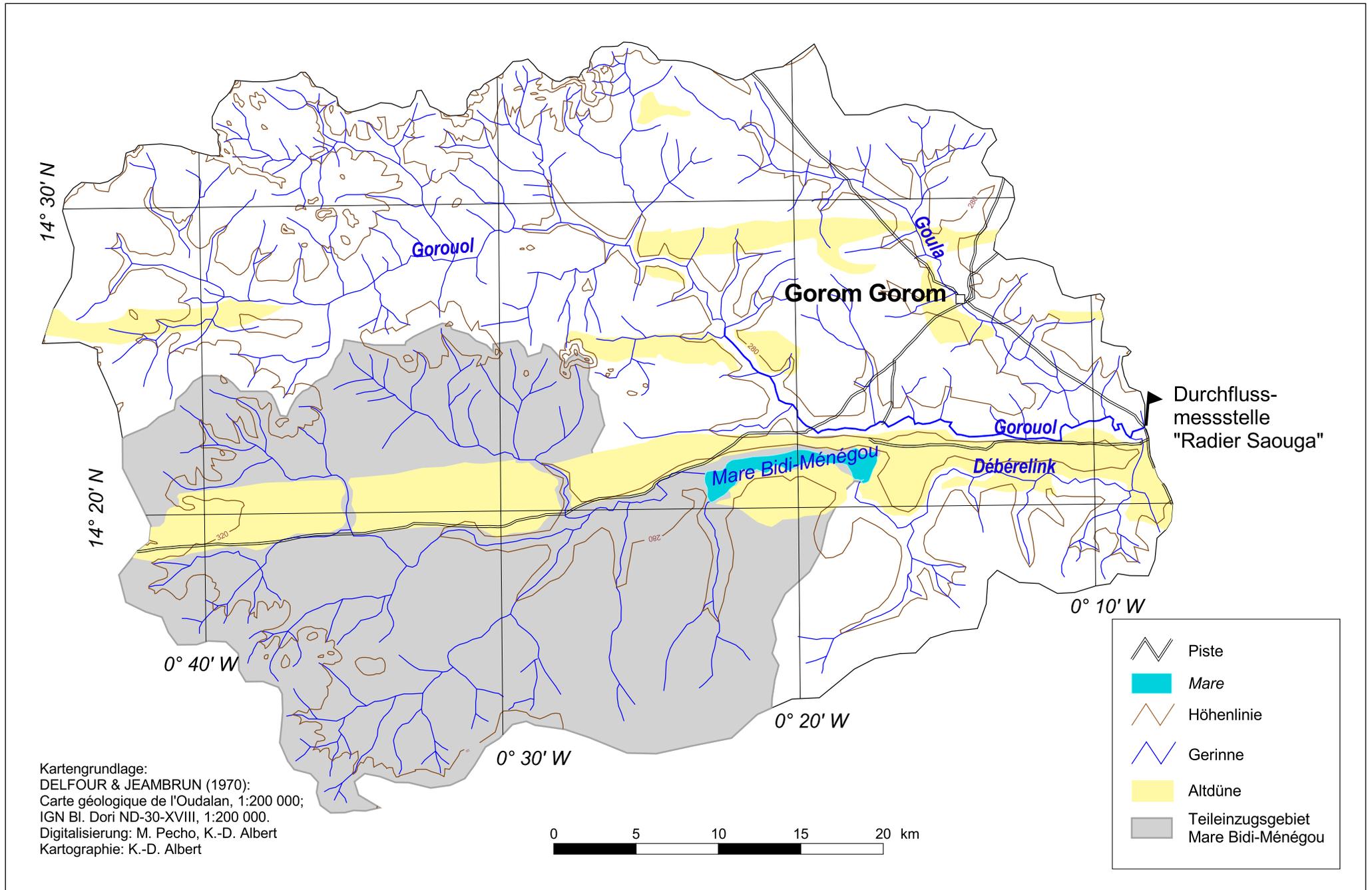


Abb. 79 Einzugsgebiet des oberen Gorouol oberhalb der Messstelle "Radier Saouga"

- Die Wassertiefe zum jeweiligen Messzeitpunkt wurde aus der gemessenen Distanz zwischen dem oberen Ende der betonierten Rampen und der jeweiligen Wasserlinie berechnet. In Ermangelung eines Messflügels wurde die Fließgeschwindigkeit durch Zeitmessung eines Schwimmkörpers (Plastikflasche), entlang einer definierten Strecke (50 m) oberhalb des *Radier* ermittelt. Um den Einfluss des Windes zu eliminieren, wurde die Plastikflasche zu 4/5 mit Wasser gefüllt.
- Niederschlagsmessungen mit dem Hellmann-Regensammler wurden vom 5.7.-24.7. durchgeführt. Dabei wurde jedes Einzelereignis erfasst sowie die Dauer und Uhrzeit der Ereignisse. Der Standort des Regensammlers war Gorom Gorom. Die Entfernung zu der Abflussmessstelle bei Saouga beträgt 12 km.
- Ergänzend wurden die Tagesmittelwerte des 12 km flussabwärts liegenden Pegels Korizièna zum Vergleich hinzugezogen.
- Zur Bestimmung der Suspensionskonzentration wurden je 500 ml Wasser oberflächennah aus der Mitte des *Radier* entnommen. Die Suspensionsfracht wurde mittels Blauband- und Schwarzbandfilter (Fa. Schleicher & Schüll) abgefiltert und gewogen.

Ziel dieser exemplarischen Mess- und Aufzeichnungsreihe ist die Erfassung des Niederschlags-Abflussregimes des oberen Gorouol zu Beginn der Regenzeit. Im Vordergrund stehen dabei die Starkregenereignisse am Anfang der Regenzeit und der zugehörige Abfluss. Die Zeitpunkte der Abflussmessungen – sowohl die Uhrzeit als auch die Häufigkeit der Messungen – richteten sich nach den Niederschlagsereignissen.

Im Allgemeinen zeigt die Abflussganglinie des Gorouol den typischen Verlauf von Hochwasserereignissen. Die wesentlichen Merkmale sind der sehr steile Hochwasseranstieg mit einem ausgeprägten Hochwasserscheitel und dem flacheren Hochwasserabfall. Im Einzelnen zeigt sich ein differenzierteres Bild des Niederschlags-Abfluss-Regimes (Abb. 80):

- Am 5.7. wird der Hochwasserscheitel mit knapp über 5 m³/sec bereits 6-8 Stunden nach dem Niederschlagsereignis erreicht. 24 Stunden später, gegen Nachmittag des 6.7., liegt der Abfluss im Bereich des (regenzeitlichen) Trockenwetterabflusses. In den Tagesmittelwerten des Pegels Korizièna dokumentiert sich das Niederschlagsereignis erst mit 24-stündiger Verspätung.
- In den frühen Morgenstunden des 11.7. fallen in etwas über einer Stunde 35 mm Niederschlag. Schon 14 Stunden später wird der Hochwasserscheitel mit ca. 70 m³/sec erreicht. Auch dieses Hochwasserereignis zeigt sich in den Tagesmittelwerten von Korizièna erst am folgenden Tag, während bei Saouga das Hochwasser bereits am Abend des 11.7. abfällt.
- Der weitere Verlauf der Abflussganglinie vom 13.7.-19.7. ist durch einen flacheren Hochwasseranstieg mit einem wenig ausgeprägten Hochwasserscheitel und einem Abfall gekennzeichnet, der sich über 4-5 Tage hinzieht. Die Tagesmittelwerte von Korizièna zeichnen dieses Bild in gleicher Weise nach. Die Niederschlagsmessung von 2,5 mm in den ersten Morgenstunden des 13.7. repräsentiert diesen Abflussgang nur ungenügend. Entsprechend dem flacheren Hochwasseranstieg kann auf kräftigere Niederschläge im weiter entfernten, westlichen Abschnitt des Einzugsgebiets geschlossen

werden. Die Niederschlagsmessung vom Abend des 15.7. scheint repräsentativ für das gesamte Einzugsgebiet zu sein, da sich das Ereignis lediglich verzögernd auf den Hochwasserabfall auswirkt, aber zu keinem neuerlichen Anstieg führt.

- Nach dem Gewitter am Morgen des 20.7. zeigt der Abflussgang wieder den typischen Verlauf mit einem starken Anstieg in den ersten 15 Stunden von unter 18 m³/sec auf über 55 m³/sec. Erneut einsetzende Niederschläge in den frühen Morgenstunden des 21.7. (10 mmN) verschieben den ersten Hochwasserscheitel auf den Vormittag des 21.7. Der Spitzenwert von 100 m³/sec wird ca. 24 Stunden später erreicht. Seine Ursache ist in der Kumulation mehrerer Abflussereignisse aufgrund der gehäuften Niederschläge zu sehen. Dies wird in den Beobachtungen vom 21.7. deutlich: Nach dem Überschreiten des Hochwasserscheitels (8:45 Uhr) beginnt der Wasserstand im Laufe des Vormittags zu fallen (bis 12 Uhr), steigt aber bereits in den Nachmittagsstunden wieder kräftig an. In den Tagesmittelwerten von Korizièna erscheinen diese kurzfristigen Abflussschwankungen nicht.
- Im Laufe des 23.7. und 24.7. fällt die Kurve trotz eines weiteren Niederschlagsereignisses um die Mittagszeit des 23.7. wieder steil ab. Die Tagesmittelwerte am Pegel Korizièna zeigen einen gleichartigen Verlauf.

Trotz der guten Ausgangsbedingungen (betonierte Furt) sind bei der Berechnung des Fließquerschnitts und des Durchflusses Ungenauigkeiten zu berücksichtigen:

1. Bei stärkerer Strömung bilden sich auf der Betonfläche Sandzungen, die erst bei ablaufendem Hochwasser erodiert werden. Davon betroffen ist das südliche Drittel des *Radier*, da dort flussaufwärts eine große Sandbank vorgelagert ist. Die dadurch bedingte Verringerung des Fließquerschnitts des 132,5 m breiten *Radiers* konnte nur durch Subtraktion eines pauschalen Schätzwertes berücksichtigt werden (ungefähre Mächtigkeit und Ausdehnung der Sandzunge: 0,3 m x 30,5 m). Durch die Sandbank ist der Fließquerschnitt der Geschwindigkeitsmessstrecke nicht mit dem Querschnitt des *Radier* identisch, was ebenfalls zu Ungenauigkeiten bei der Berechnung der Durchflussmenge führt.
2. Die Fließgeschwindigkeit wurde im Stromstrich ermittelt und repräsentiert daher jeweils einen Maximalwert.
3. Aufgrund der geringen Größe der Gewitterzyklonen und der daraus resultierenden hohen räumlichen Variabilität der Niederschläge repräsentieren die in Gorom Gorom gemessenen Niederschläge das Einzugsgebiet des Gorouol oberhalb der Abflussmessstelle nur eingeschränkt.

Zwar sind die Absolutwerte aufgrund der eingeräumten methodischen Probleme fehlerbelastet – die Spitzenwerte liegen jeweils deutlich über denen des Pegels bei Korizièna –, die aus den Ergebnissen ableitbare Dynamik des Abflussgeschehens ist aber durchaus charakteristisch und repräsentativ. Dies zeigt auch die Polynomregression in Abb. 81, die die Beziehung zwischen Abfluss, Fließgeschwindigkeit und Tiefe beschreibt (GOUDIE 1998: 28). Insgesamt dokumentiert sich in der exemplarischen Messreihe der hohe Oberflächenabfluss (Direktabfluss) im Einzugsgebiet des oberen Gorouol. Dies geht aus den jeweils sehr steilen Hochwasseranstiegen unmittelbar nach den Niederschlagsereignissen hervor. Der

ebenfalls vergleichsweise steile Hochwasserabfall verweist auf den extrem reduzierten Grundwasserzufluss im Einzugsgebiet. Zumal der Hochwasserabfall vermutlich eher durch die gleichmäßige Entleerung der zahlreichen Überschwemmungsflächen, *Mares* und Senken im unausgeglichenen Längsprofil des Gorouol verzögert wird, und der Grundwasserzufluss, als Maß für die Infiltrationsleistung im Einzugsgebiet, noch geringer ist als es die Abflussganglinie erscheinen lässt. Die zeitlich dem Niederschlagsgeschehen angepassten Messungen zeichnen dieses Abflussverhalten besser nach als die Tagesmittelwerte des Pegels bei Korizièna, die aus zwei Messungen täglich resultieren.

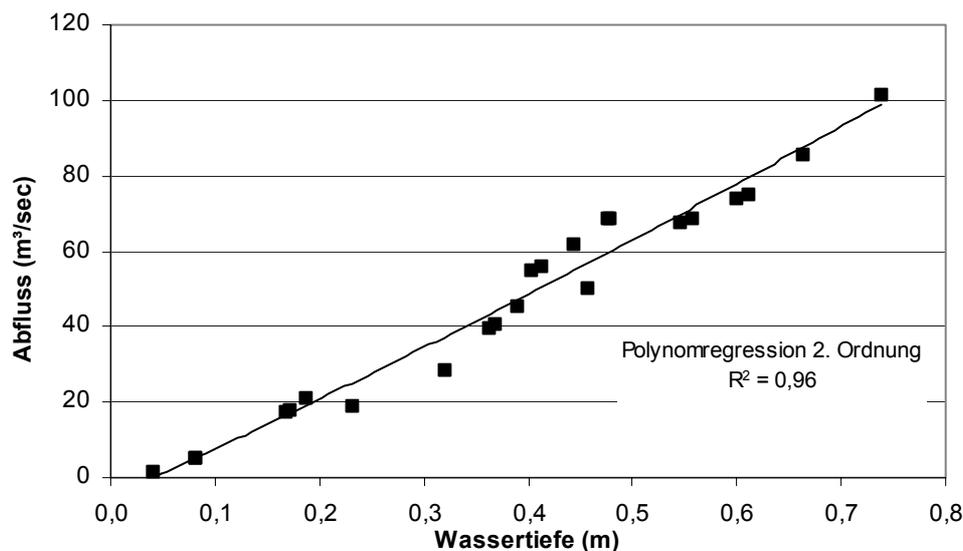


Abb. 81 Beziehung zwischen gemessener Wassertiefe (m) und errechneter Durchflussmenge (m³/sec) an der Messstelle 'Radier Saouga'.

Die Messwerte der Suspensionskonzentration streuen während der Messreihe von 0,4-5,8 g/l mit einem Mittel von 1,5 g/l (Abb. 80). Auffällig ist die geringe Abhängigkeit zwischen Abflusshöhe und Schwebstoffkonzentration. Eher ist eine zeitliche Abhängigkeit zu verzeichnen, mit hohen Konzentrationen nach den ersten Niederschlägen und nachfolgend geringeren Werten. Die hohen Schwebstoffkonzentrationen der ersten Abflussergebnisse könnten aus der Entleerung zahlreicher Sedimentspeicher im unausgeglichenen Längsprofil des Flusses resultieren. Repräsentativer für das Abtragsgeschehen im Flusseinzugsgebiet dürften die späteren Werte sein, die im Mittel < 1 g/l liegen. Aufgrund der prinzipiellen Schwierigkeiten hinsichtlich der Erfassung des Verhältnisses zwischen Schwebstofffracht und Bodenerosion (dazu ausführlich SYMADER 1998) sind die Absolutwerte allerdings entsprechend kritisch zu beurteilen. Im zonalen Vergleich mit Ergebnissen aus Flüssen der Sudanzone im Einzugsgebiet des Volta (vgl. AKRASI & AYIBOTELE 1984) liegt die maximale Suspensionskonzentration des Gorouol deutlich höher.

Die aus der Schwebstoffkonzentration errechnete Suspensionsfracht variiert zwischen 10,3 kg/sec und 134,7 kg/sec. Die Werte sind durchaus als hoch zu betrachten, obwohl Vergleichswerte aus ähnlichen Flusseinzugsgebieten des Sahel nicht vorliegen. In der Literatur

finden sich meistens nur flächenbezogene Jahresmittelwerte des Bodenabtrags ($t/km^2/a$) eines Einzugsgebiets, ohne dass die einzelnen Messergebnisse dokumentiert sind. Die Jahresmittelwerte streuen aber mindestens ebenso weit wie die Einzelmessungen (z. B. WALLING 1984: 273).

7.5 Fazit zur aktuellen Geomorphodynamik der Sahelzone NE-Burkina Fasos

Geomorphodynamik in der Sahelzone – vor allem Prozesse der Bodendegradation – wird im öffentlichen Bewusstsein meistens mit Winderosion in Verbindung gebracht. Das noch immer nicht restlos aus den Köpfen verschwundene Klischee der „vorrückenden Wüste“ benötigt ja geradezu die Assoziation äolisch wandernder Sande. Auch in der GLASOD-Studie (*Global Assessment of Soil Degradation*), die weltweit Beachtung gefunden hat, ist im Sahel von Burkina Faso Winderosion in der Klasse *very high* als der bedeutendste Prozess der Bodendegradation aufgeführt. Erst südlich, im *Sub-Sahel* (Nordsudanzone) ist die Wassererosion in den Klassen *high* und *very high* der dominierende Prozess (OLDEMAN *et al.* 1990; HEBEL 1995). Und im “World Atlas of Desertification” (UNEP 1992: 30) ist die Bedeutung der Bodenerosion durch Wind (*wind erosion severity*) in der Sahelzone Burkina Fasos als *very high* kartiert, während die gleiche Region bezüglich der Wassererosion als *non degraded* (!) ausgewiesen ist.

Die eigenen Untersuchungen zur aktuellen Geomorphodynamik in NE-Burkina Faso vermitteln einen gegenteiligen Eindruck. Zwar gibt es in nahezu allen Landschaftseinheiten des Sahel Spuren rezenter äolischer Dynamik, die in den aktiven Dünen von Oursi ihren spektakulärsten Ausdruck finden. Die äolische Dynamik ist aber weniger an eine geeignetere klimatische Disposition im Vergleich zur nördlichen Sudanzone gebunden, noch scheint sie flächenhaft der dominierende Prozess in der Sahelzone zu sein. Vielmehr ist die äolische Dynamik an das großräumige Vorkommen der pleistozänen Altdünen gebunden, die Substrat in äolisch transportierbaren Korngrößen zur Verfügung stellen. Monatelange Trockenheit, ausreichende Windstärken und (anthropogen) vegetationsverarmte bis nackte Bodenoberflächen gibt es auch in weiten Teilen der nördlichen Sudanzone zur Genüge. Allein das äolisch transportierbare Material fehlt dort, damit es zu augenfälligen Akkumulations- oder Deflationsformen kommen kann.

Aus geoökologischer Sicht ist diese morphologische Betrachtung zwar kritisch zu bewerten, da gerade die morphologisch nicht oder kaum in Erscheinung tretende Deflation nährstoffreicher Oberböden (organische Substanz, Schluff und Ton) ein schwerwiegender Prozess der Bodendegradation in Trockengebieten ist (zusammenfassend MAINGUET 1994: 170-198). Die Bilanzierung dieses Bodenverlusts bleibt aber schwierig, zumal große Mengen nährstoffreicher äolischer Stäube aus dem Ferntransport mit dem Harmattan akkumuliert werden, wohingegen Sande, ebenso wie Staub aus nasser Deposition, vorwiegend lokal umgelagert werden (Kap. 7.1). Untersuchungen auf Feldflächen im Sahel zeigen, dass Deflations- und Akkumulationsflächen dicht beieinander liegen (STERK *et al.* 1996). Neuere methodische Ansätze belegen anhand der Konzentration des ^{137}Cs -Isotops auf

unterschiedlichen Flächen im Südsahel eine negative Massenbilanz über einen Zeitraum von 30 Jahren, mit Ausnahme dichter bewachsener Standorte, auf denen der äolische Eintrag überwiegt (CHAPPELL *et al.* 1996). MICHELS (1994: 91) betont, dass die Winderosion auf Hirsefeldern im Südsahel zu deutlich geringeren Bodenabtragsraten führt als in anderen Trockengebieten und führt als Vergleich die gut untersuchte Region der nordamerikanischen Great Plains an. Unbestritten ist die Deflation von Nährstoffen und Feinsubstanz im Hinblick auf das Nutzungspotential der betroffenen Flächen ein gravierender Faktor der Landdegradation. Die geomorphologische Bedeutung der Deflation mit überregionalem Sedimentaustrag durch Suspensionstransport ist kaum abschätzbar. Nicht zuletzt ist über die quantitativen Rückkopplungen des Feinsedimentaustrags mit dem morphodynamischen Prozessgefüge, z. B. die Veränderung der Erodibilität eines Standorts nach Deflation von organischer Substanz und Feinsediment, wenig bekannt.

Bei regionaler Betrachtung der Untersuchungsergebnisse lassen sich folgende Aussagen zur aktuellen Geomorphodynamik und Bodenerosion in NE-Burkina Faso treffen:

- Aktuelle Bodendegradation findet in der Sahelzone NE-Burkina Fasos sowohl fluvialerosiv als auch äolisch statt.
- Die fluvialerosive Bodenerosion überwiegt dabei flächenmäßig – auf den Glacis, die etwa 70 % der Fläche der Region einnehmen, durch alle Prozesse des flächenhaften bis linearen Abtrags. Äolische Dynamik dokumentiert sich hier nur in der flächigen Verlagerung meist geringmächtiger Sanddecken. Die primäre Mobilisierung der Sande und die Zerstörung der tonig-lehmigen reliktschen Böden der Flächen geschieht hingegen fluvialerosiv.
- Auf den Altdünen spielt die Bodenerosion durch Wasser eine bedeutende Rolle. Überall dort, wo Bodenkrusten Oberflächenabfluss ermöglichen, tragen die Dünen Spuren der Wassererosion. Die feldbaulich genutzten Altdünenbereiche auf der Südseite der Dünenzüge und entlang der Nordhänge mit ihren pedogenetisch verfestigten Sanden und Kolluvien bieten der äolischen Dynamik kaum Angriffsflächen. Sie sind durch fluviale Erosionsprozesse stark degradiert. Neben flächenhafter Denudation tritt hier, überwiegend in Verbindung mit Trittbelastung, gehäuft Rinnen- und Gully-Erosion auf.
- Einzig die kaum konsolidierten Sekundärdünen auf dem Dünentop der Altdünenzüge können als Landschaftseinheit mit dominierender Bodenerosion durch äolische Prozesse bezeichnet werden.
- Der insgesamt hohe Oberflächenabfluss und Bodenabtrag führt zu einer sehr hohen Sedimentbelastung in den Vorflutern so dass, selbst unter Berücksichtigung von Zwischenspeichern in den *Bas-fonds* (Hochflutsedimente), mit jedem Starkniederschlag große Mengen Bodenmaterial aus der Region ausgetragen werden.

Aufgrund der flächenmäßigen Dominanz der fluvialerosiven Prozesskette – von der Partikelablösung durch den *splash* bis zum Suspensionsfrachtaustrag im Gorouol oder die Sedimentation in den endorheischen Endseen – erscheint es nur schlüssig, die fluviale Erosion auch als quantitativ dominierenden Vorgang der aktuellen Bodendegradation und Landschaftsveränderung in NE-Burkina Faso anzusehen.

8 **Synthese zur holozänen (Kultur-)Landschaftsentwicklung der Altdünenlandschaft in der Sahelzone NE-Burkina Fasos**

Im abschließenden Kapitel werden die vorgestellten Ergebnisse vor dem Hintergrund der Klimaentwicklung und der Siedlungsgeschichte zusammenfassend diskutiert. Die Darstellung folgt den eingangs erwähnten Zeitscheiben vom Spätpleistozän bis zur Gegenwart, wobei den einzelnen Kapiteln jeweils der allgemeine Kenntnisstand zur Klima- und Nutzungsgeschichte vorangestellt wird.

8.1 **Das Spätpleistozän**

Die Ursache periodisch wiederkehrender Aridität in den heute semiariden und subhumiden Randtropen ist seit längerem bekannt und wird allgemein auf eine Dominanz der Passatströmung gegenüber den monsonalen Luftmassen infolge der Vereisung der hohen Breiten zurückgeführt (z. B. NEWALL *et al.* 1981, SARNTHEIN *et al.* 1981). Damit einher geht die Zunahme der meridionalen Temperatur- und Luftdruckgradienten und ein Anstieg der Windgeschwindigkeiten der Passate. Aufgrund dieser prinzipiellen Korrelation zwischen den außertropischen Kaltzeiten und der Ausdehnung der Sahara in die heutige Sahelzone hinein, kann die Existenz zyklisch auftretender arider Perioden in NE-Burkina Faso als gesichert angenommen werden. Prinzipiell ist daher auch von wiederholter äolischer Geomorphodynamik und der Akkumulation von Dünen im Pleistozän auszugehen.

Klima- und Relief im Prä-Ogolien

Aride Perioden vor dem Ogolien scheinen keine dem Ogolien vergleichbare Auswirkungen auf die regionale Reliefgenese gehabt zu haben. Zwar ist weiträumige äolische Dynamik unter ariden Klimabedingungen anzunehmen, zur Ausbildung mächtiger Dünenzüge kam es indessen wahrscheinlich nicht. Diese Vermutung wird durch Analogien zur holozänen Landschaftsgeschichte unterstützt: Die Reliefgenese der Dünenzüge im Ogolien hatte zu einer gravierenden Veränderung des hydrographischen Netzes geführt. Die frühholozänen und spätpleistozänen Alter der liegenden *Mare*-Sedimente belegen, dass die endorheische Situation erst im Verlauf des ariden Ogolien entstanden ist. Ältere fluvilimnogene Sedimente aus einer dem Ogolien vorangegangenen Feuchtzeit konnten nicht nachgewiesen werden. Auch außerhalb der endorheischen Becken sind nach heutigem Kenntnisstand keine solchen Sedimente bekannt. Daraus lässt sich schließen, dass die Aridität im Prä-Ogolien entweder nie so intensiv war wie während des LGM, die Gerinne also ihren Lauf beibehalten konnten, oder dass die atmosphärischen Strömungsverhältnisse denen des Ogolien unähnlich waren, so dass es nicht zur Ausbildung großer longitudinaler Dünenkörper kam, die einen vergleichbaren Einfluss auf die hydrographische Situation hatten. Humidere Zeiten vor dem Ogolien sind allgemein durch den reliktschen Charakter der Böden auf den Glacis belegt (z. B. GRUNERT 1988b). Eindeutig prä-ogolienzeitliche Bodenbildungen auf Dünensanden konnten indessen bislang nicht nachgewiesen werden. In

Anbetracht der ariden äolischen Morphodynamik des Ogolien und der nachfolgenden fluvialen Prozesse sowie der pedogenetischen Überprägung im Holozän ist fraglich, ob solche Relikte überhaupt weitflächig erhalten geblieben sein können.

Auf die Existenz eines prä-ogolienzeitlichen *erg ancien* (BOULET 1978) kann zwar prinzipiell aus dem Kenntnisstand der spätpleistozänen Klimaentwicklung geschlossen werden, ein eindeutiger Beweis dafür konnte aber bislang in den Altdünengebieten NE-Burkina Faso nicht erbracht werden.

Klimatische Entwicklung im Ogolien

So gesichert die Existenz des ariden Ogolien und dessen weitgehende Korrelation mit dem außertropischen LGM ist, so unklar ist nach wie vor der genaue zeitliche Verlauf und die hygri-sche Dynamik während dieser Zeit. Im westafrikanischen Raum wird der Beginn dieser letzten großen ariden Periode im Pleistozän meist mit etwa 20000 BP angegeben (z. B. DIOUF & FALL 1998, MICHEL 1973, SERVANT 1983), in einigen Untersuchungen auch mit 25000 bzw. 28000 BP (vgl. Kap. 3.1) und, bei einer Parallelisierung mit dem LGM, pauschal von 23-18 ka cal. BP (z. B. HEINE 2002). Wie weit aride Bedingungen nach Süden in die heutige Sudanzone hineinwirkten ist unbekannt. Als wahrscheinlich gilt eine Ausbreitung arider Bedingungen bis zur südlichen Verbreitungsgrenze der Altdünenkomplexe in Westafrika. Diese fällt in weiten Teilen des Großraums in etwa mit der heutigen 500 mm-Isohyete zusammen, liegt aber zum Teil auch weiter südlich (z. B. STOKES & HORROCKS 1998). Ob die nach RUNGE (1990: 87-88), durch Deflationsprozesse entstandenen *stonelines*, die zur Anreicherung von Grobmaterial auf serir-ähnlichen Flächen führten, wirklich auf arides Klima im Norden von Togo hinweisen ist fraglich. Serirartige Steinpflaster gibt es auch in der heutigen Sahelzone, durch überwiegend residuale Anreicherung nach Abspülung der Feinsubstanz.

Die Angaben zum Ende und zum Verlauf des Ogolien sind äußerst widersprüchlich (vgl. Kap. 3.1): Die Aussagen streuen von 16000 BP bzw. 14000 BP (VÖLKELE 1989: 215) bis 12000 BP (MICHEL 1973, SERVANT 1983). Verkompliziert wird die Situation durch Hinweise auf humidere Unterbrechungen der ariden Periode (z. B. DURAND & LANG 1986: 124-125). Ein früheres Ende des Ogolien wird auch für die Südsahara anhand von Terrassenkörpern diskutiert (BAUMHAUER et al. 1989: 497). Dem widersprechen Untersuchungen, die gerade von 14000-12500 BP hyperaride Bedingungen vermuten, die durch Trockenfallen von Seen und verstärkte äolische Aktivität belegt sind (STREET-PERROTT & ROBERTS 1983: 336). Von 15-14,5 ka cal. BP postuliert GASSE (2000: 200) humidere Bedingungen in Westafrika als ersten Vorstoß eines schrittweisen Übergangs zur nachfolgenden holozänen Feuchtzeit. Ergebnisse aus Sedimenten in den Tiefseebohrkernen vor der atlantischen Küste weisen auf verstärkten äolischen Eintrag vor allem um 18000 BP hin (z. B. SARNTHEIN & KOOPMANN 1980: 245-248, POKRAS & MIX 1985): Die deutliche Verschiebung von feineren Korngrößen hin zu Grobschluff und sogar Feinsand belegen zudem die deutlich höheren Windgeschwindigkeiten während dieser Zeit (SARNTHEIN & KOOPMANN 1980: 250).

Sehr vage sind auch die Angaben über die Intensität der Aridität: Während einige Autoren für den Südsahel Niederschlagssummen von 50-100 mm/a vermuten (GAVAUD 1977: 72, VÖLKELE 1989: 214-215), geht TALBOT (1984) für die Zeit von 20000-13000 BP – unter Einbeziehung erhöhter Windgeschwindigkeiten (+ 50 %) und um 5 °C verringerter Jahresmitteltemperaturen – von einer Verringerung der Niederschlagssummen um nur 25-50 % gegenüber heute aus.

Folgt man den Datierungsergebnissen (unter Auslassung der Datierung GME2) (Kap. 4 und ALBERT *et al.* 1997), dann ist für NE-Burkina Faso arides Klima zwischen etwa 23 ka v. H. und 11 ka v. H. zu fordern. Die Ergebnisse stehen somit im Widerspruch zu einigen Untersuchungen aus benachbarten sahelischen Regionen, vor allem zu jenen, die von einem frühen Ende der ariden Bedingungen am Südrand der Sahara ausgehen.

Die fluvial umgelagerten Sande an der Basis der limnischen Sedimente des Mare d'Oursi mit einem Alter von ca. 18 ka v. H. weisen auf das Vorkommen fluvialer Dynamik hin, wie sie auch in heutigen Wüsten in Form episodischer Starkregen und Abflussereignisse typisch ist. Gleiches lässt sich aus der Persistenz des Verlaufs der größeren Gerinne schließen (Abb. 10). Beides belegt, dass die Region keine absolute Aridität erfahren hat. Rückschlüsse auf Niederschlagssummen lassen sich daraus nicht ableiten.

Reliefentwicklung

Die Geomorphodynamik der spätpleistozänen ariden Periode (Ogolien/Kanémien) war für den gesamten sahelischen Raum sowie für Teile der heutigen Sudanzone von großer Bedeutung. Die aus der äolischen Dynamik dieser Periode hervorgegangenen weiträumigen Altdünenkomplexe sind das landschaftsprägendste Element dieser Zeit (Kap. 3.2). Zudem sind große, komplexe Lineardünen sehr stabile Gebilde, auch wenn entlang ihrer Flanken und darüber hinweg beachtliche Mengen Sand transportiert werden können, da sie bei äolischer Aktivität eher die Tendenz haben zu wachsen als zu migrieren (LANCASTER 1999: 60). Für eine Änderung der Orientierung dieser Großformen wird ein Zeitraum von 10 ka vermutet, weshalb sie nicht nur die prinzipielle Trockenheit während ihrer Genese belegen, sondern zugleich ein Archiv des spezifischen Windregimes jener Zeit sind (LANCASTER 1999: 60). Letzteres ist vor dem Hintergrund der nach wie vor umstrittenen Draagenese und ihrer spezifischen Strömungsdynamik (Kap. 3.4) aber einschränkend zu bewerten.

Die Anlage des Sekundärdünenreliefs ist ausweislich der OSL-Datierungsergebnisse ebenfalls im Spätglazial geschehen. In allen nachfolgenden trockeneren Abschnitten wurden nur noch die Kammbereiche der Dünen äolisch verändert. Allerdings bedarf es zur Absicherung dieser Aussage – nicht zuletzt wegen durchaus unerklärlicher Datierungsergebnisse (vgl. Kap. 4.4.1) – ergänzender absolutzeitlicher Datierungen in statistisch auswertbarer Anzahl. Zu vergleichbaren Ergebnissen kommen STOKES *et al.* (1998) mit Hilfe von OSL-Datierungen an Dünensanden der Kalahari: Auch dort wurden während des Spätglazial und Holozän nur noch die Kammbereiche der großen Längsdünen äolisch überformt. Die OSL-Proben wurden dort ebenfalls aus geringen Tiefen, in der Mehrzahl zwischen

0,7-1,5 m unter GOF entnommen. Auch aus anderen Altdünengebieten sind ähnliche Beobachtungen bekannt. KOCUREK *et al.* (1991: 759-760) erwähnen eine (relativ) auf jünger als 4000 v. H. datierte äolische Reaktivierung von Ogolien-Altdünen in Mauretanien, die als geringmächtige Sanddecke von ca. 12 cm in Erscheinung tritt und ebenfalls nur am Top und auf den Oberhängen der großen Draa vorkommt.

8.2 Der Pleistozän-Holozän-Übergang

Klimatische Entwicklung

Die klimatische Dynamik des Pleistozän-Holozän-Übergangs in der westafrikanischen Sahelzone ist kaum bekannt. Über die geomorphologisch bedeutsame Dynamik dieses Klimawandels – z. B. als gleichmäßiger Trend, abrupter Übergang, oder in Form von Oszillationen – liegen bislang wenig Ergebnisse vor (vgl. GASSE 2000). Untersuchungen aus dem Tschadseeraum (TEHET *et al.* 1990) lassen bereits ab 12000 BP mehrere Oszillationen von feuchteren und wieder trockeneren Bedingungen erkennen – u.a. ein kurzer arider Einschnitt von 10300-10000 BP – bevor sich die frühholozäne Feuchtzeit ab etwa 9700 BP durchsetzte (vgl. GASSE *et al.* 1990: 141-145). Eine Rückkehr zu arideren Bedingungen sieht auch SERVANT (1983: 91) für den gleichen Raum (Tschadbecken), allerdings von 10000-9500 BP. In der westlichen Sahelzone sind bislang keine abrupten klimatischen Schwankungen an der Grenze Pleistozän-Holozän bekannt, und MICHEL (1977: 101) vermutet ab 11000 BP durchgängig feuchtere Bedingungen als heute; mindestens bis 8000 BP. Entsprechend der in diesem Raum häufig vorgenommenen Korrelation des Klimas mit den Meeresspiegelständen (FAURE *et al.* 1998) wird ein gleichmäßiger Verlauf des Klimawandels ab etwa 12000 BP angenommen (DIOUF & FALL 1998). In jüngerer Literatur wird der Pleistozän-Holozän-Übergang in Westafrika mit dem außertropischen Klimawandel korreliert, wonach nach einer ersten kurzen Phase mit monsunalem Klimaregime (15000-14500 cal. BP) während der Jüngeren Dryas von 12900-11450 cal. BP wiederum aride Bedingungen herrschten, die sehr abrupt einsetzten und endeten (vgl. GASSE 2000, HEINE 2002). In Westafrika lassen sich diese Annahmen bislang nur mit Befunden aus Seesedimenten der Sahara und der südlichen Sudanzone zur Deckung bringen.

Für NE-Burkina Faso ergibt sich aus dem jüngsten Datum spätpleistozäner äolischer Aktivität um 11 ka v. H. (ALBERT *et al.* 1997) und dem ältesten Datum holozäner limnischer Sedimentation im Mare d'Oursi von maximal 9900 cal. BP ein potenzieller Übergangszeitraum von etwas über 1000 Jahren. Über dessen klimatische Dynamik lassen sich allerdings keine Aussagen treffen.

Reliefentwicklung

Auch wenn über die genauere klimatische Dynamik des Pleistozän-Holozän-Übergangs in NE-Burkina Faso kaum etwas bekannt ist, lassen sich in Analogie zu aktuellen Prozessen vorsichtige Rückschlüsse auf die Geomorphodynamik dieses Zeitraums ziehen. Der wichtigste landschaftsverändernde Faktor nach dem Ende des ariden Ogolien war die Zunahme

der Niederschläge. Die wichtigsten Prozesse der Dünenfixierung waren das Aufkommen von Vegetation mit ihrem stabilisierenden Wurzelgeflecht sowie die Verkrustung der Dünenoberflächen durch eingetragene Feinsubstanz und durch Algenkrusten (TALBOT 1980: 52-53). Nach dem Ende arider Bedingungen scheint die Möglichkeit zum Oberflächenabflusses recht schnell gegeben zu sein. Bereits mit dem Beginn der Vegetationsentwicklung setzt trotz prinzipiell hoher Infiltrationsraten aufgrund der Oberflächenverkrustung früh Oberflächenabfluss ein – mit Rinnenbildung auf den Dünenhängen und Akkumulation kleiner Schwemmfächer am Hangfuß (z. B. THOMPSON 1983: 212-213). Dies ergibt sich auch aus den Ergebnissen der Beregnungsversuche, die zeigen, dass es auch bei geringfügiger Bodenentwicklung und oberflächlicher Verkrustung zu Oberflächenabfluss bei hohen Niederschlagsintensitäten kommt (SD 15 und GM 1 in Tab. 11). Entsprechende Starkniederschläge können für den Beginn der humideren Periode, ebenso wie für kurzfristige humide Oszillationen zuvor, vorausgesetzt werden, da nach allgemeinem Kenntnisstand über die Rückkehr zu feuchteren Bedingungen in Westafrika von monsonalen Luftmassen mit der entsprechenden Niederschlagscharakteristik ausgegangen wird. Daher kann bereits zu diesem frühen Zeitpunkt von beginnender Erosion auf den Dünenhängen und allmählicher Verflachung des Reliefs ausgegangen werden. Aus benachbarten sahelischen Altdünenlandschaften liegen ebenfalls Hinweise auf eine Verflachung der Ogolien-Dünen durch ältere Abtragungsprozesse vor, die der holozänen Feuchtzeit zugeordnet (MICHEL 1973: 542, JÄKEL & RÜCKERT 1998: 116), z. T. aber zeitlich nicht näher gefasst werden (TALBOT & WILLIAMS 1978, DAVEAU 1965: 32-35). DAVEAU (1965: 16) erwähnt die auf wiederholte Rinnenerosion zurückgehende, sukzessive Verflachung der um 20° geneigten Altdünenhänge im Sahel Mauretaniens auf 3-4° Hangneigung.

Innerhalb eines Dünenzugs ist davon auszugehen, dass sich die Fixierung der Sande sukzessive von den besser drainierten Unterhängen her vollzog, während auf dem Dünentop zunächst weiterhin die äolische Dynamik dominierte, die je nach Intensität kurzfristiger klimatischer Oszillationen – und den damit einhergehenden Änderungen der Vegetationsdichte – mal größere oder kleinere Bereiche beeinflusste. Zudem war das Dünentop während der intraannuellen und eventueller längerfristigen Trockenzeiten auch immer höheren Windgeschwindigkeiten ausgesetzt.

Bei lokaler Betrachtung ist zu berücksichtigen, dass gleichzeitig mit den ersten Niederschlägen die fluviale Dynamik auf den Flächen große Mengen der dort aus der physikalischen Verwitterung resultierenden Sande, die zum Transport bereit lagen, in die Vorfluter transportierte. Dies dokumentiert sich auch in der Akkumulation fluvialer Sande im Liegenden der fluvial-limnischen *Mare*-Sedimente. Dort wo im unausgeglichene Längsprofil der Flüsse fluviale Sande akkumuliert wurden, kann es während der Trockenzeiten zu äolischem Transport und äolischer Akkumulation in flussnahen Bereichen gekommen sein.

8.3 Das Früh- und Mittelholozän

Klimatische Entwicklung

Der klimatische Verlauf des frühen und mittleren Holozäns ist bei zonaler Betrachtung der Sahelzone nicht weniger widersprüchlich als der des Spätpleistozäns. Zwar liegen darüber insgesamt mehr Informationen vor, die durch eine größere Fülle an Datierungen untermauert sind, es bestehen aber nach wie vor Unklarheiten über den genaueren hygrischen Charakter sowie über eventuelle aridere Perioden innerhalb dieses Zeitraums. Als gesichert gelten gegenüber heute insgesamt feuchtere Klimabedingungen zwischen 11000 BP und 5000 BP (z. B. BOULET 1978, COUREL 1977, FAURE *et al.* 1998, GASSE 2000, GAVAUD 1977, GRUNERT 1988a, 1988b, MICHEL 1973, SERVANT 1983, VÖLKELE 1989), die ergänzend durch zahlreiche Nachweise (Seesedimente, Faunenreste, Pollenanalysen) hygrisch günstiger Bedingungen in der Sahara untermauert sind. Obwohl auch dort die Angaben über den klimatischen Verlauf – vor allem der Zeitraum des Klimaoptimums – kontrovers diskutiert werden (z. B. BAUMHAUER 1989, GASSE *et al.* 1990: 142-143, PETIT-MAIRE 1989: 645-646, VÖLKELE 1989; und zusammenfassend STREET-PERROT & PERROT 1993: 320-325). Das Klimaoptimum der als Tchadien oder Nigéro-Tchadien bezeichneten frühholozänen Feuchtperiode der Sahelzone wird von vielen Autoren zwischen 9500-8000 BP datiert (z. B. DIOUF & FALL 1998: 18, FLOHN 1985: 146-147, GROVE 1985: 39, MICHEL 1977, SERVANT 1983: 87).

Vielfach wird, ausgehend von den aktuellen Niederschlagssummen, für die Sahel- und Sudanzone und auch für die Sahara pauschal von einer Erhöhung der mittleren Jahresniederschläge um 500 mm/a ausgegangen (z. B. COUREL 1977: 272, GAVAUD 1977: 72, GRUNERT 1988a: 299). Dabei wird ein gegenüber heute ausgeglicheneres Niederschlagsregime zugrunde gelegt, mit einer monsonalen Regenzeit im Sommer und nord-pluvialen Winterregen bei insgesamt abgeschwächten Mitteltemperaturen (vgl. FLOHN 1985: 141-142). Etwa ab 8000 BP, bei einigen Autoren um 7500 BP, wird für den Sahel ein kurzer arider Einschnitt angenommen (COUREL 1977: 263-265, MICHEL 1977, GASSE *et al.* 1990: 141-145, SERVANT 1983: 91), der z. T. auch mit der Bildung von Dünengenerationen in den Altdünenlandschaften in Zusammenhang gebracht wird (Kap. 3.1). Diese, in älteren Arbeiten unterschiedlich datierte, kurze aride Periode wird in jüngerer Zeit mit dem 8,2 ka cal. BP-*event* – einem gewaltigen Eis- und Kaltwasserausbruch aus den noch vereisten Gebieten in den Nordatlantik – in Verbindung gebracht, das global zu kurzfristigen Klimaschwankungen führte (GASSE 2000: 203, HEINE 2002: 20-21).

Als gut abgesichert gilt die Existenz der als „neolithische Feuchtphase“ (GRUNERT 1988a: 296) bzw. Nouakchottien (MICHEL 1977: 101) bezeichneten humideren Periode im mittleren Holozän. Dies ist die Zeit des Megatschad, der um 6000 BP eine Ausdehnung von 320 000 km² erreichte (SERVANT 1983: 61), und des Höchststandes des Meeresspiegels (um 5500 BP) mit Mangroven an der Küste Senegals (MICHEL 1977: 101). Mit Bezug auf die Sahara – dort wird ab 6000 BP (BAUMHAUER *et al.* 1989: 499) bzw. 6800 BP (SCHULZ & POMEL 1992: 270) das Ende des Einflusses nordpluvialer Niederschläge angenommen – wird für die mittelholozäne Feuchtzeit eine gegenüber dem Tchadien abgeschwächte Hu-

midität vermutet. Entsprechend werden die hydrologischen Bedingungen zwischen 6400 und 4000 BP als „*variable*“ bezeichnet (TEHET *et al.* 1990)

Für die nachfolgenden Jahrtausende wird die Klimaentwicklung der Sahelzone weitgehend mit der fortschreitenden Aridisierung der Sahara korreliert. Zunehmende Trockenheit wird ab 5500 BP (Sahara), bzw. 5000 BP (Nordsahel) angenommen mit deutlicher Aridität ab 4500 BP (FLOHN 1985: 145, GROVE 1985: 44, GRUNERT 1988 a: 299, SERVANT 1983: 91). TEHET *et al.* (1990) sehen allerdings für das Tschadseegebiet erneut feuchtere Bedingungen zwischen 4000 und 2000 BP, während DIOUF & FALL (1998: 19) im westlichen Sahel ab 4500 BP und GASSE (2000) zwischen 4200-4000 cal. BP in ganz Westafrika trockenes Klima annehmen mit einem erneuten Vorstoß feuchterer Bedingungen um 3500 BP (vgl. FALL *et al.* 1998).

Die holozäne Feuchtzeit ist auch in NE-Burkina Faso belegt. Mit dem Pollenprofil des Mare d’Oursi wird der Zeitraum von 9900/9700-3000 cal. BP (Tab. 8) abgedeckt, für den BALLOUCHE & NEUMANN (1995a) ein geschlossenes Grasland mit verstreut wachsenden Gehölzen annehmen. Ergänzend wird das Vorkommen planktonischer Diatomeen in den Seesedimenten als Hinweis auf ein mehr oder weniger dauerhaftes Gewässer interpretiert (ANDRES *et al.* 1996). Ein arider Einschnitt zwischen den holozänen Feuchtphasen lässt sich in den Sedimenten des Mare d’Oursi nicht nachweisen.

Reliefentwicklung und Bodenbildung

Das feuchtere und im Jahresgang ausgeglichener Klima im Frühholozän führte zur Ausdehnung der Savannenvegetation bis in die Sahara (SCHULZ & POMEL 1992: 268). COUREL (1977: 272-273) vermutet für die südliche Sahelzone (NE-Burkina Faso und Liptako) eine Baumsavanne (*savane arborée*). Auch wenn die botanische Zusammensetzung und die Savanntypologie für das frühe Holozän noch einige Unklarheiten aufweist (vgl. SALZMANN 1999: 15-17), so wird doch übereinstimmend von einer perennen und vergleichsweise dichten Vegetationsbedeckung ausgegangen. Nach SALZMANN (1999: 55-63) dominierten auf sahelischen Altdünen im gesamten Holozän offene Grassavannen. Für geomorphologische Überlegungen genügt dieser Minimalkonsens, bedeutet er doch in jedem Fall eine deutliche Reduktion der geomorphologischen Aktivität: Bezieht man die aus dem Pollenprofil von Oursi abgeleitete geschlossene Graslandschaft auf die Altdünen, dann ist für diesen Zeitraum eine weitgehende Einschränkung der äolischen Dynamik zu fordern. Lediglich entlang einiger von Wildtieren stärker frequentierten Passagen kann es auf den Altdünen zu einer Öffnung der Vegetation und geringfügiger äolischer Dynamik gekommen sein. Unter der Annahme einer ausgeglicheneren raum-zeitlichen Niederschlagsverteilung – zumindest während der frühholozänen Feuchtperiode – fehlt zudem die Trockenheit als notwendige Voraussetzung für äolische Dynamik in größerem Umfang.

Die holozänen Feuchtperioden gelten als Hauptbildungszeit der rubefizierten Dünenböden (für Burkina Faso, COUREL 1977: 272-273). Die feuchteren Bedingungen ermöglichten eine intensiviertere Bodenbildung, vor allem humoser Oberböden durch erhöhten Bestandsabfall bei dichter Vegetationsbedeckung, sowie durch die regere Wurzeltätigkeit und

Bodenfauna. Die standörtlichen – kleinräumigen wie regionalen – Unterschiede der Geofaktorenkonstellation führten dabei zur räumlich differenzierten Ausprägung unterschiedlicher Bodentypen (Kap. 4.4). Hervorzuheben ist (1) die insgesamt zunehmende Bodenbildungsaktivität entlang des N-S verlaufenden Niederschlagsgradienten, (2) die unterschiedliche Verweilzeit des Bodenwassers in den Dünensanden je nach Sandmächtigkeit und Untergrundbeschaffenheit und (3) die Rückkopplungen der Bodenbildungsaktivität mit den klimatischen Schwankungen des Holozäns. Letzteres führt nach geomorphologischer Aktivität zu räumlichen Differenzierungen durch Weiterbildung gekappter Profile einerseits und durch pedogenetische Überprägung umgelagerter Bodensedimente andererseits, sowie zu Schwankungen der Bodenbildungsintensität auf morphodynamisch unbeeinflussten Standorten. Entsprechend dieser standörtlichen Abhängigkeiten erklärt sich die räumliche Verteilung der Bodentypen innerhalb der Altdünenlandschaft. Auch das Fehlen von flächenhaft vorkommenden Mehrschichtprofilen in den Altdünen und Sandrampen verweist auf in groben Zügen gleichmäßige klimatische Bedingungen im Verlauf des Früh- und Mittelholozäns mit Schwankungen, die für subhumide bis semiaride Tropenklimate im Rahmen des Normalen liegen

Bezüglich der linearerosiven und denudativen Aktivität ist für das frühe und mittlere Holozän bei sukzessiv zunehmender Vegetationsbedeckung und großflächiger Bodenbildung eine Abnahme der Intensität sowohl auf den Flächen als auch innerhalb der Altdünenlandschaften zu fordern. Gleichzeitig müssen angesichts auch schwächerer klimatischer Schwankungen immer wieder Zeiten verstärkter morphologischer Aktivität in Betracht gezogen werden: So müssen sich fluvialmorphologische Prozesse schon bei geringfügigen Änderungen hin zu stärker akzentuierten saisonalen Niederschlagsbedingungen mit ausreichenden Starkregenereignissen nach kürzeren Trockenzeiten bemerkbar gemacht haben. Zudem setzte mit der Bodenbildung in den Dünen ein Prozess ein, der die Wirksamkeit der Abtragungsprozesse veränderte: Tonanreicherung und Verfestigung wirken sich besonders auf das Prozessgeschehen aus, indem zum einen die Infiltrationskapazität herabgesetzt wird, was zu verstärkter Oberflächenabflussbildung führt. Zum anderen ermöglicht die erhöhte Standfestigkeit des Substrats Rinnen- und Gully-Erosion, die, einmal initiiert, auch unter vergleichsweise dichter Grasbedeckung durch subkutane Prozesse (*piping*) fortschreiten kann. Das Ausmaß der Denudation des Altdünenreliefs folgt dabei ebenso dem Niederschlagsgradienten wie die Bodenbildungsintensität. So erwähnen STOKES & HORROCKS (1998: 166) eine deutliche Verflachung des Reliefs großer Longitudinaldünen in NE-Nigeria von Norden nach Süden. Diese geht mit der Zunahme der Verwitterungsintensität entlang eines N-S-Gradienten von heute 450-800 mmN/a einher. Insofern sind Bodenbildung und Bodenabtrag Bestandteil des gleichen morphodynamischen Prozessgefüges der semihumiden bis semiariden holozänen Landschaften.

Zur Frage der holozänen Trockenperiode

Folgt man den OSL-Datierungsergebnissen und dem daraus abgeleiteten spätpleistozänen Alter des Sekundärdünenmusters, dann belegt die weitgehende Relieferhaltung der Sekundärdünen, dass es nachfolgend keine trockenen Phasen gab, die in ihrer Intensität annä-

hernd mit der Dynamik des Ogolien vergleichbar waren (Intensitätsausleseprinzip, vgl. RHODENBURG 1983: 430-432). Auch das in der Literatur (z. B. HEINE 2002) viel diskutierte, aride 8,2 ka cal. BP-*event* lässt sich im Dünenrelief bislang nicht nachweisen. Außerdem belegen einige der zur Ausweisung arider Zeiten im Holozän angeführten Archive nicht zwingend aride Geomorphodynamik: So erwähnt BARBEY (1989: 23), dass die von MICHEL (1973) in eine kurze holozäne Trockenphase um 7000 BP gestellten Altdünen nur in den nördlichen und südlichen Uferzonen des Senegal vorkommen. Deren Existenz spricht daher m. E. nicht zwingend für Aridität während ihrer Bildung, sondern lässt sich geomorphologisch auch mit verstärktem Transport fluvialer Sande im Senegal und anschließender Deflation und äolischer Akkumulation entlang der Uferzonen unter akzentuiert wechselfeuchten Klimabedingungen erklären.

Aus prozessmorphologischer Sicht stellt sich die Frage, inwieweit solche kurzfristigen klimatischen Schwankungen in einer zuvor pedogenetisch beeinflussten Altdünenlandschaft überhaupt morphologisch flächenhaft in Erscheinung treten können. Zwar reagieren Landschaftseinheiten sehr empfindlich und schnell auf Veränderungen im Prozessgefüge (z. B. mit Gully-Erosion infolge eines einzigen Niederschlagsereignisses, oder die Akkumulation einer Nebka am Rand einer kleinen Deflationshohlform), diese Erscheinungsformen sind aber zunächst nur lokal bzw. auf einzelne Standorte bezogen. Bezüglich der Etablierung flächenhafter Reliefänderungen (z. B. die äolische Umgestaltung des Sekundärdünenmusters eines Dünenzugs oder die gleichmäßige Verflachung der Landschaftseinheit ‚Dünnordhang‘ entlang der Dünenzüge) reagieren Landschaftseinheiten hingegen geomorphologisch träger. Im Hinblick auf die äolische Dynamik während eines kurzen ariden Einschnitts sind die Ursachen dieser Trägheit die Verzögerung geomorphologischer Prozesse durch die (noch bestehende) Vegetation und durch den Zustand des oberflächennahen Untergrunds. Deflation der schwach verfestigten Oberböden kann erst einsetzen, wenn die Vegetation sehr stark aufgelichtet und das Wurzelgeflecht der perennen Pflanzen weitgehend abgestorben ist, und wenn bestehende Bodenkrusten mechanisch (Korrasion, Viehtritt) zerstört wurden. Einen vielfach größeren Widerstand leisten die stärker verfestigten Unterböden, die nicht ohne weiteres deflatiert werden können. Es ist daher anzunehmen, dass kurzfristig wirksame aride Zeiten in der Altdünenlandschaft nur kleinräumig oder fleckenhaft äolisch wirksam waren; etwa in den edaphisch trockensten Reliefpositionen am Top von Sekundärdünen oder nach initialer Störung durch Wildtierherden. Insgesamt ist daher während trockenerer Zeiten im Holozän zwar von einer Intensivierung äolischer Dynamik auszugehen, insbesondere im jüngeren Holozän mit zunehmender Ausbildung des semiariden Niederschlagsregimes. Eine vollständige Umgestaltung des Sekundärdünenreliefs hat aber nicht stattgefunden.

8.4 Die holozänen Besiedlungsphasen

Klimatische Entwicklung

Für die frühe Besiedlungsphase, etwa ab dem zweiten vorchristlichen Jahrtausend, wird allgemein von einem allmählichen Klimawandel ausgegangen, der von dem noch feuchteren Nouakchottien (s. o.) zu semiariden Bedingungen in der Sahelzone überleitete, wobei regional Schwankungen von trockeneren und feuchteren Phasen angenommen werden, mit einem insgesamt vergleichsweise trockenen letzten vorchristlichen Jahrtausend. Auch dafür scheint es regionale Ausnahmen zu geben: So weisen FALL *et al.* (1998) auf eine kurze, sehr feuchte Phase von 3500-2600 BP im Sahel Senegals hin. Auf die Möglichkeit der klimatischen Interpretation der Änderung des Pollenspektrums in den Sedimenten des Mare d'Oursi unter Einbeziehung archäozoologischer und paläobotanischer Ergebnisse (KAHLHEBER *et al.* 2001) wurde in Kap. 6.2. hingewiesen. Danach wäre ebenfalls ab etwa 3000 cal. BP von zunehmender Trockenheit auszugehen. Eine kritische Betrachtung dieser Interpretation erfolgte in Kap. 6.2.3. BALLOUCHE & NEUMANN (1995a, 1995b) bewerten die aus dem Pollenspektrum ableitbare Öffnung der Vegetation bislang vorwiegend als Hinweis auf den anthropogenen Eingriff durch beginnenden Bodenbau.

Darüber hinaus mangelt es an verlässlichen Klimadaten für die Region; sowohl für das *Later Stone Age* als auch für die nachfolgende Eisenzeit, die etwa in der zweiten Hälfte des letzten vorchristlichen Jahrtausends einsetzte. Ab der Mittleren und Späten Eisenzeit, etwa ab 500 n. Chr. treten erste historische Quellen hinzu, die sich vage klimatisch interpretieren lassen. So leitet ILIFFE (1995: 93) aus dem Wohlstand im Nigertal ergiebige Niederschläge für den Zeitraum von 300 n. Chr. bis 1100 n. Chr. ab. In der Südsahara und im westlichen Sahel herrschten feuchtere Bedingungen, die aus dem größeren Einfluss außertropischer Winterregen resultierten (NICHOLSON 1979: 39-40). Inwieweit dieser Einfluss nach Osten und in den südlichen Sahel reichte, bleibt fraglich. Allerdings gibt es in Westafrika Hinweise auf intensivere tropische Sommerniederschläge, so dass allgemein von hygrisch günstigen Bedingungen bereits seit ca. 800 n. Chr. ausgegangen wird. Ab dem 14. Jh. scheint es langsam trockener geworden zu sein (NICHOLSON 1979: 42). BROOKS (1998) vermutet für Westafrika bereits ab dem 12. Jh. hygrisch ungünstigere Bedingungen, die bis zum Beginn des 16. Jh. anhalten. Fernbezüge aus dem weit östlich gelegenen Tschadsee verweisen auf relativ feuchte Bedingungen von 700-1200 n. Chr. und einem schnellen Rückgang der Feuchtezeiger im Pollendiagramm von 1300-1500 n. Chr. (MALEY 1981). Insgesamt scheinen die hygrischen Bedingungen während der Eisenzeit in NE-Burkina Faso günstiger als heute gewesen zu sein. Darauf verweisen Holzkohlefunde des Schibutterbaums (*Vitellaria paradoxa*), dessen Vorkommen an nordsudanische Klimaverhältnisse gebunden ist (NEUMANN *et al.* 1998).

Siedlung und Landnutzung

Aus den archäologischen und archäobotanischen Untersuchungen ergibt sich grob eine dreiphasige Siedlungs- und Landnutzungschronologie (Kap. 2.6.1). Eine Jäger- und Sammlerzeit, die vermutlich schon früh mit Migration aufgrund der austrocknenden Sahara

einsetzte, im archäologischen Fundbild aber erst zwischen 2000 und 1000 v. Chr. chronologisch fassbar in Erscheinung tritt. In diese Zeit fallen auch die ersten Hinweise auf kleinräumigen Bodenbau, vorherrschend scheint aber eine mobile Lebensweise gewesen zu sein (u. a. NEUMANN *et al.* 2001, VOGELSANG *et al.* 1999). Der Übergang zur nachfolgenden, aufgrund der auftretenden Eisenartefakte als Eisenzeit bezeichneten Siedlungsphase ist archäologisch bislang nicht fassbar. Entscheidend ist, dass sich mit der Eisenzeit der Übergang von der aneignenden zur produzierenden Wirtschaftsweise etablierte. Im Verlauf von etwa 1500 Jahren entstanden zahlreiche Siedlungen, vorwiegend entlang der Altdünenzüge, die heute als mächtige Siedlungshügelgruppen in Erscheinung treten. Die Nahrungsgrundlage der Eisenzeit war der Hirsefeldbau, der ebenfalls auf den Altdünen betrieben wurde. Ausweislich der archäobotanischen Ergebnisse zur Eisenzeit führte die Landnutzung – zumindest auf den feldbaulich genutzten Dünenzügen – zur Herausbildung von Kulturbaumparks, die auch heutzutage die dominierende Erscheinungsform westafrikanischer Kulturlandschaften sind (ALBERT *et al.* 2000, HALLIER 1998, 1999, HALLIER & PETIT 2000, 2001, KAHLHEBER 1999, KAHLHEBER *et al.* 2001, NEUMANN *et al.* 1998, 2001, PELZER & MAGNAVITA 2001, VOGELSANG 2000, VOGELSANG *et al.* 1999). Die dritte Siedlungsphase, etwa ab dem 15. Jh., ist durch wiederholte Migration vorwiegend nomadischer Viehhalter gekennzeichnet, deren Dominanz bis in das 20. Jh. anhielt (PELZER *et al.* im Druck).

Reliefentwicklung

Der Beginn der anthropogenen Beeinflussung des Landschaftswandels in NE-Burkina Faso kann nicht exakt gefasst werden. Unter der Annahme der klimatischen Aridisierung einerseits und dem langsam zunehmenden Nutzungsdruck, spätestens mit Beginn des Feldbaus sesshafter Bevölkerungsgruppen andererseits, ist von einer sukzessiven Intensivierung der Geomorphodynamik auszugehen. Im Einzelnen lassen sich die Prozesse und Prozessfolgen aufgrund der geringen Anzahl datierter Sedimente nur schwer den unterschiedlichen Siedlungsphasen zuordnen. Vielmehr muss die Landschaftsentwicklung aus einer Vielzahl von Indizien abgeleitet werden.

Unter der Annahme einer allgemeinen Öffnung der Vegetation um 3000 BP (BALLOUCHE & NEUMANN 1995a, 1995b) ist von einer Zunahme der Geomorphodynamik auszugehen. Anzunehmen ist dann verstärkte Denudation auf den Flächen, vorrangig von den edaphisch trockeneren Standorten aus. Insgesamt lässt sich die klimatisch gesteuerte Geomorphodynamik während des *Later Stone Age* nicht rekonstruieren. Je nach Intensität der klimatischen Schwankung sind all jene Prozesse vorstellbar, die bereits bezüglich der holozänen Dynamik angeführt wurden. Entsprechend „verschwimmen“ etwaige Prozessfolgen im gesamtholozänen Bild der Landschaftsentwicklung. Der anthropogene Beitrag zur Landschaftsveränderung dürfte während des *Later Stone Age* gering gewesen sein. Punktuell ist von einer Beeinflussung der Pflanzen- und Bodendecke in unmittelbarer Umgebung der Lagerplätze auszugehen. Die archäologischen Prospektionen und auch zwei OSL-Datierungen (Kap. 4) weisen das Dünentop und den Übergangsbereich zur Nordabdachung der Dünenzüge als bevorzugte Lagerplätze aus. Lokal sind daher in den wenig konsolidierten

Sanden äolische Umlagerungen aufgrund der kurzfristigen Siedlungstätigkeit wahrscheinlich. Für eine flächenhafte Beeinflussung der Altdünenlandschaften gibt es jedoch keine Hinweise.

Dies änderte sich gravierend mit der eisenzeitlichen Siedlungs- und Wirtschaftsweise: Hirsefeldbau auf beiden Seiten der Altdünenzüge und während hygrisch besonders günstiger Zeiträume vermutlich auch auf dem Dünentop führte zu intensiver Bodenerosion auf den Feldern und Brachen. Dies zeigt sich im zunehmenden Eintrag von Dünensanden in den unfernen Sedimenten der *Mare* (Kap. 6.3), in der Verflachung der Dünenhänge und der Akkumulation mächtiger Kolluvien am Fuß der Dünenzüge (Kap. 4) und ist nicht zuletzt aus den Untersuchungen zu Infiltration und Oberflächenabfluss auf den Feldflächen abzuleiten (Kap. 7.2.2), da bei gleichem Anbau (Technik und Frucht) und gleichem Substrat prinzipiell die gleichen Prozesse auf den Feldern wirksam gewesen sein müssen.

Die insgesamt hygrisch günstigeren Bedingungen als heute führten dabei zu einer stärkeren räumlichen Akzentuierung geomorphologischer Aktivität und Stabilität. Während die kaum beweideten Altdünenbereiche aufgrund der dichteren Vegetationsbedeckung mit mehrjährigen Gräsern von äolischer Dynamik und Bodenerosion weitgehend geschützt waren, unterlagen die Felder intensiver Bodenerosion. Aufgrund der größeren Häufigkeit von Niederschlagsereignissen kam es sowohl zu Beginn der Regenzeit auf den vegetationslosen und frisch bearbeiteten Feldern, als auch nachfolgend zwischen den weitständigen Hirsestängeln zu Oberflächenabfluss und Bodenabtrag. Zudem führt die feldbauliche Nutzung der Altdünen zu einer Abnahme der organischen Substanz im Boden um 30-40 % gegenüber Standorten mit natürlicher Vegetation (HAMMER 1994: 65). Damit verringerte sich die Erosionsresistenz auf den Altdünen, da vor allem der Humusgehalt für die Bildung stabiler, erosionsmindernder Krümelaggregate verantwortlich ist. Bodenverkrustung auf den unbearbeiteten Brachen führte bis zur Etablierung einer schützenden Vegetationsdecke zu verstärktem Oberflächenabfluss und zu Bodenerosion auf hangabwärts benachbarten Feldern. In den *Mares*, überwiegend entlang der dünenseitigen Randbereiche, wurde verstärkt Dünensand aus der Hangabtragung akkumuliert. Dies führte zur Verlandung einiger Uferstreifen, die nur noch bei hohen Wasserständen überschwemmt werden und vermutlich auch zur Abriegelung der bislang episodisch durchflossenen Abflüsse einiger *Mares*.

Einen sukzessive zunehmenden Einfluss auf die Landschaftsentwicklung muss die Eisenverhüttung gehabt haben (z. B. SCHULZ & POMEL 1992: 273), die bereits im 4. Jh. v. Chr. in ganz Westafrika verbreitet war. Einzelne Fundstellen sind noch älter, sie reichen im Niger bis in das 7. Jh. v. Chr. und in Nigeria auf dem Jos-Plateau bis in das 9. Jh. v. Chr. zurück (ILIFFE 1995: 50). SMITH (1982) führt die intensive Bodenerosion in Nord-Nigeria vor etwa 1000 Jahren auf die Vegetationszerstörung infolge der Eisenverhüttung zurück. Eisenverhüttungsplätze können auch in NE-Burkina Faso überall nachgewiesen werden, sowohl in der Nähe der eisenzeitlichen Siedlungen als auch auf den Glacis fernab historischer oder rezenter Siedlungen. Allerdings fehlen bislang Untersuchungen zum Umfang und zur Chronologie der Eisenverhüttung in der Region. Exemplarische Untersuchungen einzelner Fundplätze belegen eine zeitliche Tiefe von 1487 ± 48 BP im ältesten

und 342 ± 27 BP im jüngsten Fall (VOGELSANG 2000), und nach Aussagen von Schmieden fanden Verhüttungsaktivitäten in der Region bis vor drei Generationen statt (mdl. Mitt. C. PELZER).

Aus landschaftsgeschichtlicher Sicht stellt die Eisenzeit die Epoche der Kulturlandschaftsentstehung in NE-Burkina Faso dar, deren charakteristische Beeinflussung der Geofaktorenkonstellation – vor allem Böden, Relief und Vegetation – durch Feldbau und Weidewirtschaft bis in die Gegenwart hineinwirkt.

8.5 Die historische Zeit

Über die weitere klimatische Entwicklung und die Siedlungs- und Landnutzungsgeschichte gegen Ende der „eisenzeitlichen Siedlungshügelkultur“ ist nur wenig bekannt. Obgleich sich die Datenlage in anderen sahelischen Regionen wie z. B. Timbuktu, Borno oder dem Tschadsee ab dem 15. und 16. Jh. durch Berichte arabischer Geographen oder erhaltene Chroniken verbessert, bleibt der Gang der Kultur- und Naturgeschichte im Nordosten des heutigen Burkina Faso zunächst weiter im Dunkeln. Es mangelt sowohl an historischen Quellen wie bislang auch an archäologischen Funden und klima- bzw. landschaftsgeschichtlichen Archiven.

Klimatische Entwicklung

Für die Sahelzone südlich des Nigerbogens sind die wichtigsten historischen Quellen die Chroniken von Ibn al-Mukhtār: *Ta'riḫ al-Fattāsh* und von As-Sa'dī: *Ta'riḫ al-Sūdān* aus dem 16. und 17. Jh., sowie die Schrift *Tedzkiret an-Nisiān*, eine Chronik des Paschatums von Timbuktu, die im 16. Jh. beginnt und ab dem 17. Jh. bis in das 19. Jh. jährliche Aufzeichnungen über Dürren, Hungersnöte und Überschwemmungen enthält (CISSOKO 1968). Die Aufzeichnungen der winterlichen Hochwasserereignisse am Niger eignen sich kaum für regionalklimatische Aussagen, da Hochwasser im Nigerbogen die sommerlichen Regenzeiten in den weit entfernten oberen Einzugsgebieten des Niger in Guinea (10-12°N) repräsentieren. Hilfreicher sind die Angaben über Dürren und Hungersnöte, wobei die nördlichere Breitenlage von Timbuktu zu berücksichtigen ist, so dass von prinzipiell geringeren Niederschlagsmengen und höherer Variabilität als in NE-Burkina Faso ausgegangen werden muss. Hohe Niederschlagsdefizite im Norden können in südlicheren Regionen soweit abgeschwächt auftreten, dass die Niederschlagsmenge gerade noch für ausreichende Ernteerträge genügt.

Nach Auswertungen der oben genannten Chroniken war das 16. Jh. klimatisch so günstig, dass im Nigerbogen keine Hungersnöte vorkamen (CISSOKO 1968). Während des 17. Jh. sind vereinzelte Hungersnöte infolge von Dürren erwähnt, vermehrt in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts (LAMB 1989: 259, CISSOKO 1968: 812-816). Ausgeprägte Dürren zum Ende des 17. Jh. sind in mehreren Quellen erwähnt und scheinen im ganzen Sahel aufgetreten zu sein. Ab dem Ende des 17. Jh. vermutet NICHOLSON (1980: 181-182, 187) eine generelle Klimaverschlechterung (Trockenheit) mit einer Zunahme der Dürrehäufigkeiten

und einer allmählichen Tendenz zu heutigen Bedingungen. CISSOKO (1968: 817) erwähnt eine lange Zeit mit Hungersnöten von 1711-1716, die den ganzen Nigerbogen von Djenne bis Gao betraf. Dass die Ursache Trockenjahre waren, wird allerdings nicht explizit erwähnt. WEBB (1995: 5) sieht den Beginn eines klimatischen Wandels zu verstärkter Trockenheit bereits ab dem späten 16. Jh. / frühen 17. Jh. als langsamen Trend, der bis heute anhält und führt die z. T. widersprüchlichen Quellenangaben auf die regional ungleichmäßige Ausprägung der zunehmenden Aridität zu Beginn dieses Trends zurück. Als ausgeprägteste Dürreperiode der letzten 300 Jahre gilt die Mitte des 18. Jh. (ca. 1738-1756) (NICHOLSON 1980: 188, CISSOKO 1968: 817-819). Nahrungsmangel, Epidemien und Abwanderung führten zu enormen Bevölkerungsverlusten in den Zentren Djenne, Timbuktu und Gao. In der südlichen Sahara waren die Lebensbedingungen im 18. Jh. so schlecht, dass ein Überleben dort nicht mehr gesichert war (BROOKS 1998). Nach einer feuchteren Zeit gegen Ende des 18. Jh. tendierte das Klima ab dem 19. Jh. erneut zu Trockenheit mit größeren Dürren zwischen 1828 und 1839 (NICHOLSON 1980: 190, NICHOLSON 2000: 154). Für das letzte Drittel des 19. Jh. werden feuchtere Bedingungen angenommen (NICHOLSON 1980: 191-193, NICHOLSON 2000: 154). Vor allem die Ernten zwischen 1880 und 1896 sind als ausgesprochen gut verzeichnet (NICHOLSON 1980:194). Danach wurde es erneut trockener, und die Trockenheit kulminierte in der ersten großen Dürre des 20. Jh. von 1913-14. Dieser folgten vier weitere Dürren im Verlauf des 20. Jh., die seit den 1920er Jahren mit Beginn der meteorologischen Aufzeichnungen (Klimastation in Dori) gut erfasst sind.

Siedlung und Landnutzung

Das genaue Ende der eisenzeitlichen Siedlungsepoche ist nicht bekannt. Die jüngsten Alter aus Siedlungshügelgrabungen datieren in die Mitte des 14. Jh. (mdl. Mitt. M. HALLIER). In Anbetracht der Abtragung der jüngsten Siedlungsschichten auf den Siedlungshügeln ist allerdings ein späteres Ende wahrscheinlich (Kap. 5). Die Ursache für diesen Siedlungswandel ist ungeklärt. Folgt man der klimatischen Interpretation der historischen Quellen, dann scheiden klimatische Gründe aus. Zwar werden um die Mitte des letzten Jahrtausends hygrisch ungünstigere Bedingungen im Vergleich zu den Jahrhunderten davor erwähnt, von klimatischen Bedingungen, die weiteren Feldbau unmöglich machten, ist indessen nichts bekannt. Die nachfolgenden Jahrhunderte waren trotz einiger Schwankungen und durchaus verheerender Dürren insgesamt immer noch feuchter als das 20. Jh. Ausweislich historischer Quellen und oraler Traditionen wurde die Siedlungs- und Landnutzungstätigkeit der Region in den folgenden Jahrhunderten von mehreren Migrationswellen nomadischer Viehhalter geprägt, so dass anzunehmen ist, dass die gesellschaftlichen und politischen Umbrüche innerhalb des Nigerbogen maßgeblich für das Ende der eisenzeitlichen Kultur verantwortlich sind (PELZER *et al.* im Druck).

Reliefentwicklung

Zur Boden- und Reliefentwicklung des als „historisch“ bezeichneten Zeitraums der letzten 500 Jahre liegen (mit Ausnahme von Untersuchungen zur gegenwärtigen Dynamik) keine

Ergebnisse vor. Es kann jedoch von einem prinzipiellen Fortbestand der zuvor geschilderten Prozesse innerhalb der Altdünenlandschaft ausgegangen werden: Zwar hat sich mit der zunehmenden „Nomadisierung“ in der Region das Gewicht der Landnutzung vom vorherrschenden Feldbau zur Viehhaltung verlagert. Der Feldbau kam jedoch nie ganz zum Erliegen, da abhängige Feldbauern i. d. R. immer integraler Bestandteil der Viehhaltengesellschaften waren. Wahrscheinlich ist ein lokaler Rückgang von Feldflächen in der Umgebung aufgelassener Siedlungen sowie in den Dünenabschnitten, die nunmehr verstärkt von Viehhaltern frequentiert wurden. Letzteres wurde am Beispiel der alten Brachen von Oursi diskutiert (Kap. 4.3.2). In der Nähe der *Mares* und entlang der bevorzugten Weiderouten führte der erhöhte Viehbestand durch Trittbelastung und Beweidung zu lokalen Störungen mit nachfolgender Geomorphodynamik (Kap. 7.2.3). Weiterhin lassen die vermuteten (kleineren) klimatischen Oszillationen mit Dürrezeiten und feuchteren Jahren ebenfalls auf den Fortbestand von äolisch aktiveren und fluvial aktiveren Zeiten schließen. Mit der gleichzeitig angenommenen zunehmenden Aridisierung der Region im letzten Jahrtausend muss sich sukzessive das dem heutigen vergleichbare Prozessgefüge eingestellt haben; allerdings mit gegenüber heute abgeschwächter Geomorphodynamik aufgrund der geringeren Bevölkerungsdichte und dem dadurch bedingten geringeren Viehbesatz und reduzierter Feldflächen.

8.6 Der rezente Landschaftswandel

Kennzeichen des aktuellen Landschaftswandels inklusive der jüngeren Vergangenheit in NE-Burkina Faso ist die fortschreitende Degradation der Kulturlandschaft. Die Zunahme des Viehbestands und die Ausweitung der Feldflächen in den letzten Dekaden (KRINGS 1980, REENBERG 1999b) führten innerhalb der Altdünenlandschaften und auf den Glacis zu einer starken Vegetationsdegradation (LINDQVIST & TENGBERG 1993) und in deren Folge zu erheblichen Schädigungen der Bodendecke (ALBERT *et al.* im Druck). In jüngster Zeit gibt es Hinweise auf eine partielle Regradation der Pflanzendecke stark degradiierter Bereiche des Dünentop seit Mitte der 1980er Jahre, infolge der Zunahme der mittleren Jahresniederschläge (RASMUSSEN *et al.* 2001). Diese Beobachtungen geben aber keinesfalls zu Optimismus Anlass: Zwar stellt sich auf den Dünensanden bei ausreichender Bodenfeuchte schnell wieder eine Grasdecke ein, es darf aber dabei nicht außer Acht gelassen werden, dass aufgrund der zerstörten Bodendecke die Empfindlichkeit des oberflächennahen Substrats gegenüber äolischer Dynamik dauerhaft erhöht wurde, was durch Schwankungen der Vegetationsdecke nicht angezeigt wird. Ohne die Ausbildung eines Ah-Horizonts mit seinen deflationshemmenden Bodenaggregaten, genügt eine einzige Dürre um erneut weite Bereiche des degradierten Dünentop äolisch zu aktivieren.

Neben dieser zunehmenden Neigung zu äolischen Prozessen, die vorwiegend das Dünentop betreffen, haben die Untersuchungen zur aktuellen Geomorphodynamik gezeigt, dass unter den herrschenden, akzentuiert wechselfeuchten Klimabedingungen und der gegebenen Landnutzung große Bereiche der Altdünenlandschaft von linearerosiven und denu-

dativen Prozessen beeinflusst sind. Die feldbaulich genutzten Hänge der Nordabdachungen der Dünenzüge und die verflachten südlichen Altdünenbereiche unterliegen intensiver Abtragung. Ursache ist der erhöhte Oberflächenabfluss aufgrund der durch Bodenkrusten verringerten Infiltrationskapazität, vor allem über gekappten, tonreicheren B-Horizonten und konsolidierten Kolluvien. Die geomorphologische Konsequenz ist die weitere Verflachung der Altdünenhänge und Sandrampen und eine Ausbreitung von losem Bodensediment in den Hangfußbereichen und auf den benachbarten Glacis. Neben den schwer fassbaren, aber allenthalben in Form von Sedimentdecken und Spuren der Verspülung sichtbaren flächenhaften Denudationsprozessen haben linienhafte Rinnen- und Gully-Erosionsprozesse einen beachtlichen Anteil an der aktuellen Bodenzerstörung, sowohl innerhalb der Altdünenlandschaft als auch auf den schwach geneigten Glacis. Die von Wassererosion betroffenen Böden der Altdünen sind in erster Linie die Chromic und Luvic-Chromic Arenosols, also die für den Hirseanbau wichtigsten Bodentypen. Der fluviale Bodenabtrag hat daher einen beschleunigten Verlust potenziell nutzbarer Feldbaustandorte zur Folge.

Die fortschreitend hohe Sedimentzufuhr von den Flächen und den Dünenhängen führt zur beschleunigten Verlandung der *Mares*. Die zunehmende Flächenausdehnung in der Flachlandschaft durch die Sedimentaufhöhung geht mit einer Zunahme der Verdunstungsverluste einher. Die potenziell nutzbaren Wasserreserven im Jahreszyklus verringern sich dadurch sukzessive.

8.7 Ausblick

Ausgehend von bodenkundlichen und geomorphologischen Untersuchungen zum Zustand und zur Dynamik des oberflächennahen Untergrunds der sahelischen Altdünenlandschaften zeigt sich, dass der aktuelle Zustand der Bodendecke der Altdünen großflächig von einer Landnutzungsgeschichte beeinflusst ist, die in ihren Anfängen bis zum Beginn unserer Zeitrechnung zurückreicht. Daraus ist zu schließen, dass die Sahelzone eine alte Kulturlandschaft ist, deren gegenwärtige Geoökodynamik und Geomorphodynamik zu ihrem Verständnis eine ebensolche historische Sichtweise verlangt, wie es für mitteleuropäische Landschaften selbstverständlich ist. Gegenwärtig strebt aber die aktuell zu beobachtende Landschaftsveränderung einem Höhepunkt zu, der – unter Beibehaltung der gegenwärtigen Nutzungsintensität – bezüglich seiner geomorphologischen und ökologischen Folgen, den Einfluss der holozänen Kultur- und Klimageschichte weit übertreffen wird.

Vor dem Hintergrund der Klimaentwicklung des 20. Jh. mit fünf großen Dürren in Abständen zwischen 10 und 30 Jahren ist es nur noch eine Frage der Zeit, bis die erste große Dürre des 21. Jh. die Region und die in ihr lebenden Menschen betrifft. Der sehr hohe Nutzungsdruck, sowohl auf den Feldflächen als auch auf den beweideten Arealen, gepaart mit mehreren Jahren unterdurchschnittlichen Niederschlagsmengen wird sich gravierend auf die Landschaft auswirken. Die stark reduzierte Vegetation während der Dürrejahre

führt dann auf den bereits stark degradierten Böden des Dünentop zu verstärkten äolischen Prozessen und die wenigen aber starken Niederschläge können auf den kahlen Flächen ungehindert ersoiv tätig werden. In Anbetracht des dann zu erwartenden menschlichen Leids – die Bevölkerungsdichte liegt heute weit über jener der 1970er Jahre – mögen die Prognosen geomorphologischer Konsequenzen für die kommenden Dürren einerseits zweitrangig erscheinen. Andererseits birgt gerade die Kenntnis über landschaftsverändernde Prozesse die Chance, zukünftiges Handeln im Hinblick auf angepasstere Nutzungsstrategien zu beeinflussen.

9 Quellenverzeichnis

9.1 Schriftenverzeichnis

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 4. Aufl., 392 S.; Hannover.
- AITKEN, M. J. (1985): Thermoluminescence Dating. - 359 S.; London (Academic Press).
- AKRASI, S. A. & AYIBOTELE N. B. (1984): An appraisal of sediment transport measurement in Ghanaian rivers. – Challenges in African Hydrology and Water Resources, IAHS Publ. **144**: o.A.; Wallingford.
- ALBERT, K. D. (2001): SIG-BF, Le Système d'Information Géographique pour Burkina Faso. – Ber. des Sonderforschungsbereichs 268, **14**: 543-555; Frankfurt a. M.
- ALBERT, K. D., ANDRES, W. & LANG, A. (1997): Palaeodunes in NE Burkina Faso; pedo- and morphogenesis in a chronological framework provided by luminescence dating. – Z. Geomorph. N. F., **41**: 167-182; Berlin, Stuttgart.
- ALBERT, K. D., HALLIER, M., KAHLHEBER, S. & PELZER, C. (2001): Montée et abandon des collines d'occupation de L'Âge de Fer au nord du Burkina Faso.– Ber. des Sonderforschungsbereichs 268, **14**: 335-351; Frankfurt a. M.
- ALBERT, K. D. & KAHLHEBER, S. (2001): Review and outlook of an interdisciplinary research project. – Ber. des Sonderforschungsbereichs 268, **17**: 121-128; Frankfurt a. M.
- ALBERT, K. D. & KÜPPERS, K. (2001): Böden und Vegetation der sahelischen Altdünenlandschaft in NE-Burkina Faso. – Ber. des Sonderforschungsbereichs 268, **17**: 161-191; Frankfurt a. M.
- ALBERT, K. D., MÜLLER, J., RIES, J. B. & MARZOLFF, I. (im Druck): Aktuelle Landdegradation in der Sahelzone Burkina Fasos. – In: ALBERT, K. D., LÖHR, D. & NEUMANN, K. [Hrsg.]: Mensch und Natur in Westafrika. Ergebnisse aus dem Sonderforschungsbereich „Kulturentwicklung und Sprachgeschichte im Naturraum Westafrikanische Savanne“. Weinheim (Wiley-VCH).
- ANDRES, W. (1998): Terrestrische Sedimente als Zeugen natürlicher und anthropogener Umweltveränderungen seit der letzten Eiszeit. – In: DIKAU, R., HEINRITZ, G. & WIESSNER, R. [Hrsg.]: Global Change - Konsequenzen für die Umwelt. Verhandlungen zum 51. Dt. Geographentag, Bonn 1997: 118-133; Stuttgart (Steiner).
- ANDRES, W., BALLOUCHE, A. & MÜLLER-HAUDE, P. (1996): Contribution des sédiments de la Mare d'Oursi à la connaissance de l'évolution paléoécologique du Sahel du Burkina Faso. – Ber. des Sonderforschungsbereichs 268, **7**: 5-15; Frankfurt a.M.
- ANHUF, D. (1997): Palaeovegetation in West Africa for 18000 B.P. and 8500 B.P. – Eiszeitalter und Gegenwart, **47**: 112-119; Stuttgart.
- ANHUF, D. & FRANKENBERG, P. (1991): Die naturnahen Vegetationszonen Westafrikas. – Die Erde **122**: 243-265; Berlin.

- ANHUF, D., GRUNERT, J. & KOCH, E. (1990): Veränderungen der realen Bodenbedeckung im Sahel der Republik Niger (Regionen Tahoua und Niamey) zwischen 1955 und 1975. – *Erdkunde*, **44**: 195-209; Bonn.
- ASH, J. E. & WASSON, R. J. (1983): Vegetation and sand mobility in the Australian desert dunefield. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.*, **45**: 7-25; Berlin, Stuttgart.
- AUBERT, G. (1963): La classification des sols. La classification pédologique Française. - *Cah. ORSTOM, Sér. Pédologie*, **I 3**: 1-7; Paris.
- AUBERT, G. (1965): Classification des sols. Tableaux des Classes, Sous-Classes, Groupes et Sous-Groupes de sols utilisés par la section de pédologie de l'ORSTOM. - *Cah. ORSTOM, Sér. Pédologie*, **III 3**: 269-288; Paris.
- AUERSWALD, K. (1998): Bodenerosion durch Wasser. – In: RICHTER, G. (Hrsg.): Bodenerosion. Analyse und Bilanz eines Umweltproblems: 33-42; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- BAGNOLD, R. A. (1954): *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. – XXIV + 265 S.; London (Methuen). - [Nachdruck].
- BALLOUCHE, A. (1998): Dynamique des paysages végétaux sahélo-soudaniens et pratiques agro-pastorales à l'Holocène. – *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, **75**: 191-200; Paris.
- BALLOUCHE, A. (2001) : Un diagramme pollinique de la Mare de Kissi (Oudalan, Burkina Faso). Nouveaux éléments pour l'histoire anthropique de la végétation sahélienne. – *Ber. des Sonderforschungsbereichs 268*, **17**: 129-135; Frankfurt am Main.
- BALLOUCHE, A. & NEUMANN, K. (1995a): A new contribution to the Holocene vegetation history of the West African Sahel: Pollen from Oursi, Burkina Faso and charcoal from three sites in northeast Nigeria. – *Veg. Hist. Archaeobot.*, **4**: 31-39; Berlin, New York.
- BALLOUCHE, A. & NEUMANN, K. (1995b): La végétation du Sahel burkinabé à l'Holocène: la Mare d'Oursi. – 2nd Symp. Afr. Palyn., Tervuren (Belgium) 1995. *Publ. Occas. CIFEG 31*: 19-25; Orléans.
- BARBEY, C. (1989): Etude chronologique de la sédimentation éolienne dans le Sud-Ouest de la Mauritanie et dans le Nord du Sénégal. – *Bull. Soc. géol. France*, **(8)1**: 21-24. Paris.
- BARTH, H. (1858): *Reisen und Entdeckungen in Nord- und Central-Afrika in den Jahren 1849-1855*. – IV. Bd.; Gotha.
- BARTH, H. K. (1977): *Der Geokomplex Sahel*. – *Tübinger Geogr. Stud.*, **71**: 234 S.; Tübingen.
- BARTH, H. K. (1982): Accelerated erosion of fossil dunes in the Gourma region (Mali) as a manifestation of desertification. – *Catena, Suppl.*, **1**: 211-219; Braunschweig.
- BAUMHAUER, R., BUSCHE, D. & SPONHOLZ, B. (1989): Reliefgeschichte und Paläoklima des saharischen Ost-Niger. – *Geogr. Rdsch.*, **41**: 493-499; Braunschweig.
- BEAUDET, G. & COQUE, R. (1986): Les modelés cuirassés des savanes du Burkina Faso. – *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **27**: 213-224 ; Paris.

- BERNHARD, A. (2002): Boden, Gestein, Klima - Untersuchungen zur Verbreitung von Böden in Burkina Faso mit einem Geographischen Informationssystem. – 178 S.; unveröffentlichte Dipl.-Arbeit, Institut für Physische Geographie, Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt a. M.
- BERTRAND, R. (1998): Du Sahel à la forêt tropicale. Clès de lecture des sols dans les paysages ouest-africains. – 273 S.; Montpellier (Le Cirad).
- BESLER, H. (1987): Entstehung und Dynamik von Dünen in warmen Wüsten. – Geogr. Rdsch., **39**: 422-428; Braunschweig.
- BESLER, H. (1992): Geomorphologie der ariden Gebiete. – Erträge der Forschung, **280**: 189 S.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- BESLER, H. (1997): Aktuelle und Paläoformung in der Großen Sandsee Ägyptens. Erste Ergebnisse aus dem Kölner SFB 389. – Z. Geomorph. N.F., Suppl., **111**: 1-16; Berlin, Stuttgart.
- BESLER, H. & PFEIFFER, L. (1992): Sand encroachment at Oursi (Burkina Faso): reactivation of fixed draa or deflation of Mare sands? – Z. Geomorph. N.F., Suppl., **91**: 185-195; Berlin, Stuttgart.
- BESSELES, B. (1983): Le craton Ouest-Africain. – In: FABRE, J. [ed.]: Afrique de L'Ouest. Introduction géologique et termes stratigraphique. – Lexique Stratigraphique International, **1**: 27-34; Oxford, New York (Pergamon).
- BLACK, R. & FABRE, J. (1983): A brief outline of the geology of West Africa. – In: FABRE, J. [ed.]: Afrique de L'Ouest. Introduction géologique et termes stratigraphique. – Lexique Stratigraphique International, **1**: 17-26; Oxford, New York (Pergamon).
- BLECK, R. D. (1976): Anwendungsmöglichkeiten phosphatanalytischer Untersuchungen im Bereich der Ur- und Frühgeschichte. – Ausgrabungen und Funde, **21**: 259-268; Weimar.
- BLÜMEL, W. D. (1981): Pedologische und geomorphologische Aspekte der Kalkkrustenbildung in Südwestafrika und Südostspanien. – Karlsruher Geogr. H., **10**: 228 S.; Karlsruhe.
- BLÜMEL, W. D. (1991): Kalkkrusten – ihre genetischen Beziehungen zu Bodenbildung und äolischer Sedimentation. – Geomethodica, **16**: 169-197; Basel.
- BLÜTHGEN, J. & WEISCHET, W. (1980): Allgemeine Klimageographie. – 3. Aufl., 887 S.; Berlin, New York (de Gruyter).
- BLUME, H.-P. & PETERMANN, T. & VAHRSON, W. G. (1985): Klimabezogene Deutung rezenter und reliktscher Eigenschaften von Wüstenböden. – Geomethodica, **10**: 91-121; Basel.
- BORK, H.-R. & SCHMIDTCHEN, G. (2001): Böden: Entwicklung, Zerstörung und Schutzbedarf in Deutschland. – Geogr. Rdsch., **53**: 4-9; Braunschweig.
- BOULET, R. (1968): Étude pédologique de la Haute-Volta région Centre Nord (Rapport). – 351 S.; Dakar. [Centre O.R.S.T.O.M. de Dakar-Hann. Reportsband zur Carte Pédologique de Reconnaissance de la République de Haute-Volta 1:500 000].

- BOULET, R. (1970): La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. – Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., **8** (3): 245-271; Paris.
- BOULET, R. (1978): Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Équilibre et déséquilibre pédobioclimatique. – Mém. ORSTOM, **85**: 272 S.; Paris.
- BOULET, R. & LEPRUN, J.C. (1969): Étude pédologique de la Haute-Volta région Est (Rapport). – 331 S.; Dakar. [Centre O.R.S.T.O.M. de Dakar-Hann. Berichtsband zur Carte Pédologique de Reconnaissance de la République de Haute-Volta 1:500 000].
- BREMER, H. (1989): Allgemeine Geomorphologie. – 450 S.; Berlin (Borntraeger).
- BREUNIG, P. & NEUMANN, K. (1999): Archäologische und archäobotanische Forschung in Westafrika. – Archäol. Nachr.bl. **4**: 336-357; Berlin.
- BROOKS, G. E. (1993): Landlords and Strangers: Ecology, Society, and Trade in Western Africa 1000-1630. – 360 S.; Boulder (Westview Press).
- BRYAN, R. B. & JONES, J. A. A. (1997): The significance of soil piping processes: inventory and prospect. – Geomorphology, **20**: 209-218; Amsterdam, Lausanne.
- BÜDEL, J. (1981): Klima-Geomorphologie. – 2. Aufl., 304 S.; Berlin (Borntraeger).
- CAHEN, L., SNELLING, N. J., DELKAL, J. & VAIL, J. R. (1984): The Geochronology and Evolution of Africa. – 512 S.; Oxford (Clarendon).
- CASENAVE, A. & VALENTIN C. (1989): Les états de surface de la zone sahéenne. Influence sur l'infiltration. – 229 S ; Paris (Ed. ORSTOM).
- CHAMARD, P. C. & COUREL, M. F. (1981): De l'autochtonie des dépôts superficiels du Liptako Nigéro-Voltaïque. – Rev. de géomorphologie dynamique, **30** (1): 11-20; Paris.
- CHAPPELL, A., OLIVER, M. & WARREN, A. (1996): Net soil flux derived from multivariate soil property classification in southwest Niger: A quantified approach based on ¹³⁷Cs. – In: BUERKERT, B., ALLISON, B. E. & VON OPPEN, M. [eds.]: Proceedings of the International Symposium 'Wind Erosion in West Africa – The Problem and its Control', University of Hohenheim, Germany, 5-7 Dec. 1994: 69-85; Weikersheim (Margraf).
- CHEVALLIER, P. (1982): Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéens (Mare d'Oursi, Haute-Volta). – Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol., **19** (4): 253-297; Paris.
- CHEVALLIER, P., CLAUDE, J., POUYAUD, B. & BERNARD, A. (1985): Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la Mare d'Oursi (Burkina Faso). 1976-1981. – Trav. et Doc. ORSTOM, **190**: 251 S.; Paris (ORSTOM).
- CISSOKO, S. M. (1968): Famines et épidémies à Tombouctou et dans la Boucle du Niger du XVIe au XVIIIe siècle. – Bull. IFAN, Série B, **30** (3): 806-821 ; Dakar.
- CLAUDE, J., GROUZIS, M. & MILLEVILLE, P. [Hrsg.] (1991): Un espace sahéen, La mare d'Oursi, Burkina Faso. – 241 S., 56 Abb., 62 Tab., 2 Kt.; Paris (ORSTOM).
- COOKE, R. U. & WARREN, R. (1973): Geomorphology in Deserts. – 374 S.; London (Batsford).
- COOKE, R. U., WARREN, R. & GOUDIE, A.S. (1993): Desert Geomorphology. – 526 S.; London (UCL Press).

- COUDE-GAUSSIN, G. (1991) : Les Poussières Sahariennes – Cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques. – 485 S.; Montrouge (Ed. John Libbey).
- COUREL, M. F. (1977): Etude géomorphologique des dunes du Sahel. Niger nord-occidental, Haute-Volta septentrionale. – Thèse de Troisième Cycle, 284 S.; Université Paris 7.
- DAVEAU, S. (1965): Dunes ravinées et dépôts du Quaternaire récent dans le Sahel mauritanien. – *Rév. Geogr. Afrique Occ.*, **1**: 7-47; Dakar
- DEFOSSEZ, M. (1962): Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la Boucle du Niger. – *Mém. B.R.G.M.*, **13**: 174 S.; Paris.
- DELFOUR, J. & JEAMBRUN, M. (1970): Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000 (Oudalan). – 55 S.; Paris (Éd. B.R.G.M.).
- DE PLOEY, J. (1983): Runoff and rill generation on sandy and loamy topsoils. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.*, **46**: 15-23; Berlin, Stuttgart.
- DIN 19683, Teil 1 (1973): Physikalische Laboruntersuchungen. Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung durch Siebung. – Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 19683, Teil 2 (1973): Physikalische Laboruntersuchungen. Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung nach Vorbehandlung mit Natriumpyrophosphat. – Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 19684 (1977a): Chemische Laboruntersuchungen. Bestimmung des pH-Wertes des Bodens und Ermittlung des Kalkbedarfs. – Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 19684 (1977b): Chemische Laboruntersuchungen. Bestimmung des Gehaltes an oxalatlöslichem Eisen im Boden. – Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 19684 (1977c): Chemische Laboruntersuchungen. Stickstoffbestimmung und C/N-Verhältnis. – Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 19684 (1977d): Chemische Laboruntersuchungen. Bestimmung der Kationenaustauschkapazität. – Berlin, Köln (Beuth).
- DIOUF, B. & FALL, M. (1998): Principaux événements paléoclimatiques dans le Bassin Sénégal-Mauritanien depuis 125 ka. – *Palaeoecology of Africa*, **25**: 13-20; Rotterdam.
- DUCHAUFOR, P. (1988): Pédologie. – 2. Aufl., 224 S.; Paris (Masson).
- DURAND, A. & LANG, J. (1986): Problemes d'évaluation de l'aridité dans les paleoenvironnements: Exemple du Kanémien (21 000-13 000 ans BP) au Tchad et au Niger. – In: FAURE, H., FAURE, L. & DIOP, E. S. [eds.]: INQUA-ASEQUA International Symposium on Global Change in Africa during Quaternary. – *Trav. et Doc. de l'ORSTOM*, **197**: 123-126; Paris.
- DUTTMANN, R. (2001): Bodenfeuchte als Steuergröße der Bodenerosion. – *Geogr. Rdsch.*, **53**: 24-32; Braunschweig.

- EITEL, B. (1994): Kalkreiche Decksedimente und Kalkkrustengenerationen in Namibia: Zur Frage der Herkunft und Mobilisierung des Calciumcarbonats. – *Stuttgarter Geogr. Stud.*, **51**: 193 S.; Stuttgart.
- EVANS, R. (1998): The erosional impacts of grazing animals. – *Progr. in Phys. Geogr.*, **22**: 251-268; London.
- FABRE, J. [Hrsg.] (1983): Afrique de L'Ouest. Introduction géologique et termes stratigraphique, *Lexique Stratigraphique International*, **1**: 396 S; Oxford, New York (Pergamon).
- FALL, M. & TRIMBORN, P. & FERHI, A. (1998): A $\delta^{13}\text{C}$ record of late Quaternary climate change in a Senegales peat bog (West Africa). – *Palaeoecology of Africa*, **25**: 21-28; Rotterdam.
- FAO (1990): FAO, UNESCO Soil map of the world. Revised Legend. – *World Soil Resources Report*, **60**: 119 S.; Rom.
- FAO (1998): ISSS, ISRIC, FAO World Reference Base for Soil Resources – *World Soil Resources Reports*, **84**: o. A.; Rom.
- FAURE, H. (1966): Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-palaeozoïque du Niger oriental. – *Mém. BRGM*, **47**: 630 S.; Paris.
- FAURE, H., FAURE-DENARD, L., SABAR, L. O., LO, K. & VERNET, R. (1998): La Mauritanie au Quaternaire. – *Palaeoecology of Africa*, **25**: 1-11; Rotterdam.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1984): Zur Relief- und Bodenentwicklung der Goz-Zone Nordkordofans im Sudan. – *Z. Geomorph. N.F.*, **28**: 284-303; Berlin, Stuttgart.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1992): Frühholozäne Feuchtzeitböden auf Altdünen der Ténéré und des Tchigai-Berglandes, Ost-Niger. – *Würzburger Geogr. Arb.*, **84**: 97-129; Würzburg.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1997): "Sumpferze" in der Sahara Ost-Nigers. – *Würzburger Geogr. Arb.*, **92**: 147-169; Würzburg.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (2000): Paleosols on Pleistocene dunes as indicators of paleomonsoon events in the Sahara of East-Niger. – *Catena*, **41**: 43-60; Amsterdam.
- FLOHN, H. (1985): Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft. – *Erträge der Forschung*, **220**: 228 S.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- FRANKENBERG, P. (1985): Vegetationskundliche Grundlagen zur Sahelproblematik. – *Die Erde*, **116**: 121-135; Berlin.
- GASSE, F. (2000): Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. – *Quaternary Sci. Rev.*, **19**: 189-211; Oxford.
- GASSE, F., TÉHET, R., DURAND, A., GIBERT, E. & FONTES, J. C. (1990): The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. – *Nature*, **346**: 141-146; London.
- GAVAUD, M. (1968): Les sols bien drainés sur matériaux sableux du Niger. Essai de systématique régionale. – *Cah. ORSTOM, Sér. Pédologie*, **6** (3-4): 277-307; Paris.

- GAVAUD, M. (1977): Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional. - Trav. et Doc. de l'ORSTOM, **76**: 102 S.; Paris.
- GEYH, M.A. (1995): Geochronologische Aspekte paläohydrologischer und paläoklimatischer Befunde in Namibia. – Geomethodica, **20**: 75-99; Basel.
- GIESSNER, K. (1988): Die subtropisch-randtropische Trockenzone. Globale Verbreitung, innere Differenzierung, geoökologische Typisierung und Bewertung. – Geoökodynamik, **9**: 135-183; Bensheim.
- GLÄSER, B. (1987): Altdünen und Limnite in der nördlichen Republik Sudan als morphogenetisch-paläoklimatischer Anzeiger. – 193 S.; Hamburg (Akademie der Wissenschaften Göttingen)
- GODFREY-SMITH, D. I., HUNTLEY, D. J. & CHEN, W.-H. 1988: Optical dating studies of Quartz and Feldspar sediment extracts. – Quaternary Sci. Rev., **7**: 373-380; Oxford.
- GOUDIE, A. (Hrsg.) (1998): Geomorphologie. Ein Methodenbuch für Studium und Praxis. – 645 S., 180 Abb., 39 Tab.; Berlin (Springer).
- GOUDIE, A. S. (1999): The history of desert dune studies over the last 100 years. – In: GOUDIE, A. S., LIVINGSTONE, I. & STOKES, S. [eds.]: Aeolian Environments, Sediments and Landforms: 1-13; Chichester (Wiley).
- GOSCHIN, M. (1984): Phosphate Analyses of neolithic sites. – Berliner Geowiss. Abh., (A) **50**: 285-291; Berlin.
- GROVE, A. T. (1958): The ancient erg of Hausaland and similar formations on the south side of the Sahara. – Geogr. J., **124** (4): 528-533; London.
- GROVE, A. T. (1985): The Niger and its Neighbours. Environmental History and Hydrobiology, Human Use and Health Hazards of the Major West African Rivers. – 331 S.; Rotterdam, Boston (Balkema).
- GROVE, A. T. & WARREN, A. (1968): Quaternary landforms and climate on the south side of the Sahara. – Geogr. J., **134** (2): 194-208; London.
- GRUNERT, J. (1988a): Klima- und Landschaftsentwicklung in Ost-Niger während des Jungpleistozäns und Holozäns. – Würzburger Geogr. Arb., **69**: 289-304; Würzburg.
- GRUNERT, J. (1988b): Verwitterung und Bodenbildung in der Süd-Sahara, im Sahel und im Nord-Sudan. Mit Beispielen aus Niger, Burkina Faso und Nord-Togo. – Abh. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Klasse, Dritte Folge, **41**: 22-43; Göttingen.
- HALLIER, M. (1998): Recherches archéologiques en hiver 1997/1998 au nord du Burkina Faso: les collines d'occupation de l'âge du fer. – Nyame Akuma, **49**: 2-6; Edmonton.
- HALLIER, M. (1999): Recherches archéologiques dans l'époque historique au Nord du Burkina Faso: rapport préliminaire de la campagne de fouille 1998. Nyame Akuma, **51**: 2-5; Edmonton.
- HALLIER, M. (2001): Recherches archéologiques sur le site d'Oursi. – Ber. des Sonderforschungsbereichs 268, **17**: 137-144; Frankfurt a. M.

- HALLIER, M. & PETIT, L. (2000): Tertres d'occupation de d'autres formes d'habitation à l'âge de Fer : Rapport préliminaire de la campagne archéologique en été 2000 au nord du Burkina Faso. – Nyame Akuma, **54**: 2-5 ; Edmonton.
- HALLIER, M. & PETIT, L. (2001): Fouille d'une maison de l'âge du Fer dans le nord du Burkina Faso. – Nyame Akuma, **56**: 2-3; Edmonton.
- HAMMER, R. (1994): Bodensequenzen und Standorteigenschaften im Südwest-Niger /Westafrika. – Hohenheimer Bodenkundl. H., **22**: 145 S.; Stuttgart.
- HEBEL, A. (1995): Bodendegradation und ihre internationale Erforschung. – Geogr. Rdsch., **47**: 686-691; Braunschweig.
- HEINE, K. (2002): Sahara and Namib/Kalahari during the late Quaternary – interhemispheric contrasts and comparisons. – Z. Geomorph., N.F., Suppl., **126**: 1-29; Berlin, Stuttgart.
- HEINRICH, J. (1998): Formen und Folgen der jungholozänen Bodenzerstörung in Trockenlandschaften Nordostnigerias. – Petermanns Geogr. Mitt., **142**: 355-366, Gotha.
- HERRMANN, A. G. (1975): Praktikum der Gesteinsanalyse. Chemisch-instrumentelle Methoden zur Bestimmung der Hauptkomponenten. – 204 S.; Berlin (Springer).
- HERRMANN, L. (1996): Staubdeposition auf Böden West-Afrikas. Eigenschaften und Herkunftsgebiete der Stäube und ihr Einfluß auf Boden und Standortseigenschaften. – Hohenheimer Bodenkundl. H., **36**: 239 S.; Stuttgart.
- HERRMANN, L., STAHR, K. & SIVAKUMAR, M. V. K. (1996): Dust deposition on soils of Southwest Niger. – In: BUERKERT, B., ALLISON, B. E. & VON OPPEN, M. [eds.]: Proceedings of the International Symposium 'Wind Erosion in West Africa – The Problem and its Control', University of Hohenheim, Germany, 5-7 Dec. 1994: 35-47; Weikersheim (Margraf).
- HERRMANN, L., STAHR, K. & SPONHOLZ, B. (1997): Identifizierung trockenzeitlicher und regenzeitlicher Staubquellen im östlichen Westafrika. – Würzburger Geogr. Arb., **92**: 189-211; Würzburg.
- HERWEG, K. (1999): Von der Bodenerosionsforschung zum angewandten Bodenschutz. – In: SCHNEIDER-SILWA, R., SCHAUB, D. & GEROLD, G. [Hrsg.]: Angewandte Landschaftsökologie. Grundlagen und Methoden: 261-276; Berlin (Springer).
- HILLS, R. C. (1970): The determination of the infiltration capacity of field soils using the cylinder infiltrometer. – Brit. Geomorph. Res. Group, Techn. Bull., **3**: 24 S.; Kent.
- HOLMES, J. A., STREET-PERROTT, F. A., PERROT, R. A. STOKES, S., WALLER, M. P., HUANG, Y., EGLINTON, G. & IVANOVICH, M. (1999): Holocene landscape evolution of the manga Grasslands, NE Nigeria: Evidence from palaeolimnology and dune chronology. – J. Geol. Soc. London, **156**: 357-368; London.
- HOOGHIEMSTRA, H. (1996): Aspects of Neogene-Quaternary environmental and climatic change in equatorial and Saharan Africa. – Palaeoecology of Africa, **24**: 115-132; Rotterdam.

- HOTTIN, G. & OUEDRAOGO, O. F. (1975): Notice explicative de la Carte Géologique à 1/1000000 de la République de Haute-Volta – 58 S.; Paris (B.M.G.B.).
- HUNTLEY, D. J., GODFREY-SMITH, D. I. & THEWALT, M. L. W. (1985): Optical dating of sediments. – *Nature*, **313**: 105-107; London.
- ILIFFE, J. (1995): Africans. The history of a continent. – dt. Ausgabe (1997): Geschichte Afrikas. – 435. S., 14 Kt.; München (C.H. Beck).
- INSD (1979): Recensement de 1975. Fichier des villages. – 194 S. ; Ouagadougou (Institut National de la Statistique et de la Demographie).
- INSD (1989): Recensement general de la population 1985. Structure par âge et sexe des villages du Burkina Faso. – 2. Aufl.: 330 S.; Ouagadougou (Institut National de la Statistique et de la Demographie).
- JÄKEL, D. & RÜCKERT, H. (1998): Recent rainfall distribution patterns of the Republic of Sudan as a model for rainfall variations in the past and climate-induced geomorphological processes in Sahelian countries. – *Palaeoecology of Africa*, **25**: 101-120; Rotterdam.
- JOLY, F., DEWOLF, Y. & RIOU, G. (1980): Le Bassin de la Mare d'Oursi (Haute Volta). Etude géomorphologique et géodynamique. Contraintes naturelles. – *Trav. du laboratoire de Géogr. Phys.*, **7**: 61 S. + Anhang ; Paris (Univ. Paris VII).
- KAHLHEBER, S. (1999): Indications for agroforestry: Archeobotanical remains of crops and woody plants from medieval Saouga, Burkina Faso. – In: VAN DER VEEN, M. [ed.]: The exploitation of plant resources in ancient Africa: 89-100; New York (Kluwer Acad./Plenum Publ.).
- KAHLHEBER, S., ALBERT, K. D. & HÖHN, A. (2001): A contribution to the palaeoenvironment of the archaeological site Oursi in north Burkina Faso. – *Ber. des Sonderforschungsbereichs 268*, **17**: 145-159; Frankfurt a. M.
- KAPPAS, M. (1997): Detection of Soil and Vegetation Pattern in a Sahelian Landscape of Burkina Faso with the help of Remote Sensing. – *Würzburger Geogr. Arb.*, **92**: 1-25; Würzburg.
- KAPPAS, M. & WANDEL, B. (1996): Vegetations- und bodenkundliche Arbeiten im Sahel von Burkina Faso. – *Arbeitsber. Geogr. Inst. Univ. Mannheim*, **15**: 160 S.; Mannheim.
- KOCUREK, G., HAVHOLM, K. G., DEYNOUX, M. & BLAKEY, R. C. (1991): Amalgamated accumulations resulting from climatic and eustatic changes, Akchar Erg, Mauritania. – *Sedimentology*, **38**: 751-772; Oxford.
- KRINGS, T. F. (1980): Kulturgeographischer Wandel in der Kontaktzone von Nomaden und Bauern im Sahel von Obervolta – Am Beispiel des Oudalan (Nordost-Obervolta). – *Hamburger Geogr. Stud.*, **36**: 116 S.; Hamburg.
- KUTZBACH, J. E. & STREET-PERROTT, F. A. (1985): Milankovich forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr. BP. – *Nature*: **317**: 130-134; London.
- LAMB, H. H. (1989): Klima und Kulturgeschichte. Der Einfluß des Wetters auf den Gang der Geschichte. – 448 S.; Hamburg (Rowohlt).

- LANCASTER, N. (1983): Controls of dune morphology in the Namib sand sea. – In: BROOKFIELD, M. E., & AHLBRANDT, T. S. [eds.]: *Eolian Sediments and Processes. – Developments in Sedimentology*, **38**: 261-289; Amsterdam (Elsevier).
- LANCASTER, N. (1998): Dune morphology, chronology and Quaternary climatic change. – In: ALSHARHAN, A. S., GLENNIE, K. W., WHITTLE, G. L. & KENDALL, C. G. S. C. [eds.]: *Quaternary Deserts and Climatic Change*: 339-349; Rotterdam (Balkema).
- LANCASTER, N. (1999): Geomorphology of desert sand seas. – In: GOUDIE, A. S., LIVINGSTONE, I. & STOKES, S. [eds.]: *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*: 49-69; Chichester (Wiley).
- LANG, A. (1996): Die Infrarot-Stimulierte-Lumineszenz als Datierungsmethode für holozäne Lössderivate. Ein Beitrag zur Chronometrie kolluvialer, alluvialer und limnischer Sedimente in Südwestdeutschland. – *Heidelberger Geogr. Arb.*, **103**: 137 S.; Heidelberg.
- LANG, A., PRESTON, N., DIKAU, R., BORK, H. R. & MÄCKEL, R. (2000): Land Use and Climate Impacts on Fluvial Systems During the Period of Agriculture - Examples from the Rhine catchment. – *PAGES Newsletter*, **8/3**: 11-13; Bern.
- LEYS, J. (1999): Wind Erosion on Agricultural Land. – In: GOUDIE, A. S., LIVINGSTONE, I. & STOKES, S. [eds.]: *Aeolian Environments, Sediments and Landforms* – 143-166; Chichester (Wiley).
- LEPRUN J. C. (1977): Esquisse pédologique au 1/50000 des alentours de la Mare d'Oursi avec notice et analyse des sols. – 53 S.; o.A. (ACC-LAT, DGRST-ORSTOM).
- LÉZINE, A. M. (1989): Late Quaternary vegetation and climate of the Sahel. – *Quaternary Research*, **32**: 317-334; New York.
- LINDQVIST, S. & TENGBERG, A. (1993): New evidence of desertification from case studies in northern Burkina Faso. – *Geogr. Ann.*, **75 A** (3): 127-135; Oslo.
- LINK, M. (1999): Das Einring-Infiltrimeter mit schwimmergeregelter Überstauhöhe – Vorteile und technische Daten eines neuen Geräts zur Messung von Infiltrationsraten in Böden. – In: RIES, J.B. [Hrsg.]: *EPRODESERT – Bodenwasserhaushalt und aktuelle Geomorphodynamik auf Brachflächen in Aragón/Spanien*. – *APT-Ber.* **10**: 41-49; Freiburg.
- LIVINGSTONE, L. (1988): New Models for the Formation of Linear Sand Dunes. – *Geography*, **73**: 105-115; Sheffield.
- LOGIE, M. (1982): Influence of roughness elements and soil moisture on the resistance of sand to wind erosion. – *Catena, Suppl.*, **1**: 161-173; Braunschweig.
- LYKKE, A. M., FOG, B. & MADSEN, J. E. (1999): Woody vegetation changes in the Sahel of Burkina Faso assessed by means of local knowledge, aerial photos, and botanical investigations. – *Geografisk Tidsskrift, Spec. Iss.*, **2**: 57-68; Kopenhagen.
- MACHENS, E. (1966): Zur geotektonischen Entwicklung von Westafrika. – *Z. Dt. Geol. Ges.*, **116**: 589-597; Hannover.

- MALEY, J. (1981): Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30000 ans à l'époque actuelle. – Trav. et Doc. de l'ORSTOM, **129** : 568 S.; Paris.
- MAINGUET, M. (1994) : Desertification. Natural Background and Human Mismanagement. – 2. Aufl., 314 S.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- MAINGUET M. & CANON, L. (1976): Vents et paléovents du Sahara. Tentative d'approche paléoclimatique. – Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **18**: 241-250; Paris
- MARCUSSEN, H. S. & REENBERG, A. (1999): On scale and disciplinarity in the study of natural resource use in the Sahel – lessons from the SEREIN research program. – Geografisk Tidsskrift, Spec. Iss., **2**: 1-13; Kopenhagen.
- MARIE, J. (1993): Le territoire de mare d'Ossolo. Diversité culturelle et systèmes agropastoraux dans l'ouest du Sahel nigérien. – Espace tropicaux, **11**: 320 S.; Bordeaux (CNRS).
- MARZOLFF, I., ALBERT, K. D. & RIES, J.B. (2002): Großmaßstäbiges Luftbildmonitoring in Trockenräumen der Erde. Gully-Erosion in der Sahelzone. – In: JUNGE, A. [Hrsg.]: Geowissenschaften in Frankfurt. – Kl. Senckenbergische Reihe, **43**: 65-73; Stuttgart (Schweizerbart).
- MARZOLFF, I., RIES, J. B. & ALBERT, K. D. (im Druck): Kite aerial photography for gully monitoring in sahelian landscapes. – In: Proc. Second Workshop EARSeL Spec. Interest Group on Remote Sensing for Developing Countries, Sept. 2002, Bonn, Germany.
- MAYDELL, H. J. VON (1990): Trees and shrubs of the Sahel. Their characteristics and uses. – 525 S.; Weikersheim (Margraf).
- MCKEE, E. D. (1983): Eolian sand bodies of the world. – In: BROOKFIELD, M. E. & AHLBRANDT, T. S. [eds.]: Eolian Sediments and Processes. – Developments in Sedimentology, **38**: 1-25; Amsterdam (Elsevier).
- MCTAINSH, G. (1999): Dust Transport and Deposition. – In: GOUDIE, A. S., LIVINGSTONE, I. & STOKES, S. [eds.]: Aeolian Environments, Sediments and Landforms: 181-211; Chichester (Wiley).
- MCTAINSH, G. H. & WALKER, P. H. (1982): Nature and distribution of Harmattan dust. – Z. Geomorph., N.F., **26**: 417-435; Berlin, Stuttgart.
- MEHRA, O. P. & JACKSON M. L. (1960): Iron oxide removal from soils and clays by a Dithionit-Citrat-System, buffered with Sodium Bicarbonate. – Clay and Clay Minerals. Proc. 7th National Conference on clay and clay minerals: 317-327; London.
- MENSCHING, H. (1970): Flächenbildung in der Sudan- und Sahel-Zone (Ober-Volta und Niger). – Z. Geomorph. N.F., Suppl., **10**: 1-28; Berlin, Stuttgart.
- MENSCHING, H. (1979): Beobachtungen und Bemerkungen zum alten Dünengürtel der Sahelzone südlich der Sahara als paläoklimatischer Anzeiger. – Stuttgarter Geogr. Stud., **93**: 67-78; Stuttgart.

- MENSCHING, H. (1980): Desertifikation - Ein komplexes Phänomen der Degradierung und Zerstörung des marginaltropischen Ökosystems in der Sahelzone Afrikas. – *Geomethodica*, **5**: 17-41; Basel.
- MENSCHING, H. G. (1988): Morphodynamik und Morphogenese in den semiariden Randtropen Afrikas (Sahel - Sudanzone). – *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Klasse, Dritte Folge*, **41**: 245-250; Göttingen.
- MENSCHING, H. G. (1990): Desertifikation. Ein weltweites Problem der ökologischen Verwüstung in den Trockengebieten der Erde. – 170 S.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- MESSERLI, B. & FREI, E. (1985): Klimageschichte und Paläoböden in den Gebirgen Afrikas zwischen Äquator und nördlichem Wendekreis. – *Geomethodica*, **10**: 31-70; Basel.
- MICHEL, P. (1973): Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Étude Géomorphologique. – *Mém. ORSTOM*, **63**: (3 Bd.) 752 S.; Paris.
- MICHEL, P. (1977): Geomorphologische Forschungen in Süd- und Zentral-Mauretanien. – *Mitt. Basler Afrika Bibliogr.*, **19**: 81-108; Basel.
- MICHEL, P. (1980): The southwestern Sahara margin: Sediments and climatic changes during the recent Quaternary. – *Palaeoecology of Africa*, **12**: 297-306; Rotterdam.
- MICHELS, K. (1994): Wind Erosion in the Southern Sahelian Zone. Extent, Control, and Effects on Millet Production. – 99 S.; Stuttgart (U. Grauer).
- MÜLLER, W. (1994): Régime de précipitations de quelques stations de long période d'observation au Burkina Faso. – 58 S.; Hamburg (Verlag Dr. Kovac).
- MUNSELL[®] (1992): MUNSELL Soil Color Charts. – Revised edition; Baltimore.
- NEUMANN, K. (1999): Early plant food production in the West African Sahel. – In: VAN DER VEEN, M. [ed.]: *The Exploitation of Plant Resources in Ancient Africa*: 73-80; New York (Kluwer Academic / Plenum Publishers).
- NEUMANN, K. & BALLOUCHE, A. (1995): Anthropogenic Change in the vegetation history of the Sahel - Only a question of viewpoint? – 2è Symposium de Palynologie africaine, Tervuren (Belgique): 27-33; Orléans.
- NEUMANN, K., BALLOUCHE, A. & KLEE, M. (1996): The emergence of plant food production in the West African Sahel: new evidence from northeast Nigeria and northern Burkina Faso. – In: PWITI, G. & SOPER, R. [eds.]: *Aspects of African Archaeology. Papers from the 10th Congress of the PanAfrican Association for Prehistory and Related Studies*: 441-448; Harare (University of Harare Publications).
- NEUMANN, K., BREUNIG, P. & KAHLHEBER, S. (2001): Early food production in the Sahel of Burkina Faso. – *Ber. des Sonderforschungsbereichs 268*, **14**: 327-334; Frankfurt a. M.
- NEUMANN, K., KAHLHEBER, S. & UEBEL, D. (1998): Remains of woody plants from Saouga, a medieval west African village. – *Veget. Hist. Archaeobot.*, **7**: 57-77; Berlin, Heidelberg.

- NEWALL, R. E., GOULD-STEWART, S. & CHUNG, J. C. (1981): A possible interpretation of paleoclimatic reconstructions for 18000 BP for the region 60°N to 60°S, 60°W to 100°E. – *Palaeoecology of Africa*, **13**: 1-19; Rotterdam.
- NICHOLSON, S. E. (1979): The methodology of historical climate reconstruction and its application in Africa. – *J. of African History*, **20**: 31-49; Cambridge.
- NICHOLSON, S. E. (1980): Saharan climates in historic times. – In: WILLIAMS, M.A.J. & FAURE, H. [eds.]: *The Sahara and the Nile*: 173-200; Rotterdam (Balkema).
- NICHOLSON, S. E. (2000): The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia. – *Global Planetary Change*, **26**: 137-158; Amsterdam.
- O'HARA, S. L. (1998): Human impacts on dryland geomorphic processes. – In: THOMAS, D.S.G. [ed.]: *Arid Zone Geomorphology: Process, Form, and Change in Drylands*: 639-658; Chichester (Wiley).
- OLDEMAN, L. R., VAN ENGELEN, V. W. P. & PULLES, J. H. M. (1990): The extent of human-induced soil degradation. Annex 5 "World map of the status of human-induced soil degradation, an explanatory note". – ISCR, Wageningen.
- PELZER, C., MÜLLER, J. & ALBERT, K. D. (im Druck): Die Nomadisierung des Sahel. Siedlungsgeschichte, Klima und Vegetation in der Sahelzone von Burkina Faso in historischer Zeit. – In: ALBERT, K. D., LÖHR, D. & NEUMANN, K. [Hrsg.]: *Mensch und Natur in Westafrika. Ergebnisse aus dem Sonderforschungsbereich „Kulturentwicklung und Sprachgeschichte im Naturraum Westafrikanische Savanne“*. Weinheim (Wiley-VCH).
- PELZER, C. & MAGNAVITA SANTOS, S. (2001): La nécropole de Kissi et ses implications historiques. – *Ber. des Sonderforschungsbereichs 268*, **14**: 367-373; Frankfurt am Main.
- PESCHKE, G. (2001): Bodenwasserhaushalt und Abflussbildung. – *Geogr. Rdsch.*, **53**: 18-23; Braunschweig.
- PYE, K. (1987): *Aeolian Dust and Dust Deposits*. – 334 S.; London (Academic Press).
- PFEIFFER, L. (1991): Schwermineralanalysen an Dünenanden aus Trockengebieten mit Beispielen aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie der Namib und der Taklamakan. – *Bonner Geogr. Abh.*, **83**: 235 S.; Bonn.
- POESEN, J. (1984): The influence of slope angle on infiltration rate and Hortonian overland flow volume. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.*, **49**: 117-131; Berlin, Stuttgart.
- POKRAS, E. M. & MIX, A. C. (1985): Eolian Evidence for Spatial Variability of Late Quaternary Climates in Tropical Africa. – *Quaternary Research*, **24**: 137-149; New York.
- POUYAUD, B. (1986): Contribution a l'évaluation de l'évaporation de nappes d'eau libre en climat tropical sec. – 254 S.; Paris (Éd. ORSTOM).
- RASMUSSEN, K. (1999): Land degradation in the Sahel-Sudan: the conceptual basis. – *Geografisk Tidsskrift, Spec. Iss.*, **2**: 151-159; Kopenhagen.

- RASMUSSEN, K., FOG, B. & MADSEN, J. E. (2001): Desertification in reverse? Observations from northern Burkina Faso. – *Global Environmental Change*, **11**: 271-282; Amsterdam.
- REENBERG, A. (1998): Analytical approaches to agricultural land use systems in the Sahel. – *SEREIN occasional paper*, **8**: 173 S.; Kopenhagen (Institute of Geography University of Copenhagen).
- REENBERG, A. (1999a) [ed.]: *SEREIN – Environmental research in the Sahel*. – *Geografisk Tidsskrift, Spec. Iss.*, **2**: 164 S.; Kopenhagen
- REENBERG, A. (1999b): Agricultural systems in space and time – the dynamic mosaic of land use. – *Geografisk Tidsskrift, Spec. Iss.*, **1**: 181-190; Kopenhagen.
- REENBERG, A. & RASMUSSEN, K. (1990): Remote sensing of agricultural production and land-use in northern Burkina Faso. (Report to DANIDA) – 121 S.; Kopenhagen (Institute of Geography University of Copenhagen)
- REICHELDT, R. (1972): Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un "seuil" et un bassin du Précambrien Supérieur - stratigraphie, tectonique, métamorphisme. – *Mém. B.R.G.M.*, **53**: 213 S., 1 Kt.; Paris.
- REICHELDT, R., FAURE, H. & MALEY, J. (1992): Die Entwicklung des Klimas im randtropischen Sahara-Sahelbereich während des Jungquartärs. Ein Beitrag zur angewandten Klimakunde. – *Petermanns Geogr. Mitt.*, **136**: 69-79; Gotha.
- RICHTER, G. (1998) [Hrsg.]: *Bodenerosion. Analyse und Bilanz eines Umweltproblems*. – 264 S.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- RIEHM, H. & ULRICH, B. (1954): Quantitative kolorimetrische Bestimmung der organischen Substanz im Boden. – *Landwirtsch. Forsch.*, **6**: 173-176; Frankfurt a. M.
- RIES, J. B. (2000a) : *Geomorphodynamik und Landdegradation auf Brachflächen zwischen Ebrobecken und Pyrenäen – Großmaßstäbiges Monitoring zur Erfassung und Prognose des Prozessgeschehens im Landnutzungswandel als Beitrag zur Methodenentwicklung*. – *Habil.-Schr., Fachbereich Geowissenschaften/Geographie, Univ. Frankfurt a. M.*: 598 S. u. Anhang; Frankfurt a. M.
- RIES, J. B. (2000b): Mikro- und Nanorelief an Barranco-Wänden – Untersuchungen zur Verteilung und Genese von Kleinformen in Gullies im Ebrobecken/Spanien. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.*, **123**: 25-41; Berlin, Stuttgart.
- RIES, J. B., LANGER, M. & REHBERG, C. (2000): Experimental investigations on water and wind erosion on abandoned fields and arable land in the Central Ebro Basin, Aragón/Spain. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.* **121**: 91-108; Berlin, Stuttgart.
- RIOU, G. (1990): *L'eau et les sols dans les géosystèmes tropicaux. Systèmes d'érosion hydrique*. – 222 S.; Paris (Masson)

- ROGNON, P., COUDÉ-GAUSSIN, G., BERGAMETTI, G. & GOMES, L. (1989): Relationship between the characteristics of soils, the wind energy and dust near the ground, in the western sandsea (N.W. Sahara). - In: LEINEN, M., & SARNTHEIN, M. [eds.]: *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. – NATO ASI Series, Math. Phys. Sci., **C 282**: 167-184; Dordrecht.
- ROHDENBURG, H. (1971): *Einführung in die klimagenetische Geomorphologie*. – 2. Aufl., 305 S.; Giessen (Lenz).
- ROHDENBURG, H. (1983): Beiträge zur allgemeinen Geomorphologie der Tropen und Subtropen (Geomorphodynamik und Vegetation, Klimazyklische Sedimentation, Panplain/Pediplain-Pediment-Terrassen-Treppen). – *Catena*, **10**: 393-438; Braunschweig.
- ROOSE, E. (1977): Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. – *Trav. et Doc. de l'ORSTOM*, **78**: 108 S.; Paris (ORSTOM).
- ROOSE, E. (1992): Diversité des stratégies traditionnelles et modernes de conservation de l'eau et des sols. – *L'aridité une contrainte au développement*. ACTIQUES/ORSTOM Éditions: 481-505; Paris (ORSTOM).
- ROOSE, E., DE NONI, G. & LAMACHERE, J.-M. (1998): L'érosion: 40 ans de recherches multidisciplinaires. – *ORSTOM Actualités*, **56**: 2-9; Paris.
- ROSEN, A. M. (1986): *Cities of Clay. The Geoarcheology of Tells*. – 167 S. Chicago (The University of Chicago Press).
- RUNGE, J. (1990): Morphogenese und Morphodynamik in Nord-Togo (9°-11°N) unter dem Einfluß spätquartären Klimawandels. – *Göttinger Geogr. Abh.*, **90**: 116 S.; Göttingen.
- SALZMANN, U. (1999): Zur holozänen Vegetations- und Klimaentwicklung der westafrikanischen Savannen. Paläoökologische Untersuchungen in der Sahel - und Sudanzone NO-Nigerias. – *Ber. des Sonderforschungsbereichs 268*, **13**: 114 S.; Frankfurt a. M.
- SALZMANN, U. & WALLER, M. (1998): The Holocene vegetational history of the Nigerian Sahel based on multiple pollen profiles. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **100**: 39-72; Amsterdam.
- SARNTHEIN, M. & KOOPMANN, B. (1980): Late Quaternary deep-sea record on northwest African dust supply and wind circulation. – *Paleoecology of Africa*, **12**: 239-253; Rotterdam.
- SARNTHEIN, M., TETZLAFF, G., KOOPMANN, B., WOLTER, K. & PFLAUMANN, U. (1981): Glacial and interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and North-West Africa. – *Nature*, **293**: 193-196; London.
- SCHARPENSEEL, H. W., FREYTAG, J. & BECKER-HEIDMANN, P. (1986): C¹⁴-Altersbestimmung und ^δ¹³C-Messungen an Vertisolen, unter besonderer Berücksichtigung der Geziraböden des Sudan. – *Z. f. Pflanzenernährung und Bodenkunde*, **149**: 277-289; Weinheim.

- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1984): Lehrbuch der Bodenkunde. – 11. Aufl., 1. durchges. Nachdruck, bearb. v. SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U.: 442 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. – 14. Aufl., bearb. v. SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., BRÜMMER, G., HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U.: 494 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte, und für Geowissenschaftler. – 2. Aufl., 295 S.; Berlin, Wien (Blackwell).
- SCHÜLLER, H. (1969): Die CAL-Methode, eine neue Methode zur Bestimmung des pflanzenverfügbaren Phosphats in Böden. – Z. Pflanzenernährung u. Bodenkunde, **123**; 48-63; Weinheim.
- SCHULTE, A. & STUMBÖCK, M. (2000): Sedimentologische Befunde für den neolithischen und bronzezeitlichen Landschaftswandel im Hegau, SW-Deutschland - Erste Ergebnisse. – Z. Geomorph., N. F., Suppl. **121**: 151-169; Berlin, Stuttgart.
- SCHULZ, E. & POMEL, S. (1992): Die anthropogene Entstehung des Sahel. – Würzburger Geogr. Arb. **84**: 263-288; Würzburg.
- SEMMEL, A. (1991): Relief, Gestein, Boden. – Grundlagen der Physischen Geographie, **1**: 148 S.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- SERVANT, M. (1983): Séquences continentales et variations climatiques: Évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. – Trav. et Doc. ORSTOM, **159**: 573 S.; Paris. - [Neuausgabe der 'Thèse de 3ème cycle' von 1973].
- SERVANT, M. & SERVANT-VILDARY, S. (1980): L'environnement quaternaire du bassin du Tchad. – In: WILLIAMS, M. A. J. & FAURE, H. [eds.]: The Sahara and the Nile: 133-162; Rotterdam (Balkema).
- SEUFFERT, O. (1998): Zukunftsperspektiven der Bodenerosionsforschung. – In: RICHTER, G. (Hrsg.): Bodenerosion. Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. – 152-167; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- SMITH, A. B. (1980a): The Neolithic tradition in the Sahara. – In: WILLIAMS, M. A. J. & FAURE, H. [eds.]: The Sahara and the Nile: 451-465; Rotterdam (Balkema).
- SMITH, A. B. (1980b): Domesticated cattle in the Sahara and their introduction into West Africa. – WILLIAMS, M. A. J. & FAURE, H. [eds.]: The Sahara and the Nile: 489-501; Rotterdam (Balkema).
- SMITH, B. J. (1982): Effects of climate and land-use change on gully development: An example from Northern Nigeria. – Z. Geomorph. N.F., Suppl., **44**: 33-51; Berlin, Stuttgart.
- SMITH, B. W., RHODES, E. J., STOKES, S., SPOONER, N. A. & AITKEN, M. J. (1990 a): Optical dating of sediments: Initial quartz results from Oxford. – Archaeometry, **32**: 19-31; Oxford.

- SMITH, B. W., RHODES, E. J., STOKES, S., SPOONER, N. A. (1990 b): The optical dating of sediments using quartz. – *Radiation Protection Dosimetry*, **34**: 75-78; Ashford.
- SPOONER, N. A (1994): The optical dating signal from Quartz. – *Radiation Measurements*, **23**: 593-600; Oxford.
- STAHR, K., HERRMANN, L. & JAHN, R. (1996): Long distance dust transport in the Sudano-Sahelian Zone and the consequences for soil properties. – In: BUERKERT, B., ALLISON, B. E. & VON OPPEN, M. [eds.]: *Proceedings of the International Symposium 'Wind Erosion in West Africa – The Problem and its Control'*, University of Hohenheim, Germany, 5-7 Dec. 1994: 23-33; Weikersheim (Margraf).
- STENGEL, I. (1992): Zur äolischen Morphodynamik von Dünen und Sandoberflächen. – *Würzburger Geogr. Arb.*, **83**: 363 u. XVII S.; Würzburg.
- STERK, G., STROOSNIJDER, L. & KLAIJ, M. C. (1996): Use of geostatistics for quantification of field wind erosion. – In: BUERKERT, B., ALLISON, B. E. & VON OPPEN, M. [eds.]: *Proceedings of the International Symposium 'Wind Erosion in West Africa – The Problem and its Control'*, University of Hohenheim, Germany, 5-7 Dec. 1994: 57-68; Weikersheim (Margraf).
- STOKES, S., HAYNES, G., THOMAS, D. S. G., HORROCKS, J. L., HIGGINSON, M. & MALIFA, M. (1998): Punctuated aridity in southern Africa during the last glacial cycle: The chronology of linear dune construction in the northeastern Kalahari. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **137**: 305-322; Amsterdam.
- STOKES, S. & HORROCKS, J. L. (1998): A reconnaissance survey of the linear dunes and loess plains of northwestern Nigeria: Granulometry and geochronology. – In: ALSHARHAN, A. S., GLENNIE, K. W., WHITTLE, G. L. & KENDALL, C. G. S. C. [eds.]: *Quaternary Deserts and Climatic Change*: 165-174; Rotterdam (Balkema).
- STREET-PERROT, F. A. & PERROT, R. A. (1993): Holocene vegetation, lake levels, and climate of Africa. – In: WRIGHT, H. E., KUTZBACH, J. E., WEBB III, T., RUDDIMAN, W. F., STREET-PERROT, F. A. & BARTLEIN, P. J. [eds.]: *Global Climates since the Last Glacial Maximum*: 318-356; Minneapolis, London (Univ. Minnesota Press).
- STREET-PERROTT, F. A. & ROBERTS, N. (1983): Fluctuations in closed-bassin lakes as an indicator of post atmospheric circulation patterns. – In: STREET-PERROTT, F. A., BERAN, M. & RATCLIFFE, R. [eds.]: *Variations in the Global Water Budget*. – 331-346; Dordrecht (D. Reidel).
- STROOSNIJDER, L. & VAN RHEENEN, T. (2001) [eds.]: *Agro-silvo-pastoral land use in Sahelian villages*. – *Advances in Geoecology*, **33**: 408 S.; Reiskirchen (Catena-Verlag).
- SYMADER, W. (1998): Bodenerosion und Gewässerbeschaffenheit. – In: RICHTER, G. [Hrsg.]: *Bodenerosion. Analyse und Bilanz eines Umweltproblems*: 51-60; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- TALBOT, M. R. (1980): Environmental responses to climatic change in the West African Sahel over the past 20000 years. – In: WILLIAMS, M. A. J. & FAURE, H. [eds.]: *The Sahara and the Nile*: 37-62; Rotterdam (Balkema).

- TALBOT, M. R. (1984): Late pleistocene rainfall and dune building in the Sahel. – *Palaeoecology of Africa*, 16: 203-214; Rotterdam.
- TALBOT, M. R. & WILLIAMS, M. A. J. (1978): Erosion of fixed dunes in the Sahel, Central Niger. – *Earth Surface Processes*, 3: 107-113; Chichester.
- TCHAKERIAN, V. P. (1994): Palaeoclimatic interpretations from Desert dunes and Sediments. – In: ABRAHAMS, A. D. & PARSONS, A. J. [eds.]: *Geomorphology of Desert Environments*: 631-643; London (Chapman & Hall).
- TCHAKERIAN, V. P. (1999): Dune Palaeoenvironments. – In: GOUDIE, A. S. & LIVINGSTONE, I. & STOKES, S. [eds.]: *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. – 261-292; Chichester (Wiley).
- TEHET, R., GASSE, F., DURAND, A., SCHROETER, P. & FONTES, J. C. (1990): Fluctuations climatiques du Tardiglaciaire à l'actuel au Sahel (Bougoudouma, Niger Méridional). – *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. II*, 311: 253-258; Paris.
- THIEMEYER, H. (1993): Thermoluminescence dating of paleodunes in NE-Nigeria. – *Ber. des Sonderforschungsbereichs 268*, 2: 221-226; Frankfurt a.M.
- THIEMEYER, H. (1994): Bodengesellschaften im Longitudinaldünengebiet NE-Nigerias. – *Frankfurter Geowiss. Arb.*, D 17: 37-53; Frankfurt a. M.
- THIEMEYER, H. (1995): Dating of paleodunes from NE-Nigeria with thermoluminescence. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.*, 99: 97-106; Berlin, Stuttgart.
- THIEMEYER, H. (1997): Untersuchungen zur spätpleistozänen und holozänen Landschaftsentwicklung im südwestlichen Tschadbecken (NE-Nigeria). – *Jenaer Geogr. Schr.*, 5: 127 S. und Anhang; Jena.
- THOMPSON, C. H. (1983): Development and weathering of large parabolic dune systems. – *Z. Geomorph., N.F., Suppl.*, 45: 205-225; Berlin, Stuttgart.
- TRICKER, A. S. (1978): The infiltration cylinder: Some comments on its use. – *J. Hydrol.*, 36: 383-391; Amsterdam.
- TSOAR, H. (1983): Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) dune. – *Sedimentology*, 30: 567-578; Oxford.
- TUCKER, C. J., DREGENE, H. E., & NEWCOMB, W. W. (1991): Expansion and contraction of the Sahara Desert from 1980 to 1990. – *Science*, 253: 299-301; Washington.
- UNEP (United Nations Environmental Programme) (1992): *World Atlas of Desertification*. – 69 S.; London, New York, Melbourne, Auckland (Edward Arnold).
- URVOY, Y. (1942): *Les bassins du Niger. Étude de géographie physique et de paléogéographie*. – 139 S.; Paris (Librairie Larose).
- VÖLKEL, J. (1987): Geomorphologische und pedologische Untersuchungen in Dünengebieten der Südsahara und des Sahel der Republik Niger. – *Göttinger Geogr. Abh.*, 84: 109-125; Göttingen.
- VÖLKEL, J. (1988): Zum jungquartären Klimawandel im saharischen und sahelischen Ost-Niger aus bodenkundlicher Sicht. – *Würzburger Geogr. Arb.*, 69: 255-276; Würzburg.

- VÖLKEL, J. (1989): Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum jung-quartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost-Nigers (Südsahara und Sahel). – *Bonner Geogr. Abh.*, **79**: 258 S.; Bonn.
- VOGELSANG, R. (1995): Recherches archéologiques concernant l'histoire de l'occupation de la région sahélinne au nord du Burkina Faso: Campagne de fouille de 1994. – *Nyame Akuma* **44**: 16-20; Edmonton.
- VOGELSANG, R. (1996): Continuation des recherches archéologiques au nord du Burkina Faso: campagne de 1995. – *Nyame Akuma* **46**: 6-10; Edmonton.
- VOGELSANG, R. (1997): Etudes sur l'histoire de l'occupation de la région sahélinne du Burkina Faso: Rapport des recherches sur le terrain (année 1996). – *Nyame Akuma* **47**: 2-6; Edmonton.
- VOGELSANG, R. (2000): Archäologische Forschungen in der Sahel-Region Burkina Fasos - Ergebnisse der Grabungskampagnen 1994, 1995 und 1996. – *Beitr. Allg. Vergl. Arch.* **20**: 173-204; Mainz.
- VOGELSANG, R., ALBERT, K. D. & KAHLHEBER, S. (1999): Le sable savant: Les cordons dunaires sahéliens au Burkina Faso comme archive archéologique et paléocéologique du holocène. – *Sahara*, **11**: 51-68; Milano.
- VOGG, R. (1986): Relief und Böden der westlichen Zentral- und Südsahara (S-Algerien, NE-Mali). – *Darmstädter Geogr. Stud.*, **7**: 7-43; Darmstadt.
- VOGG, R. & MECKELEIN, W. (1991): Bodengeographische Aspekte zum Südrand der Sahara. – *Stuttgarter Geogr. Stud.*, **116**: 1-44; Stuttgart.
- WALLING, D. E. (1984): The sediment yields of African rivers. – *Challenges in African Hydrology and Water Resources*, IAHS Publ. **144**: 265-284; Wallingford.
- WARREN, A. (1970): Dune trends and their implication in the Central Sudan. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.*, **10**: 154-180; Berlin, Stuttgart.
- WEBB, J. L. A. (1995): *The Desert Frontier: Ecological and Economic Change along the Western Sahel 1650-1850*. – 227 S.; Madison (University of Wisconsin Press).
- WIGGS, G. F. S. (2001): Desert dune processes and dynamics. – *Progr. in Phys. Geogr.*, **25**: 53-79; London.
- WINTLE, A. G. (1993): Luminescence dating of aeolian sands: an overview. - In: PYE, K. [ed.]: *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. – *Geological Soc. Special Publication*, **72**: 49-58; Carlton.
- WIRTHMANN, A. (1987): *Geomorphologie der Tropen*. – *Erträge der Forschung*, **248**: 222 S., 90 Abb.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- ZEESE, R. (1983): Reliefentwicklung in Nordost-Nigeria – Reliefgenerationen oder morphogenetische Sequenz. – *Z. Geomorph., N.F., Suppl.*, **48**: 225-234; Berlin, Stuttgart.
- ZEESE, R. (1996): *Oberflächenformen und Substrate in Zentral- und Nordostnigeria. Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte*. – *Habil.-Schr. Geographie, Math.-Nat. Fak., Univ. Köln*: 194 S.; Aachen (Shaker).

9.2 Karten, Luft- und Satellitenbilder

- Topographische Karten
 - Carte de l'Afrique de l'Ouest, 1:200 000, Bl. Dori ND-30-XVIII, (1960); IGN (Paris, Dakar).
 - Carte de l'Afrique de l'Ouest, 1:200 000, Bl. Téra ND-31-XIII, (1960); IGN (Paris, Dakar).
 - Carte de l'Afrique de l'Ouest, 1:200 000, Bl. Pissila ND-30-XII, (1960); IGN (Paris, Dakar).

- Bodenkarten
 - Carte Pédologique de Reconnaissance de la République de Haute-Volta, „Centre Nord“, 1:500 000, (1968); Centre O.R.S.T.O.M. de Dakar (Dakar).
 - Carte Pédologique de Reconnaissance de la République de Haute-Volta, „Est“, 1:500 000, (1969); Centre O.R.S.T.O.M. de Dakar (Dakar).

- Geologische Karten
 - Carte Géologique de l'Oudalan, 1:200 000, (1970); B.R.G.M. (Paris).
 - Carte Géologique à 1:1 000 000 de la République de Haute-Volta, (1975); B.R.G.M. (Paris).

- Luftbilder
 - Befliegung 1995 Dori HV-95, IGB (Ouagadougou), Maßstab: ca. 1: 50 000
Bild Nr.: 4548,4685, 4686, 4761, 4762, 4768, 4689, 4765, 4766, 4767, 4770, 4761, 4762, 4776, 4778
 - Befliegung 1997 Dori HV-97, IGB (Ouagadougou), Maßstab: ca. 1: 25 000
Bild Nr.: 1860

- Satellitenszenen
 - SPOT-Szene 055-320 vom 12.06.2000
 - Landsat TM Nr. 194-50 vom 5.8.2000

9.3 Internetadressen

<http://www.pik-potsdam.de/cp/quest/>

An Expert System on Global Change: Qualitative Dynamics of Syndromes and Transition to Sustainability (Potsdam Institut für Klimafolgenforschung).

<http://www.fao.org/docrep/W8594E/W8594E00.htm>

FAO (1998): ISSS, ISRIC, FAO - World Reference Base for Soil Resources – World Soil Resources Reports, 84.

Anhang

Anhang A – Beschreibung und Analyseergebnisse der Boden- und Sedimentprofile

Bedeutung der Spalteneinträge

cm = Horizontmächtigkeit oder Schichtgrenze in Zentimeter unter Geländeoberfläche
B-Art = Bodenart (Kurzschreibweisen nach AG BODEN: 135-136)

gS = Grobsand, < 2000 – 630 μm
gmS = grober Mittelsand, < 630 – 355 μm
fmS = feiner Mittelsand, < 355 – 200 μm
mS = Mittelsand, < 630 – 200 μm
gfS = grober Feinsand, < 200 – 112 μm
ffS = feiner Feinsand, < 112 – 63 μm
fS = Feinsand, < 200 – 63 μm
S = Sand, < 2000 – 63 μm
gU = Grobschluff, < 63 – 20 μm
mU = Mittelschluff, < 20 – 6,3 μm
fU = Feinschluff, < 6,3 – 2 μm
T = Ton, < 2 μm

Fe_O , Mn_O , Al_O = % oxalatlösliches Eisen,
Mangan, Aluminium
 Fe_D , Mn_D , Al_D = % dithionitlösliches Eisen,
Mangan, Aluminium

org-S_p = % organische Substanz
(Bestimmung pyrolytisch)
org-S = % organische Substanz
(Bestimmung aus nasser Veraschung)
 CaCO_3 = % Kalkgehalt
 CaSO_4 = (ppm) Gipsgehalt
pH = pH-Wert

Fe_2O_3 = % Gesamtgehalt an Eisen
 Al_2O_3 = % Gesamtgehalt an Aluminium
 SiO_2 = % Gesamtgehalt an Silizium

 P_2O_5 = ‰ Gesamtphosphat (nach BLECK)
K = ‰ Gesamtgehalt an Kalium
Ca = ‰ Gesamtgehalt an Calcium
Mg = ‰ Gesamtgehalt an Magnesium

Kationenaustauschkapazität

Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} = austauschbare
Natrium-, Kalium,
Magnesium- und
Calcium-Ionen in
mmol/z/100g Boden

H-Wert = sorbierte Wasserstoff-Ionen in
mmol/z/100g Boden

S-Wert = Summe der sorbierten
Metallkationen in mmol/z/100g Boden
V-wert = % Basensättigung
T - err. = Summe von S- und H-Wert

Nährstoffe

N = % Gesamt-Stickstoff
 $\text{p}_\text{v}\text{P}_2\text{O}_5$ = mg/100g pflanzenverfügbarer
Phosphor
 K_2O = mg/100g pflanzenverfügbares
Kalium

- = nicht bestimmt

Profilnr.: DD1		Lage: Top einer Sekundärdüne, Dünenzug bei Dori - 14°3'43,1''N 0°2'24,5''W														
Bodentyp/Sediment: Eutric Regosol aus Dünensand																
Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung														
0 – 20	oMAh	fSms, rötlich gelb (7.5YR 6/5) etwas fahl, Vf1-2, trocken, Feinwurzeln, deutliche Grenze zu														
20 – 100	Cv	fSms, rötlich gelb (7.5YR 7/5) etwas gelber, lose, ab 40 cm feu2														
cm	BArt	gS	gmS	fmS	gfS	ffS	gU	mU	fU	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org -S
- 20	fSms	0,1	6,7	30,1	43,0	17,3	0,6	0,0	0,3	1,8	0,005	0,34	0,01	0,001	0,004	0,07
-100	fSms	0,2	7,8	32,7	42,6	14,5	0,8	0,2	0,0	1,2	0,003	0,27	0,01	0,001	0,003	-

Profilnr.: DD2		Lage: Senke zwischen Sekundärdünen, Dünenzug bei Dori - 14°3'52,2''N 0°2'14,5''W														
Bodentyp/Sediment: Kolluvial überdeckter Cambic Arenosol aus Dünensand																
Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung														
0 – 20	M	fSms, rötlich-gelb (7.5YR 6/5) etwas bräunlich, Vf2, zahlreiche Feinwurzeln, deutliche Grenze zu														
20 – 40	fAh	fSms, hell gelblich-braun (10YR 6/5), lose														
40 – 90	fBv-Cv	fSms, von hellbraun nach gelb (10YR 7/6) übergehend, lose														
cm	BArt	gS	gmS	fmS	gfS	ffS	gU	mU	fU	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org -S
- 20	fSms	0,1	3,9	18,0	48,2	24,5	2,4	0,0	0,4	2,4	0,005	0,37	0,01	0,001	0,004	0,17
- 40	fSms	0,2	6,7	25,6	44,4	16,9	2,1	0,8	0,0	3,2	0,006	0,43	0,01	0	0,003	0,23
- 90	fSms	0,2	5,6	26,5	46,1	18,2	0,6	0,2	0,2	2,4	0,005	0,43	0,01	0,001	0,003	-

Profilnr.: DD3		Lage: Unterhang am Nordhang des Dünenzugs bei Dori (Hirsefeld) - 14°4'9,1''N 0°2'16''W														
Bodentyp/Sediment: Kolluvium über Gleyic Arenosol aus Dünensand																
Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung														
0 – 10	M ₁ Ap	fSms, Gr1 (<4mm), rötlich gelb (7.5YR 6/5) etwas braun, lose, an der Basis Keramikbruch, deutliche Grenze zu														
10 – 20	M ₂ Ap	St2, Gr1, gelblich braun (10YR 5/4) dunkler, Vf2, an der Basis Keramikbruch, deutliche Grenze zu														
20 – 80	M ₃ Sw-Bv	fSms, sehr fahl braun (10YR 7/5) nach gelbbraun übergehend, lose, bei 40 cm Holzkohlekonzentration im Sediment (AMS ¹⁴ C: 1136 ± 22 BP), bis 60/70 cm Keramikbruch und Quarzsplitter und 2,5-3 mm große Pisolithe, geht über in														
80 – 165	IISw-Go	fSms, sehr fahl braun (10YR 8/3) nach weiß übergehend, gebleicht, ab 120 cm dunkle Schlieren														
cm	BArt	gS	gmS	fmS	gfS	ffS	gU	mU	fU	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org -S
- 10	fSms	2,4	9,0	18,6	43,6	21,3	1,7	0,4	0,0	3,0	0,007	0,33	0,02	0,002	0,005	0,16
- 20	St2	2,2	13,8	17,4	35,2	22,6	1,6	1,1	0,2	5,8	0,008	0,30	0,03	0,003	0,005	0,19
- 80	fSms	2,4	16,2	19,6	34,6	21,9	1,6	0,5	0,2	2,9	0,004	0,23	0,02	0	0,002	0,07
- 165	fSms	2,2	14,3	18,3	32,8	28,6	1,4	0,5	0,1	1,7	0,001	0,07	0,01	0	0,001	-

Profilnr.: DD4		Lage: Fußbereich des Dünennordhangs, Dünenzug bei Dori (Hirsefeld) - 14°4'10,1''N 0°2'22,2''W														
Bodentyp/Sediment: Cambic Arenosol aus kolluvialem Dünensand																
Tiefe (cm)		Horizont		Beschreibung												
0 – 40		Ap		S, Gr1, fahlbraun (10YR 6/3), deutliche Grenze zu												
40 – 90		Bv		SI3, Gr1, dunkelgelb (7.5YR 4/1) etwas grau, mit der Tiefe zunehmend toniger, trocken												
cm	BArt	gS	gmS	fmS	gfS	ffS	gU	mU	fU	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org -S
- 40	S	0,7	4,4	13,4	37,5	30,7	5,7	1,7	1,4	4,6	0,008	0,13	0,06	0,004	0,006	0,41
- 90	SI3	1,6	6,8	15,8	31,0	25,1	5,5	2,8	1,3	10,2	0,016	0,05	0,35	0,001	0,001	0,34

Profilnr.: PD 1		Lage: Archäologische Grabung am Dünenop, Dünenzug bei Dori - 14°3' 55'' N, 0°2' 53'' W														
Bodentyp/Sediment: Flugsanddecke über Eutric Regosol																
Tiefe (cm)		Horizont		Beschreibung												
0 – 20		oM		S, braun (7.5YR 5/4), lockere Flugsanddecke, mS-Dominanz, deutliche Grenze zu												
20 – 50		fAh		S, leichte fS-Dominanz, braun, etwas dunkler als M, Fundhorizont (<i>Later Stone Age</i> -Typ ca. 3000 BP),												
50 – 160		Cv		S, braun (7.5YR 5/4) mit der Tiefe heller werdend, lose, bis 80 cm durchwurzelt												
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	org -S _p					
- 20	S	0,2	53,9	42,0	96,1	2,0	0,0	0,3	2,3	1,6	0,12					
- 50	S	0,2	45,8	51,2	97,2	0,7	0,1	0,1	1,1	1,7	0,15					
- 160	S	0,1	47,6	51,8	99,4	0,1	0,0	0,1	0,2	0,3	0,1					

Profilnr.: MD1		Lage: Dünenop einer Sekundärdüne am Nordhang des Dünenzugs bei Ménégou - 14°22'15,2'' N, 0°17'14,1'' W														
Bodentyp/Sediment: Kolluvium (Flugsanddecke) über Cambic Arenosol aus Dünensand																
Tiefe (cm)		Horizont		Beschreibung												
0 – 80		oM		fSms, rezenter Flugsand, rötlich-gelb (7.5YR 6/6), lose, feu2, deutliche Grenze zu												
80 – 120		fBv		St2, gelblich-braun (10YR 5/4) dunkler (Kolluvium), lose, feu2, geht über in												
120-140		fBv-Cv		St2, Übergangshorizont, mit der Tiefe zunehmend gelber (bis hellbraun), lose, feu3												
140-160		Cv		S, gelb bis hellbraun, lose, trocken,												
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org -S
- 80	fSms	0,1	28,5	70,0	98,7	0,8	0,0	0,0	0,8	2,6	0,01	0,4	0,02	0,002	0,009	0,11
- 120	St2	1,0	27,3	60,3	88,6	0,7	1,2	1,0	2,9	8,5	0,02	0,42	0,05	0,005	0,008	0,16

Profilnr.: MD2		Lage: Übergang zum Dünennordhang (ca. 60 m nördlich MD1), Dünenzug bei Ménégou														
Bodentyp/Sediment: Kolluvium über gekapptem Arenosol aus Dünensand																
Tiefe (cm)		Horizont		Beschreibung												
0 – 125		M		fSms, braun bis leuchtend braun (7.5YR 5/5), Vf2 in trockenem Zustand, feu2, zwischen												
Probe aus 60-125		90-125 dunkle Schlieren (Holzkohlespuren?), diffuser Übergang zu														
125 - 180		Bv-Cv		fSms, rötlich-gelb (7.5YR 6/6), lose, keine Wurzeln												
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org -S
- 80	fSms	0,8	30,3	64,6	95,5	1,3	0,5	0,2	1,9	2,7	0,02	0,42	0,04	0,003	0,007	-
- 120	fSms	0,0	23,7	73,7	97,4	1,0	0,0	0,0	1,0	1,6	0,04	0,41	0,09	0,001	0,009	-

Profilnr.: MD3 Lage: Mittelhang am Nordhang des Dünenzugs bei Ménégo - 14°22'13,7'' N, 0°17'12,3'' W

Bodentyp/Sediment: Kolluvium über gekapptem Chromic Arenosol aus Dünen sand

Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung
0 – 40	MAh	fS, gelblich-hellbraun, Vf2, feu2, geht über in
40 – 60	fBv	fSms, Gr1, rötlich-gelb (7.5YR 6/5) etwas dunkler, Vf2, feu2, setzt sich fort in
60 – 130	fBv-Cv	wie fMAh, zunehmend heller (gelber), lose, feu2
130 - 160	Cv	fSms, rötlich-gelb bis gelb (7.5YR 6/6), feu2

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org -S
40 - 130	fSms	0,7	31,0	64,4	96,0	0,5	0,7	0,3	1,4	2,6	0,009	0,42	0,02	0,002	0,009	-
- 160	fSms	0,5	21,0	73,9	95,4	1,2	0,0	0,4	1,6	3,0	0,032	0,52	0,06	0,001	0,009	-

Profilnr.: MD4 Lage: Unterhang am Dünennordhang (innerhalb der Gärten), Dünenzug bei Ménégo

Bodentyp/Sediment: Kolluvium aus Dünen sand - Oberfläche verkrustet

Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung
0 – 120	M	Su2, rötlich-gelb (7.5YR 6/5) etwas braun, Vf1-2, geht über in
120 - 170	Sw	S, zunehmend heller (gebleicht), lose

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org -S
Kruste	Su2	0,8	13,4	64,8	79,1	12,2	3,2	2,0	17,4	3,6	0,02	0,65	0,02	0,006	0,01	0,57
- 120	fSms	0,3	22,6	71,9	94,8	1,7	0,3	0,5	2,5	2,7	0,08	0,42	0,18	0,007	0,007	-

Profilnr.: MD5 Lage: Unterhang (Übergang zum Hangfuß) am Nordhang des Dünenzugs bei Ménégo - 14°22'16,3''N 0°17'12,9''W

Bodentyp/Sediment: Kolluvium aus Dünen sand (vergleyt)

Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung
0 - 40	M	fSms, braun (10YR 5/3), Vf2, zerfällt in blättrige Aggregate, Pflanzenreste, trocken, geht über in
40 - 75	M-Go	St2, graubraun (10YR 5/2) etwas gebleicht (Flecken), Fe-Streifen, teilweise Vf2, Pflanzenreste
75 - 95		Übergangshorizont
95 - 115	IIGo	St2, graubraun (10YR 5/2) etwas dunkler, Vf2

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org -S
- 40	fSms	1,6	20,0	65,3	86,8	5,4	2,3	1,5	9,2	4,0	0,04	0,36	0,10	0,005	0,008	2,41
- 75	St2	1,9	24,1	58,8	84,8	5,0	1,4	1,1	7,6	7,7	0,07	0,16	0,42	0,001	0,002	0,90
- 115	St2	2,2	26,7	51,1	80,1	6,3	2,0	0,9	9,2	10,8	0,07	0,21	0,35	0,002	0,004	0,42

Profilnr.: MD6 Lage: Hangfuß am Nordhang des Dünenzugs bei Ménégo

Bodentyp/Sediment: Kolluvium über Fluvisol

Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung
0 – 30	M-Go	SI2, Gr1, hell gelblich-braun (2.5Y 6/3), mit der Tiefe zunehmende Bleichung, Vf3, carbonathaltig c3, deutliche Grenze zu
30 – 40	II Go	SI2 (etwas toniger), Gr1, braungrau, bleichfleckig, Vf3, dichter und fester als M, kleine Kalkkonkretionen

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD
- 30	SI2	2,2	33,1	46,1	81,4	7,3	2,7	2,4	12,3	6,2	0,01	0,09	0,13	0,005	0,006

Profilnr.: OD1 Lage: Dünentop (Sekundärdüne) am Nordhang des Dünenzugs bei Oursi																
Bodentyp/Sediment: Kolluvium aus Dünensand																
Tiefe (cm) Horizont Beschreibung																
0 – 80 oM fSms, Gr1 (Quarze, Pisolithe), gelblich-braun (10YR 5/4), lose, trocken, ab 40 cm dunkler (brauner)																
cm	BArt	gS	gmS	fmS	gfS	ffS	gU	mU	fU	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	
40-80	fSms	0,1	1,5	17,8	52,3	22,2	1,8	0,3	0,2	3,8	0,03	0,35	0,09	0,004	0,007	

Profilnr.: OD2 Lage: Übergang vom Dünentop zum Nordhang des Dünenzugs bei Oursi - 14°41'23,6''N 0°28'27''W																
Bodentyp/Sediment: Kolluvium aus Dünensand über gekaptem Chromic Arenosol																
Tiefe (cm) Horizont Beschreibung																
0 – 25 M ₁ Ah fSms, rötlich-gelb (7.5YR 6/5) etwas fahl, Vf2, trocken, Feinwurzeln																
25 – 80 M ₂ Bv St2, rötlich-gelb (7.5YR 6/6) etwas brauner, Vf2, trocken, einzelnes Keramikbruchstück, ab 45 cm feu2, lose, Keramikfunde zwischen 42-65 cm Tiefe (teilweise stark organisch gemagert) geht über in																
80 – 120 Bv-Cv fSms, rötlich-gelb (7.5YR 6/6) mit der Tiefe zunehmend gelber, trocken (HDS 829: 2,4 ±0.2 ka v. H.)																
120 – 190 fBv St2, rötlich-braun, (= Bohrung an der Basis der Grabung)																
cm	BArt	gS	gmS	fmS	gfS	ffS	gU	mU	fU	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org -S
- 25	fSms	0,5	3,5	21,6	47,0	19,8	3,3	0,8	0,3	3,2	0,009	0,38	0,02	0,004	0,007	0,19
- 80	St2	0,7	3,3	18,8	45,2	24,5	2,2	0,1	0,2	5,0	0,008	0,54	0,01	0,005	0,011	0,12
- 120	fSms	0,4	2,8	20,3	46,8	25,5	0,4	0,2	0,3	3,2	0,009	0,40	0,02	0,003	0,006	-

Profilnr.: OD6 Lage: Unterhang/Hangfuß am Nordhang des Dünenzugs bei Oursi																
Bodentyp/Sediment: Kolluvium, oberflächlich verkrustet																
Tiefe (cm) Horizont Beschreibung																
0 – 50 (M) Bvt St2, Gr1, leuchtend braun (7.5YR 5/6) etwas rötlich, Vf3, trocken																
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org-S
-50	St2	4,0	28,7	46,2	78,9	3,4	1,9	1,9	7,3	13,8	0,02	1,25	0,01	0,014	0,024	0,11

Profilnr.: OD7 Lage: Unterhang/Hangfuß am Nordhang des Dünenzugs bei Oursi																
Bodentyp/Sediment: Kolluvium, oberflächlich verkrustet																
Tiefe (cm) Horizont Beschreibung																
0 – 50 (M) Bvt St2, Gr1, gelblich-braun (10YR 5/4) schwach rötlich, Vf3, trocken																
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org-S
-50	St2	3,2	23,4	51,7	78,3	3,6	1,5	1,6	6,8	15,0	0,04	0,91	0,04	0,02	0,02	0,21

Profilnr.: OD8 Lage: Unterhang/Hangfuß am Nordhang des Dünenzugs bei Oursi -																
Bodentyp/Sediment: Kolluvium, oberflächlich verkrustet																
Tiefe (cm) Horizont Beschreibung																
0 – 7 M ₁ Ah feingeschichtetes Kolluvium aus St2, braun (7.5YR 5/8), Vf3, deutliche Grenze zu																
7 – 35 + M ₂ Bvt St2, gelblich-rot (5YR 5/8), Vf3, schwach durchwurzelt, trocken, bis 40 cm Keramikbruchstücke und Eisenschlacke																
cm	BArt	gS	gmS	fmS	gfS	ffS	gU	mU	fU	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org -S
- 7	St2	4,6	12,7	24,9	33,8	14,6	2,2	0,8	1,0	5,2	0,1	0,34	0,02	0,0	0,01	0,24
- 35	St2	3,3	9,6	19,8	31,5	21,5	1,0	0,7	1,3	11,2	0,1	0,75	0,01	0,01	0,01	0,15

Profilnr.: SD12		Lage: Senke zwischen zwei Siedlungshügeln auf dem Dünentop des Dünenzugs westlich Saouga (Hirsefeld) - 14°21'43'' N, 0°9'55'' W														
Bodentyp/Sediment: Chromic Arenosol aus Kolluvium aus Dünensand																
Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung														
0 – 30	M ₁ Ap	S, gelblich-braun (10YR 5/4), locker, deutliche Grenze zu														
30 – 80	M ₂ Ah	St ₂ , Gr ₁ , dunkelbraun (10YR 4/3), Vf ₂ , bei 60 cm 5 cm mächtige gelbe Lage aus S,														
80-100 (160)	fBv	St ₂ , braun bis leuchtend braun (7.5YR 5/5), mit der Tiefe zunehmend gelblich, Vf ₁₋₂ ,														
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe _o	Fe _D	Fe- _{o/D}	Mn _o	Mn _D	org -S
- 30	S	1,3	29,0	61,0	91,2	2,8	1,4	0,8	5,0	3,8	0,02	0,54	0,04	0,014	0,016	0,33
- 80	St ₂	1,1	31,3	55,7	88,1	2,6	1,4	1,1	5,0	6,9	0,03	0,66	0,04	0,018	0,018	0,25
- 100	St ₂	0,5	29,4	62,7	92,5	2,0	0,3	0,0	2,2	5,3	0,03	0,53	0,05	0,008	0,014	0,08

Profilnr.: SD14		Lage: Am Fuß der Siedlungshügel westlich Saouga, Unterhang des Dünennordhangs (Hirsefeld) - 14°21'50'' N, 0°9'52'' W														
Bodentyp/Sediment: Kolluvium aus Dünensand und Kulturschutt über gekapptem (Luvic-)Chromic Arenosol																
Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung														
0 – 50	M	St ₂ , Gr ₂ , braun (7.5YR 5/4), lose, deutliche Grenze zu														
50 – 120	fBv	St ₂ , rötlich-gelb (7.5YR 6/6), Vf ₂														
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe _o	Fe _D	Fe- _{o/D}	Mn _o	Mn _D	org -S
- 50	St ₂	2,1	44,7	42,6	89,4	2,2	0,4	0,3	2,9	7,7	0,04	0,71	0,05	0,097	0,017	0,25
- 120	St ₂	0,7	31,2	59,3	91,2	2,1	0,8	0,0	2,9	5,9	0,13	0,53	0,24	0,055	0,009	0,09

Profilnr.: SD7		Lage: Sandbedecktes Glacis (eben) nördlich des Dünennordhangs und der Siedlungshügel (Hirsefeld)														
Bodentyp/Sediment: Kolluvium (Cambic Arenosol) aus Dünensand über <i>épandage infradunaire</i> (pseudovergleyt)																
Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung														
0 – 30	MAp	St ₂ , hellbraun, lose														
30 – 50	MBv	St ₃ , dunkel gelblich-braun (10YR 4/4) schwach rötlich, Vf ₃ , kalkhaltig														
50 – 80	IIGo	Ts ₄ , Gr ₁ einzelne Pisolithe und Gesteinsbruchstücke, gelblich-braun (10 YR 5/5), Vf ₄₋₅ , Fe- und Mn- Flecken und Konkretionen, kalkhaltig														
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe _o	Fe _D	Fe- _{o/D}	Mn _o	Mn _D	CaCO ₃
30 – 50	St ₃	4,2	27,8	37,4	69,4	5,7	1,4	2,4	9,5	21,1	0,03	1,11	0,03	0,015	0,021	0,56
- 80	Ts ₄	4,0	22,2	30,8	57,2	7,2	3,0	2,7	13,0	30,0	0,03	1,43	0,02	0,029	0,046	0,25

Profilnr.: SD6		Lage: Rand des Hochflutbettes des Gorouol, nördlich des Dünennordhangs und der Siedlungshügel - 14°22'31'' N 0°09'59'' W															
Bodentyp/Sediment: Fluvisol																	
Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung															
0 – 15	aM	Ls ₄ , hell gelblich-braun (10YR 6/5), Vf ₂ , gut durchwurzelt (h ₃),															
15 – 35	M ₂	Sl ₄ , hell gelblich-braun (10YR 6/5), Vf ₃ , gut durchwurzelt (h ₃),															
35 – 55	II Go	St ₂ , gelblich-braun (10YR 5/5), Vf ₄ , stark rostfleckig, deutliche Grenze zu															
55 – 70	III Go	Ts ₄ , Gr ₁₋₂ bis 4mm große Pisolithe, hell gelblich-braun (10YR 6/5), Vf ₄ , stark gefleckt, große Fe-Konkretionen															
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe _o	Fe _D	Fe- _{o/D}	Mn _o	Mn _D	CaC O ₃	org-S
- 15	Ls ₄	0,5	15,5	46,6	62,6	8,5	5,1	4,6	18,1	19,3	0,16	1,11	0,14	0,015	0,02	0,53	1,07
- 35	Sl ₄	2,3	25,5	45,0	72,9	8,0	2,7	2,1	13,1	14,1	0,09	0,88	0,10	0,007	0,01	0,48	0,32
- 55	St ₂	3,6	27,0	45,7	76,3	5,3	2,5	1,7	9,5	14,2	0,05	0,84	0,06	0,007	0,01	0	0,18
- 70	Ts ₄	11,4	18,8	26,5	56,7	5,9	2,1	1,4	9,4	33,9	0,05	1,46	0,03	0,014	0,03	0,68	0,19

Profilnr.: SD5		Lage: Oberhalb der Hochwasserrinne des Gorouol, nördlich des Dünennordhangs und der Siedlungshügel															
Bodentyp/Sediment: Hochflutlehm																	
Tiefe (cm)		Horizont		Beschreibung													
0 – 10		aM		Lts, hell gelblich-braun (10YR 6/5), Vf3, trocken													
10 – 70		IIGo		Ts4, hell gelblich-braun (10YR 6/5), marmoriert, Grundfarbe gelb, Vf5,													
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org-S	
- 10	Lts	0,1	1,1	33,5	34,7	14,7	7,6	5,8	28,0	37,3	0,21	1,6	0,13	0,021	0,029	0,7	
- 70	Ts4	0,9	9,8	52,0	62,7	7,3	2,1	2,6	11,9	25,4	0,14	1,0	0,14	0,003	0,007	0,35	

Profilnr.: SD4		Lage: Tiefenlinie einer Hochwasserrinne des Gorouol, nördlich des Dünennordhangs und der Siedlungshügel - 14°22'35'' N 0°09'59'' W															
Bodentyp/Sediment: Fluvisol (Hochflutlehm und umgelagerter Dünensand)																	
Tiefe (cm)		Horizont		Beschreibung													
0 – 3		Kruste		Tu2, toniges Sediment der Suspensionsfracht, nach Aufplatzen der Trockenrisse zu "Scherben" zersprungen, bis 2cm dick, Feinschichtung im 1mm-Bereich erkennbar, hell gelblich-braun (2.5Y 6/4)													
3 – 30		aM		Lt3, Hochflutlehm, hell gelblich-braun (2.5Y 6/4), sehr tonig, feucht													
30 – 44		IIGo		St3, mit hohen Ton- und Schluffgehalten, hell gelblich-braun (10YR 6/4) heller als das Hangende, rostfleckig, feucht													
44 – 60		IIIGo		St2, hell gelblich-braun (10YR 6/5) etwas dunkler, feu3, etwas fester, rostfleckig													
60 – 90		IVGo		St2, etwas sandiger, wieder etwas gelber, feu3, rostfleckig													
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Feo	FeD	Fe-o/D	Mno	MnD	org-S	
- 3	Tu2	0,1	0,1	11,8	12,0	10,57	12,5	11,1	34,0	54,0	0,3	2,4	0,10	0,028	0,044	1,07	
- 30	Lt3	0,1	0,2	17,3	17,6	20,6	10,0	7,1	37,7	44,8	0,3	2,1	0,16	0,028	0,032	0,32	
- 44	St3	2,6	24,6	38,7	65,8	8,2	3,0	3,0	14,3	20,0	0,2	1,2	0,14	0,019	0,022		
- 60	St2	4,3	41,3	28,8	74,4	4,0	2,9	2,1	9,1	16,5	0,1	1,1	0,13	0,014	0,019	0,18	

Profilnr.: OS1 (BF 94/45)		Lage: Siedlungshügel westlich Oursi am Südrand des Dünenzuges															
Sediment- bzw. Bodentyp: anthropogene Akkumulation aus Dünensand und Siedlungsschutt																	
cm	BArt	gS	mS	fS	S	fU	mU	gU	U	T	org -S	Farbe	Feo	FeD	Feo/D	Mno	MnD
90	Su2	4,2	42,2	41,6	87,9	4,8	4,1	1,8	10,7	1,4	0,7	10YR 6/2	0,01	0,08	0,1	0,004	0,008
150	Su2	2,6	39,4	45,7	87,7	5,2	4,2	1,39	10,8	1,52	0,6	10YR 5/2	0,012	0,14	0,08	0,005	0,008
220	Su2	3,7	40,6	44,1	88,3	5,3	3,1	1,86	10,2	1,46	0,61	10YR 6/3	0,016	0,14	0,11	0,005	0,007
300	S	2,8	37,5	48,3	88,7	4,3	3,1	1,62	9,06	2,30	0,57	10YR 6/3	0,015	0,21	0,07	0,005	0,008
360	St2	2,1	35,7	52,2	90,1	2,9	1,3	0,10	4,33	5,58	0,23	10YR 6/4	0,008	0,16	0,05	0,004	0,008
420	S	2,2	36,4	53,6	92,2	2,7	0,2	0,39	3,24	4,61	0,11	10YR 6/4	0,006	0,14	0,04	0,003	0,006
490	S	1,2	42,7	50,2	94,1	1,5	0,2	0,10	1,74	4,15	0,04	10YR 7/6	0,003	0,18	0,02	0,002	0,003
540	S	1,2	40,0	53,3	94,5	1,3	0,7	0,30	2,27	3,25	0,03	10YR 8/4	0,002	0,08	0,03	0,001	0,002

Profilnr.: OS2		Lage: Bohrung am Fuß des Siedlungshügels BF 94/45 bei Oursi 14°39'48" N 0°30'13" W															
Sediment- bzw. Bodentyp: Kolluvium aus Dünen sand und Siedlungsschutt																	
Tiefe	Horizont	Beschreibung															
0-35	Ah	St2, Gr1, braun, durchwurzelt,															
35-120	M	St2 (etwas toniger als Ah), Gr1-2, gelblich braun (10YR 5/4), Vf2, mit Pisolithen und Keramikbruchstücken															
120-150	M	St2, Kolluvium mit Kulturschutt, fahl braun (10YR 6/3), lose, ab 140/150 cm zunehmend aufgehellt, geht über in															
170-200	Sw	S, weiß (10YR 8/2), stark gebleicht, lose															
cm	BArt	gS	mS	fS	S	fU	mU	gU	U	T	org -S	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}
35 -120	St2	2,0	29,2	53,0	84,1	2,5	0,2	1,1	3,8	12,0	0,16	0,025	0,33	0,08	0,011	0,11	0,98
120-150	St2	0,4	23,7	65,4	89,5	2,2	0,3	1,2	3,7	6,8	0,12	0,009	0,08	0,11	0,004	0,006	0,70
170-200	S	0,7	31,1	60,9	92,7	2,4	0	1,1	3,6	3,8	0,03	0,003	0,04	0,08	0,001	0,002	0,49

Profilnr.: KD3		Lage: Dünenzug bei Kissi, südlich der Siedlungshügel														
Bodentyp/Sediment: Kolluvium über reliktschem Calcic Gleysol																
Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung														
0 – 40	M	St2, kantiger heterogener Grus (1,4 Gew.-%), oliv-braun (2.5Y 4/4), Vf3, deutliche Grenze zu														
40 – 90	Gco	St2, grau-braun (2.5Y 5/2), Kalkkonkretionen (±2mm), carbonathaltig c3														
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	org-S	N	p _v P ₂ O ₅ (mg/100g)	K ₂ O (mg/100g)		
- 40	St2	2,2	44,2	36,0	82,4	3,0	0,6	1,0	4,6	13,0	0,32	0,018	0,39	20,47		
- 90	St2	0,9	41,2	41,4	83,5	3,0	2,1	0,9	6,0	10,5	0,14	0,008	4,67	10,25		

Profilnr.: OS8		Lage: Gullyanschnitt am Oberhang, Nordabdachung der Siedlungshügel ,Oursi II' 14°41'18" N 0°27'59" W														
Bodentyp/Sediment: Siedlungsschutt und Dünen sand																
Tiefe (cm)	Beschreibung															
0 – 80	S, rötlich-gelb, Vf2-3, undeutlicher Übergang zu															
80 – 140	St2, braun, Vf1-2, ab 110 cm zunehmend heller, geht über in															
140 – 165	S, Gr1, rötlich-gelb, einzelne Keramikbruchstücke, Vf1, Durchwurzlung bis 140 cm, deutliche Grenze zu															
165 – 175	S, Gr2, rötlich-gelb, Fundhorizont mit viel Keramik und Holzkohle, Vf1,															
175 – 200	S, rötlich-gelb, kaum verfestigt, nur noch Gr1 und kaum Keramikbruch															
cm	BArt	gS	gmS	fmS	mS	gfS	ffS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	org -S	
- 80	S	0,4	2,4	19,7	22,1	50,1	22,1	72,2	94,8	2,1	0,3	0,4	2,7	2,5	0,38	
- 140	St2	1,1	4,7	27,5	32,3	42,8	14,4	57,3	90,6	2,3	0,9	0,6	3,8	5,6	0,27	
- 165	S	1,3	3,9	26,4	30,3	45,1	17,9	62,9	94,5	0,7	0,9	0,4	1,9	3,6	0,08	
- 175	S	6,6	10,4	36,8	47,2	31,3	9,3	40,6	94,7	0,9	0,6	0,4	1,8	3,5	0,06	
- 200	S	2,6	6,7	37,7	44,4	37,4	10,4	47,8	94,8	0,8	0,7	0,1	1,5	3,7	0,06	
cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	% P ₂ O ₅	% K	% Ca	% Mg	Mg/Ca	Farbe (trocken)				
- 80	0,01	0,34	0,03	0,00	0,01	0,61	0,3	0,1	0,5	0,1	0,1	7.5YR 6/5				
- 140	0,02	0,46	0,04	0,01	0,01	0,82	0,4	0,2	0,7	0,1	0,1	7.5YR 5/4				
- 165	0,01	0,37	0,02	0,00	0,01	0,61	0,3	0,2	0,5	0,1	0,2	7.5YR 6/5				
- 175	0,01	0,40	0,02	0,00	0,01	0,56	0,4	0,3	0,5	0,2	0,3	7.5YR 6/5				
- 200	0,01	0,38	0,02	0,00	0,01	0,51	0,6	0,4	0,8	0,3	0,3	7.5YR 6/5				

Profilnr.: OS9 Lage: Gullyanschnitt am Mittelhang, Nordabdachung der Siedlungshügel ‚Oursi II‘
14°41'18" N 0°27'46" W

Bodentyp/Sediment: umgelagerter Siedlungsschutt über Dünensand

Tiefe (cm) Beschreibung

0 – 45 St2, rötlich-gelb (7.5YR 6/5), Vf1, Keramikbruchstücke, an der Basis waagrecht liegende Knochen, deutliche Grenze zu

45 – 125 S, rötlich-gelb (7.5YR 6/5), Vf1, zahlreiche alte Wurzelbahnen

125 – 150 S, rötlich-gelb (7.5YR 7/6), etwas heller, Vf1, Durchwurzelung bis 150 cm, bis faustgroße Krotowinen

150 – 200 S, rötlich-gelb (7.5YR 7/6), stellenweise mit Feinschichtung und darin vereinzelt dunkle Schichten, lose

cm	BArt	gS	gmS	fmS	gfS	ffS	gU	mU	fU	T	org -S	Feo	FeD	Feo/D	Mno	MnD	Mno/D
- 45	St2	0,3	2,2	18,0	50,1	21,2	2,0	0,4	0,3	5,6	0,1	0,02	0,27	0,07	0,00	0,01	0,65
- 125	S	0,3	1,8	24,3	49,4	18,2	1,2	0,2	0,3	4,2	0,05	0,01	0,24	0,03	0,00	0,00	0,49
- 150	S	0,2	1,8	17,1	52,0	25,1	0,8	0,2	0,3	2,6	0,03	0,00	0,23	0,01	0,00	0,00	0,25
- 200	S	0,2	1,7	24,7	56,5	14,0	0,4	0,5	0	2,1	0,02	0,00	0,19	0,01	0,00	0,00	0,25

Profilnr.: OS5 Lage: Schwemmfächer, Nordabdachung der Siedlungshügel ‚Oursi II‘ (südlich OS4)

Bodentyp/Sediment: umgelagerter Siedlungsschutt und Dünensand

Tiefe (cm) Beschreibung

0 – 20 S, Lockersediment mit viel Keramikbruch, Gr1-2, (7.5YR 6/4) hellbraun,

20 – 90 S, (7.5YR 5/4) von gelblich-braun nach braun übergehend, dabei zunehmend tonig, Gr1-2 (Keramikbruch), ab 50 cm schwach fleckig

90 – 140 St2, (7.5YR 5/4) braun, setzt sich fort aber zunehmend toniger, ab 100 cm nur noch Gr1.

cm	BArt	gS	gmS	fmS	gfS	ffS	gU	mU	fU	T	org -S	Feo	FeD	Feo/D	Mno	MnD	Mno/D
- 20	S	3,3	5,9	37,7	41,7	8,3	0,7	0,2	0,6	1,6	0,07	0,01	0,21	0,03	0,00	0,01	0,47
- 90	S	2,7	4,3	33,9	38,3	12,3	1,9	1,1	1,0	4,6	0,24	0,01	0,34	0,02	0,01	0,01	0,87
- 140	St2	3,7	6,6	19,1	33,5	19,5	2,5	0,9	1,5	12,6	0,16	0,02	0,25	0,07	0,01	0,01	0,97

Profilnr.: OS6 Lage: Gullyanschnitt am Unterhang, Nordabdachung der Siedlungshügel ‚Oursi II‘
14°41'23,5"N 0°27'54,8"W

Bodentyp/Sediment: umgelagerter Siedlungsschutt und Dünensand über spätpleistozäner Altdünen

Tiefe (cm) Beschreibung

0 – 30 mSfs, Gr3 (Keramikbruch), rötlich gelb, Vf2, durchwurzelt, deutliche Grenze zu

30 – 75 fSms, Gr1 (kantiger Keramikbruch und Quarze), gelblich-braun, Vf2, schwach durchwurzelt, deutliche Grenze zu

75 – 125 fSms, sehr homogenes gelblich braunes Substrat, Vf2, bröckelig, mit wenig Keramik, OSL-Alter aus 110cm 4,8 ± 0,8 ka v. H. (HDS 827b).

125 – 150 mSfs, rötlich-gelb, sehr grusige Schicht mit z.T. großen Keramikscherben, Grenze zu

ab 160 fSms, gelb, Dünensand, OSL-Alter aus 170 cm 21,9 ± 2,2 ka v. H. (HDS 828). Der gelbe Sand setzt sich im Bohrstock von 170-270 fort, an der Basis zunehmend heller, (gebleicht).

cm	BArt	gS	gmS	fmS	mS	gfS	ffS	fS	S	gU	mU	fU	U	T
- 30	mSfs	6,4	-	-	48,5	-	-	41,7	96,6	0,9	0,5	0	1,4	2
- 75	fSms	2,6	-	-	26,7	-	-	64,3	93,5	1,9	0,3	0,6	2,9	3,6
- 125	fSms	0,9	-	-	26,0	-	-	64,6	91,6	2,1	1	0,3	3,4	5,0
- 150	mSfs	24,8	-	-	44,7	-	-	28,0	97,5	0,4	0,2	0,4	1,0	1,5
-270	fSms	2,0	8,8	19,9	28,7	31,0	31,2	62,2	92,9	2,6	0,4	3,3	6,3	0,8

cm	Grus (%)	Feo	FeD	Feo/D	Mno	MnD	Mno/D	org -S	Farbe (trocken)
- 30	3,20	0,02	0,35	0,06	0,005	0,011	0,43	0,08	7.5YR 6/5
- 75	0,40	0,03	0,45	0,06	0,007	0,011	0,6	0,14	10YR 5/4
- 125	-	0,02	0,59	0,03	0,003	0,012	0,23	0,16	10YR 5/4
- 150	14,1	0,02	0,61	0,04	0,005	0,039	0,12	-	7.5YR 6/5
- 270	-	0,01	0,39	0,02	0,002	0,004	0,37	-	10YR 7/6

Profilnr.: OS4		Lage: Schwemmfächer, Nordabdachung der Siedlungshügel ‚Oursi II‘ 14°41'27,7'' N 0°27'37,5'' W															
Bodentyp/Sediment: umgelagerter Siedlungsschutt und Dünensand über Glacis																	
Tiefe (cm)		Beschreibung															
0 – 30		St2, gelblich braun (10YR 5/4), Vf2, Gr1, geht über in															
30 – 70		St3, dicht, (dunkler) gelblich braun (10YR 5/4), Gr1, helle Konkretionen															
70 – 80 >		Ts4, braun (10YR 5/3), hydromorph (gefleckt)															
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	T	org-S	CaCO ₃	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}
- 30	St2	3,2	27,0	51,8	82,0	2,7	1,9	1,2	12,3	0,25	0,44	0,02	0,64	0,03	0,02	0,02	0,86
- 70	St3	2,0	26,4	48,4	76,9	2,9	1,4	1,6	17,2	0,23	0,22	0,04	0,64	0,07	0,01	0,02	0,76
- 80 >	Ts4	2,8	19,0	42,3	64,0	4,4	1,6	2,6	27,5	0,25	0,57	0,05	0,79	0,06	0,02	0,02	0,90

Profilnr.: OM4		Lage: Mare d'Oursi – Grabung innerhalb des Mare (zentraler Bereich)															
Bodentyp/Sediment: Vertisol aus limnischem Ton über Sand																	
cm	BArt	gS	gmS	fmS	mS	gfS	ffS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	pH		
20	T	0,2	-	-	1,31	-	-	5,05	6,56	3,98	7,96	5,88	17,82	75,6	4,4		
40	T	0,15	-	-	0,94	-	-	4,72	5,81	4,69	4,06	5,78	14,53	79,66	5,5		
60	T	0,15	-	-	5,20	-	-	4,51	9,86	4,76	4,62	6,78	16,16	73,98	5,9		
90	T	0,16	-	-	0,77	-	-	4,86	5,79	5,12	4,66	5,28	15,06	79,16	6,4		
120	T	0,13	-	-	0,98	-	-	4,69	5,80	4,12	4,45	4,61	13,18	81,02	6,9		
180	T	0,57	-	-	3,10	-	-	9,36	13,0	5,92	5,30	5,14	16,36	70,60	7,2		
205	St2	3,04	-	-	28,39	-	-	48,8	80,3	2,90	1,02	1,31	5,23	14,52	8,0		
215	St2	3,6	-	-	27,69	-	-	52,4	83,7	3,32	0,55	0,97	4,84	11,47	8,1		
220	fSms	1,37	4,74	33,06	37,80	34,02	20,0	54,0	93,2	1,66	0,11	0,77	2,54	4,31	8,3		
235	St2	4,28	7,43	24,60	32,03	22,97	25,9	48,8	85,15	3,77	0,10	0,75	4,62	10,22	7,8		
260	St2	13,2	4,13	13,78	17,91	18,71	28,2	46,87	77,97	5,56	0,76	0,22	6,54	15,49	7,4		
cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	org-S _p	CaCO ₃	% P ₂ O ₅	% K	% Ca	% Mg	Mg/Ca	Farbe (trocken)			
20	0,73	1,51	0,48	0,008	0,014	0,57	3,36	0,16	0,72	5,46	2,07	3,0	1,45	10YR 5/3			
40	0,26	1,23	0,21	0,008	0,016	0,5	1,81	0	0,66	5,29	2,54	3,12	1,23	10YR 5/2			
60	0,21	1,36	0,15	0,007	0,015	0,45	1,59	0	0,6	5,12	2,61	3,24	1,24	10YR 5/2			
90	0,12	0,99	0,12	0,01	0,022	0,44	1,48	0,06	0,56	5,07	2,82	3,47	1,23	10YR 5/1			
120	0,12	1,15	0,10	0,011	0,018	0,61	1,34	0	0,54	4,65	2,87	3,37	1,17	10YR 5/1			
180	0,12	1,86	0,07	0,022	0,042	0,52	0,91	0,03	0,53	5,1	2,54	3,57	1,41	10YR 5/3			
205	0,01	0,18	0,08	0	0,001	0,23	0,98	4,09	0,19	1,64	19,6	1,54	0,08	2.5Y 6/2			
215	0,01	0,05	0,20	0	0,001	0,24	0,66	2,34	0,13	1,23	10,99	1,02	0,09	2.5Y 6/2			
220	0,00	0,02	0,18	0	0,001	0,12	0,09	0	0,08	0,41	0,47	0,27	0,57	2.5Y 7/2			
235	0,02	0,25	0,06	0	0,002	0,16	0,07	0,08	-	-	-	-	-	2.5Y 7/4			
260	0,02	0,61	0,04	0,007	0,011	0,66	0,05	0,03	-	-	-	-	-	2.5Y 6/5			
cm	CaSO ₄ (ppm)	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Σ	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	H-Wert	S-Wert	V-wert	T – err.				
20	34	7,61	18,99	56,94	83,54	0,6	2,54	10,32	14,96	10,99	28,42	72,1	39,42				
40	51	8,26	19,02	57,48	84,76	1,09	2,49	13,15	18,69	6,49	35,42	84,5	41,92				
60	0	8,5	19,11	56,9	84,51	1,95	2,22	13,15	18,99	4,99	36,31	87,9	41,31				
90	68	7,67	19,16	55,74	82,57	2,55	2,35	14,71	21,5	2,5	41,1	94,3	43,6				
120	0	8,49	18,85	55,48	82,82	2,88	2,03	15,23	21,52	2	41,66	95,4	43,66				
180	0	8,45	18,73	55,07	82,25	3,53	1,68	14,18	18,68	0	36,98	100	36,98				
205	170	1,45	3,37	82	86,82	0,98	0,51	3,25	11,52	0	16,27	100	16,27				
215	68	1,02	2,6	85,52	89,14	0,68	0,34	2,37	8,1	0	11,5	100	11,5				
220	17	0,39	0,93	89,73	91,05	0,2	0,1	0,62	1,06	0	1,97	100	1,97				
235	17	1,41	2,43	89,04	92,88	0,3	0,2	1,24	2,87	0	4,61	100	4,61				
260	51	2,15	3,55	84,11	89,81	0,38	0,27	1,75	4,36	0	6,76	100	6,76				

Profilnr.: OM1	Lage: Nordrand des Mare d'Oursi, Uferbereich, Beginn des Baumbewuchses - 14°39'31" N 0°30'00" W														
Bodentyp/Sediment:	Kolluvial umgelagerter Dünensand über pseudovergleytem fossilen Boden aus Granitzersatz über Saprolith														
Tiefe (cm)	Beschreibung														
0 – 10	St3, hellbraun, lose, trocken,														
10 – 90	St3, Gr1(Quarze), gelblich-braun, mit der Tiefe zunehmend dunkler, feu 2, hydromorph gefleckt, ab 70 cm kalkhaltig mit länglichen Konkretionen, deutliche Grenze zu														
90 – 115	Ts4, Gr2-3, dkl. gelblich-braun, Vf4														
125 – 160	Ts4, Gr2-3, dkl. gelblich-braun, Vf4														
160 – 190	Granitzersatz														
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
10-90	St3	5,4	23,2	42,5	71,1	5,8	1,0	1,0	7,7	21,2	2,89	3,74	68,04	74,66	0,1
- 115	Ts4	14,8	15,2	25,9	55,9	8,7	3,2	2,4	14,2	29,9	4,37	5,56	78,63	88,56	0,12
- 160	Ts4	12,2	17,2	28,7	58,1	7,2	3,3	2,7	13,7	28,3	5,42	5,32	70,41	81,15	0,09
cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	CaCO ₃	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)		
10-90	0,02	0,97	0,02	0,013	0,02	0,65	0,015	0,08	0,19	6,2	0,38	10YR 6/8	10YR 4/6		
- 115	0,05	1,37	0,03	0,011	0,017	0,65	0,024	0,10	0,23	7,3	0,59	10YR 6/6	10YR 5/6		
- 160	0,04	1,39	0,03	0,008	0,014	0,57	0,03	0,09	0,32	7,9	0,75	10YR 6/6	10YR 5/6		

Profilnr.: OM3	Lage: Uferbereich am Nordrand des Mare d'Oursi, etwas östlich von OM1 14°39'38" N 0°29'51" W														
Bodentyp/Sediment:	Kolluvium aus Dünensand über anthropogener Aufschüttung über fluvial-limnischem <i>Mare</i> -Sediment mit Kalkanreicherungs-horizont														
Tiefe (cm)	Beschreibung														
0 – 30	St3, Gr1, gelblich braun, Vf2, zerfällt an der Oberfläche zu kleinen Aggregaten, mit der Tiefe zunehmend dichter, deutliche Grenze zu														
30 – 60	heterogener Grus (bis 1cm Durchmesser) in Matrix aus Ts3, große dunkelrote Fe-Konkretionen, eckiger Quarzbruch, Pisolithe, deutliche Grenze zu														
60 – 90	Ts2, Gr2-3, gelblich-braun, Vf3, hydromorph (Mn-Konkretionen), schwach kalkhaltig, geht über in														
ab 90	Lts, bräunlich-gelb, Vf3, braust stark mit HCl, Kalkkonkretionen														
ab 150	Calcrete in Lts, gelb, Vf4														
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
- 30	St3	6,4	27,8	41,9	76,2	4,1	1,8	0,7	6,6	17,2	2,89	3,46	69,34	75,69	0,34
- 60	Ts3	25,8	15,0	13,7	54,5	6,2	2,1	1,8	10,2	35,3	11,22	9,11	60,96	81,29	0,13
- 90	Ts2	13,9	9,2	16,4	39,5	8,1	3,6	2,8	14,6	45,9	5,20	11,08	63,49	79,76	0,09
-150	Lts	13,1	8,8	14,3	36,1	7,9	6,7	5,2	19,8	44,1	4,84	10,90	59,77	75,51	0,12
-170	Lts	20,2	12,1	15,2	47,6	10,8	9,2	5,9	25,9	26,6	4,89	8,25	63,11	76,25	0,11
cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	CaCO ₃	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)		
-30	0,128	0,91	0,14	0,012	0,018	0,67	0,017	0,075	0,227	4,9	0,17	10YR 5/6	10YR 4/4		
-60	0,033	3,05	0,01	0,009	0,037	0,24	0,04	0,224	0,179	6,3	0,31	10YR 5/6	10YR 4/6		
-90	0,022	1,35	0,02	0,052	0,068	0,76	0,049	0,167	0,293	7,5	1,35	10YR 6/6	10YR 5/6		
-150	0,038	1,40	0,03	0,023	0,05	0,46	0,039	0,109	0,358	7,9	5,48	10YR 7/6	10YR 6/6		
-170	0,027	0,83	0,03	0,032	0,047	0,68	0,018	0,061	0,295	8,0	5,97	2.5Y 7/4	2.5Y 6/4		

Profilnr.: KIM6		Lage: Mare de Kissi – Uferbereich innerhalb des Mare									
Bodentyp/Sediment:		Dünensand aus der Hangabtragung über umgelagertem Substrat aus Dünensand und limnischem Ton (stark pseudovergleyt).									
Tiefe (cm)		Beschreibung									
0 – 40		St2, hell gelblich-braun (2.5 Y 6/3) mit der Tiefe zunehmend heller, Vf2, 0-5cm bröckeliges Gefüge, einzelne kleine Fe-Konkretionen, deutliche Grenze zu									
40 – 90		St3, hell gelblich-braun (2.5 Y 6/3), Vf4, von 40-50 cm Rostfleckung, ab 50 cm marmoriert,									
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	org-S
- 40	St2	2,3	36,8	44,1	83,2	4,3	2,6	1,6	8,5	8,4	0,34
- 90	St3	2,1	36,5	36,0	74,7	3,4	1,1	1,3	5,8	19,5	0,06

Profilnr.: KIM7		Lage: Mare de Kissi – innerhalb des Mare (NNE-Ecke)												
Bodentyp/Sediment:		Wechselagerung fluvial-limnischer <i>Mare</i> -Sedimente												
Tiefe (cm)		Beschreibung												
0 - 20		SI3, grau-braun, Vf3-4, bröckelig, grobporig bis blasiges Gefüge, mittel humos												
20 - 40		SI2, hellgrau-braun, schwach gebleicht, einzelne Fe-Flecken und Konkretionen bis 3-4mm Größe												
40 - 80		St3, grau-braun, rostfleckig, Vf4												
80 - 100+		Übergang zu hell oliv-braunem und ab 100 cm zu gelbem St2, lose												
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe
- 20	SI3	1,0	24,0	27	52	6,9	3,8	4,2	15	33,1	2,76	6,09	69,60	78,45
- 40	SI2	1,8	38,9	46,9	87,7	3,1	1,6	1,3	6	6,4	0,82	1,25	81,10	83,17
- 80	St3	0,7	33,2	38	72	1,3	0,7	1,3	3,3	24,7	2,23	4,87	78,51	85,61
-100	St2	0,3	40,1	48,6	89,0	1,4	0,1	0,1	1,7	9,3	0,98	2,07	82,83	85,88
cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	org -S	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)	
-20	0,32	0,53	0,60	0,003	0,005	0,60	0,048	0,09	0,51	-	2,22	10YR 5/2	10YR 3/2	
-40	0,054	0,18	0,30	0,002	0,002	1,00	0,006	0,02	0,25	4,3	0,22	10YR 6/3	10YR 4/2	
-80	0,009	0,31	0,03	0,002	0,002	1,00	0,031	0,07	0,41	5,9	0,16	2.5Y 5/2	2.5Y 4/2	
-100	0,008	0,13	0,06	0	0,001	0,00	0,011	0,03	0,42	6,1	0,03	2.5Y 7/4	2.5Y 5/4	

Profilnr.: KIM8		Lage: Mare de Kissi – innerhalb des Mare (zentraler Bereich)													
Bodentyp/Sediment:		fluvial-limnisches <i>Mare</i> -Sediment													
Tiefe (cm)		Beschreibung													
0 - 30		St3, Gr1 (bis 2cm Durchmesser), hellgelblich-braun, Kalkkonkretionen													
30 - 100		Ts4, Gr1 bis in 45 cm Tiefe, 4cm große Kalkkonkretion aus 40cm Tiefe, oliv-gelb an der Basis etwas gelblicher, feu2, braust mit HCl,													
140 - 170		Ts4, hell oliv-braun, mit Rost und Bleichbahnen, zahlreiche kleine Kalkkonkretionen													
ab 170		Lts, fahlbraun bis gelb, Kalkkonkretionen bis > 2cm, dicht gepackt in Lts-Matrix													
cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
- 30	St3	2,47	24,4	34,88	61,79	6,7	3,69	3,23	13,6	24,6	3,16	4,94	63,18	71,28	0,97
- 100	Ts4	1,53	24,1	30,41	56,05	8,67	2,65	2,41	13,7	30,2	2,95	5,86	71,40	80,20	0,15
- 170	Ts4	2,87	21,4	32,74	56,99	9,1	3,43	1,98	14,5	28,5	2,71	5,60	78,52	86,84	-
>170	Lts	3,23	20,2	26,3	49,71	11,42	4,49	2,92	18,8	31,5	3,38	5,69	66,56	75,64	-
cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	CaCO ₃	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)		
- 30	0,15	0,998	0,15	0,008	0,013	0,62	0,031	0,1	0,32	6,61	0,47	10YR 6/4	10YR 4/3		
- 100	0,02	0,827	0,02	0,002	0,005	0,40	0,044	0,13	0,35	7,8	1,04	2.5Y 6/5	2.5Y 5/4		
- 170	0,01	0,794	0,02	0,007	0,012	0,58	0,035	0,08	0,44	8,36	2,88	2.5Y 6.5/5	2.5Y 6/5		
>170	0,01	0,828	0,02	0,003	0,007	0,43	0,035	0,08	0,44	8,41	4,18	10YR 7/5	10YR 6.5/5		

Profilnr.: KIM20

Lage: Mare de Kissi – Aufschluss in einem Brunnenschacht innerhalb des Mare (zentraler Bereich) - 14°38'20,4" N 0°8'15,0" W

Bodentyp/Sediment: fluvial-limnisches *Mare*-Sediment über äolischem Sand

cm	BArt	gS	gmS	fmS	mS	gfS	ffS	fS	S	gU	mU	fU	U	T
- 10	TI	1,98	-	-	7,68	-	-	20,1	29,8	7,00	5,5	5,2	17,7	52,6
- 20	TI	1,81	-	-	7,67	-	-	20,8	30,2	7,93	5,7	4,0	17,7	52,1
- 30	TI	1,67	-	-	7,76	-	-	20,7	30,1	6,98	5,9	4,2	17,1	52,8
- 40	TI	1,65	-	-	7,58	-	-	20,2	29,5	9,01	5,8	3,8	18,5	52,0
- 50	TI	1,8	-	-	7,59	-	-	20,9	30,3	7,28	4,7	4,3	16,3	53,5
- 60	TI	1,76	-	-	7,76	-	-	20,7	30,2	9,82	3,6	4,3	17,7	52,1
- 70	TI	2,8	-	-	8,90	-	-	20,7	32,4	8,74	5,5	3,9	18,2	49,4
- 80	Ts2	2,47	-	-	9,27	-	-	22,7	34,4	7,13	4,6	3,2	14,9	50,7
- 90	Ts2	2,64	-	-	10,94	-	-	25,2	38,8	8,30	3,1	3,5	14,9	46,3
- 110	St3	9,54	-	-	16,88	-	-	41,3	67,7	6,39	1,0	1,0	8,5	23,9
- 120	St3	4,56	-	-	24,61	-	-	41,1	70,3	4,88	1,1	1,6	7,6	22,1
- 130	St3	3,22	-	-	28,51	-	-	33,8	65,6	7,19	2,3	0,7	10,2	24,3
- 150	Ts4	2,01	-	-	24,44	-	-	34,6	61,0	8,64	2,2	1,1	11,9	27,1
- 170	Lts	1,9	-	-	20,05	-	-	30,2	52,2	11,8	2,8	2,8	17,3	30,5
- 200	Lts	2,74	4,46	15,90	20,36	20,05	13	33,0	56,1	11,7	3,3	2,3	17,2	26,9
- 270	Lts	1,99	3,71	13,42	17,13	16,33	11,4	27,7	46,8	13,5	4,1	2,2	19,8	33,4

cm	Feo	FeD	Feo/D	Mno	MnD	Mno/D	org-S	CaCO ₃	% P ₂ O ₅	% K	% Ca	% Mg	Mg/Ca	Farbe (trocken)
- 10	0,365	1,13	0,32	0,005	0,014	0,36	1,82	0	0,28	2,54	1,12	0,88	0,8	7.5YR 5/2
- 20	0,273	1,02	0,27	0,005	0,011	0,42	1,75	0	0,23	2,11	0,95	0,67	0,7	7.5YR 5/2
- 30	0,148	0,96	0,15	0,012	0,019	0,62	1,17	0,187	0,14	0,89	0,53	0,34	0,6	7.5YR 5/1
- 40	0,118	0,89	0,13	0,007	0,007	1,00	1,02	0	0,11	0,81	0,71	0,22	0,3	7.5YR 5/1
- 50	0,077	0,94	0,08	0,004	0,014	0,30	0,94	0	0,13	1,27	0,78	0,40	0,5	7.5YR 5/1
- 60	0,090	0,82	0,11	0,005	0,016	0,31	0,87	1,312	0,09	0,54	0,68	0,16	0,2	7.5YR 5/1
- 70	0,081	0,79	0,10	0,003	0,009	0,37	0,88	0,493	0,13	1,07	0,84	0,31	0,4	7.5YR 5/1
- 80	0,072	0,80	0,09	0,004	0,01	0,43	0,83	0,544	0,09	0,84	0,60	0,22	0,4	7.5YR 5/1
- 90	0,059	0,66	0,09	0,005	0,01	0,49	0,77	0,56	0,09	0,79	0,58	0,22	0,4	7.5YR 5/1
- 110	0,025	0,42	0,06	8E-04	0,002	0,35	0,19	0,326	0,07	0,69	0,49	0,29	0,6	10YR 7/2
- 120	0,013	0,66	0,02	0,017	0,018	0,91	0,24	0,162	0,06	0,26	0,50	0,10	0,2	10YR 7/5
- 130	0,013	0,65	0,02	0,012	0,013	0,89	0,06	0,109	0,06	0,27	0,64	0,11	0,2	10YR 7/5
- 150	0,012	0,76	0,02	0,011	0,015	0,71	0,05	0,103	0,12	1,71	1,48	1,91	1,3	10YR 6/5
- 170	0,012	0,60	0,02	0,011	0,014	0,78	0,06	0,223	0,06	0,30	0,75	0,13	0,2	10YR 6/5
- 200	0,010	0,87	0,01	0,011	0,017	0,64	0,05	0,375	0,05	0,45	1,81	0,21	0,1	10YR 7/6
- 270	0,012	0,89	0,01	0,011	0,013	0,78	0,04	0,106	0,06	0,42	0,63	0,16	0,2	10YR 7/5

Profilnr.: KIM11 Lage: Südrand des Mare de Kissi – innerhalb des Mare an einer ca. 4 m breiten Rinne des südlichen Zuflusses - 14°37'21'' N 0°8'27'' W

Bodentyp/Sediment: Wechsellagerung fluvial-limnischer *Mare*-Sedimente (pseudovergleyt)

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 – 90	Tl, braun, 0-70 cm bröckelige Aggregate, ab 30cm feu2, geht über in
90 – 150	Ts2, braun, Vf3, Fe-Konkretionen, geht über in
150 – 170	Lts, bräunlich-gelb, stark rostfleckig
170 – 200	Lts, gelb mit Rost- und Bleichflecken, Kalkkonkretionen, braust stark mit HCl

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
- 90	Tl	1,7	12,2	22,3	36,2	7,6	4,1	4,6	16,4	47,4	4,38	10,04	64,82	79,24	0,48
- 150	Ts2	2,0	14,3	23,7	40,0	7,52	3,6	3,2	14,3	45,7	4,05	9,75	70,54	84,33	0,31
- 170	Lts	1,4	14,1	27,8	43,3	11,8	3,7	3,1	18,7	38,1	3,88	6,30	70,98	81,16	0,16
- 200	Lts	2,9	12,5	27,1	42,5	12,7	5,1	4,0	21,8	35,6	4,06	6,27	68,48	78,81	0,09

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
- 90	0,087	1,38	0,06	0,013	0,018	0,72	0,05	0,13	0,38	6,6	2.5Y 5/3	2.5Y 4/3
- 150	0,044	1,24	0,04	0,008	0,018	0,44	0,044	0,12	0,36	7,1	2.5Y 5/3	2.5Y 4/3
- 170	0,046	1,21	0,04	0,031	0,035	0,89	0,039	0,12	0,32	6,7	10YR 6/6	10YR 5/5
- 200	0,042	1,41	0,03	0,011	0,016	0,69	0,031	0,12	0,27	7,5	10YR 7/6	10YR 5/5

Profilnr.: YM1 Lage: Mare de Yomboli, Nordrand ca. 80m innerhalb des *Mare* 14°39'25'' N 0°20'29'' W

Bodentyp/Sediment: fluvial-limnisches *Mare*-Sediment über Dünen sand

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 – 30	Lts, braun, bröckelige Aggregate, Fe-Ausfällungen entlang von Wurzelbahnen, trocken, stark durchwurzelt, Vf3, an der Basis etwas sandiger, etwas heller
30 – 85	Lts, dunkelgrau, Vf3
85 – 90	St3, graubraun, etwas lockerer, geht bis 110cm über in St3, zunehmend heller mit Fe-Flecken (gelblich), von 110-130 stark hydromorph geprägt
130 – 180	St2, hell oliv-braun, gebleichter, feuchter, kaum verfestigt

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
- 30	Lts	1,5	21,2	29,2	51,9	8,6	4,4	2,5	15,4	32,7	2,73	5,77	59,08	67,58	1,44
- 85	Lts	1,3	20,8	32,4	54,5	6,2	3,0	2,2	11,4	34,2	3,77	6,03	66,29	76,09	0,36
- 90	St3	0,6	29,4	43,8	73,8	4,1	1,4	1,5	7,0	19,1	2,23	3,78	82,17	88,18	0,17
- 180	St2	0,2	35,2	57,3	92,8	1,4	0,6	0	2,0	5,2	0,59	1,27	93,36	95,21	-

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
-30	0,292	0,45	0,65	0,004	0,006	0,67	0,057	0,087	0,66	3,9	10YR 5/3	10YR 3/2
-85	0,076	0,53	0,14	0,029	0,03	0,97	0,057	0,077	0,74	5,5	10YR 4/1	10YR 3/1
-90	0,034	0,29	0,12	0,009	0,009	1,00	0,027	0,037	0,73	7,2	2.5Y 5/3	2.5Y 4/2
-140	0,015	0,07	0,21	0,002	0,002	1,00	0,007	0,014	0,5	7,0	2.5Y 7/4	2.5Y 5/4

Profilnr.: YM5 Lage: Innerhalb des Mare von Yomboli, Nordost Ecke am Rand des Wassers - 14°39'25'' N
0°19'56'' W

Bodentyp/Sediment: fluvial-limnisches *Mare*-Sediment mit Dünensand am Rand des Sandwellenreliefs

Tiefe (cm) Beschreibung
 0 – 50 St2, braun, lose, feucht, von 35-40 cm helle sandige Lage, Gr1 (Quarze), deutliche Grenze zu
 50 – 90 St3, gelbl.-braun, marmoriert, Rost- und Bleichflecken, Mn-Konkretionen, Vf3
 90 – 140 St2, bräunlich-gelb, mit Bleichbahnen, Mn und Fe, Übergangshorizont zu
 ab 140 St2, gelb, locker

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
- 50	St2	4,7	33,8	46,8	85,2	5,0	1,9	1,2	8,1	6,8	0,87	1,57	84,79	87,22	-
- 90	St3	3,0	32,6	41,9	77,5	3,2	1,2	0,4	4,8	17,7	2,28	3,64	75,38	81,31	-
- 140	St2	1,9	38,8	40,2	80,9	2,8	1,5	0,7	5,1	14,0	1,87	3,12	81,35	86,35	-

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	CaCO ₃	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
-50	0,073	0,16	0,46	0,006	0,006	1,00	0,008	0,038	0,21	7,5	0,23	2.5Y 5/3	2.5Y 4/2
-90	0,016	0,57	0,03	0,012	0,015	0,80	0,021	0,051	0,41	7,1	0,26	10YR 5/4	10YR 4/4
-140	0,067	0,44	0,15	0,008	0,01	0,80	0,021	0,054	0,39	8,1	0,53	10YR 6/6	10YR 5/4

Profilnr.: YM6 Lage: „Briquet“-Aufschluss in der NE-Ecke des Mares, Alter der Grube ca. 2 Monate -
14°39'19'' N 0°19'35'' W

Bodentyp/Sediment: fluvial-limnische *Mare*-Sedimente (anthropogen gestört)

Tiefe (cm) Beschreibung
 0 – 5 St2, Gr2, bräunlich-gelb, geschichtet, trocken, durchwurzelt, sehr fest, braust schwach mit HCl
 5 – 70 St2, Gr1-2, dkl. gelblich-braun, Vf4, vereinzelt Fe-Konkretionen: ab 50cm zunehmend, zw. 65-70cm große Keramikstücke
 70 – 80 St2, Gr1-2, orange-braun, Fe und Mn, Vf2 (bindig durch Ton), schwach feucht

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
- 5	St2	10,7	28,3	45,0	84,0	4,8	1,6	0,9	7,2	8,8	1,17	1,98	75,10	78,25	0,69
- 70	St2	5,1	29,6	40,4	75,1	3,0	4,6	1,3	8,9	16,0	1,91	3,24	79,95	85,11	0,12
- 80	St2	17,6	24,3	43,5	84,9	3,8	1,4	0,6	5,8	9,3	1,76	2,17	88,16	92,08	0,04

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	CaCO ₃	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
-5	0,048	0,35	0,14	0,006	0,008	0,75	0,013	0,05	0,26	7,0	0,41	10YR 6/5	10YR 5/4
-70	0,023	0,47	0,05	0,012	0,012	1,00	0,023	0,048	0,48	7,5	0,30	10YR 5/4	10YR 4/4
-80	0,018	0,60	0,03	0,015	0,028	0,54	0,013	0,067	0,19	8,1	0,37	10YR 6/6	10YR 5/6

Profilnr.: BM1 Lage: Uferbereich am Südrand des Mare von Bèldiabé (Dünenseite)

Bodentyp/Sediment: Fluvial-limnisches Sediment aus umgelagertem Dünensand und limnischer Sedimentation

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 – 55	St2, gelblich-braun mit roten Fe-Flecken und grauen Bleichflecken, feu3, lose,
55 – 70	St3, hell gelblich-braun bis braun, Übergangshorizont, etwas dunkler, toniger, dichter Vf2, feu3, hydromorphe Merkmale (Flecken)
70 – 110	St3, grau-braun, feu3, gefleckt, Vf3
110 – 150	St3, bräunlich-gelb, feu3, Vf2 (Übergangshorizont)
150 – 200	St2 (Dünensand), sehr fahl-braun bis gelblich-braun mit Bleichbahnen, feu3, lose

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
-55	St2	2,5	36,8	48,2	87,6	4,0	0,6	0,7	5,3	7,2	0,91	1,49	87,85	90,25	0,1
-70	St3	2	29,8	46,5	78,4	3,6	0,4	0,7	4,8	16,7	1,70	3,21	84,36	89,27	0,1
-110	St3	2,9	28,9	39,6	71,4	3,2	1,5	1,6	6,3	22,3	2,10	4,37	76,97	83,44	0,12
-150	St3	2,3	33,6	40,8	76,7	4,9	1,7	1,7	8,2	15,1	2,22	2,90	85,45	90,57	0,05
-200	St2	2,3	37,6	48,3	88,2	3,0	0,3	0,6	3,9	7,9	0,79	1,56	87,56	89,91	0,03

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
-55	0,14	0,26	0,53	0,005	0,005	1,00	0,013	0,02	0,59	5,9	10YR 6/4	10YR 4/4
-70	0,05	0,38	0,14	0,007	0,009	0,78	0,021	0,04	0,55	5,8	10YR 6/4	10YR 5/3
-110	0,04	0,34	0,12	0,005	0,007	0,71	0,024	0,04	0,63	5,6	10YR 6/2	10YR 5/2
-150	0,03	0,75	0,04	0,005	0,008	0,63	0,013	0,04	0,29	5,6	10YR 6/6	10YR 6/6
-200	0,02	0,21	0,08	0,003	0,004	0,75	0,006	0,03	0,19	5,8	10YR 7/4	10YR 6/5

Profilnr.: BM4 Lage: Uferbereich am Südrand des Mare von Bèldiabé (Dünenseite)

Bodentyp/Sediment: Dünensand (vergleyt) und fluviales Sediment an der Basis der Mare-Sedimente

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 – 100	Fluvial-limnisches <i>Mare</i> -Sediment (wie BM1)
100 – 140	St2, bräunlich-gelb bis gelblich-braun, gefleckt, feu3, lose
140 – 150	Übergangshorizont St2-S
150 – 240	S (Dünensand), sehr fahl braun bis braun (Bleichung), von 170-175 cm große dunkle Flecken in der sandigen Matrix (Asche?), feu3, lose
240 – 280	St2, Gr1, der Tongehalt nimmt mit der Tiefe zu, sehr fahl braun bis hell gelblich-braun, nass, große Fe-Konkretionen,

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe
100-140	St2	3,6	42,0	40,5	86,1	2,6	0,6	0,1	3,3	10,6	1,45	2,13	85,74	89,33
170-175	S	0,4	15,9	76,9	93,2	1,9	0,9	0,4	3,2	3,6	0,56	1,30	87,84	89,71
240-280	St2	8,7	27,7	49,6	86,1	5,1	0,6	0,3	6,0	8,0	1,37	1,59	81,40	84,36

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
100-140	0,035	0,37	0,10	0,012	0,014	0,86	0,012	0,04	0,28	5,5	10YR 6/6	10YR 5/4
170-175	0,008	0,07	0,12	0,033	0,033	1,00	0,006	0,02	0,27	5,8	10YR 7/3	10YR 5/3
240-280	0,009	0,39	0,02	0,011	0,013	0,85	0,009	0,05	0,2	6,1	10YR 7/5	10YR 6/5

Profilnr.: BM5 Lage: 200m innerhalb des Mare von Bèldiabé am Nordrand des Mare, Übergang zum Glacis -
 14°46'31" N 0°7'35" W

Bodentyp/Sediment: pseudovergleyte, fluvial-limnische *Mare*-Sedimente über fossilem Boden des Glacis

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 – 30	TI, braun bis dunkelbraun mit Fe-Belägen entlang von Wurzelbahnen, bröckelig, feu 2, gut durchwurzelt, geht über in
30 – 50	Lts, fahl-braun bis braun, kleine Mn- und Fe-Konkretionen und Flecken, feu2, Grenze zu
50 – 90	Ts4, helloliv-braun, stark gefleckt (Fe- und Bleichflecken), Vf4, trocken, braust mit HCl, Kalkkonkretionen bis 4 mm Durchmesser, setzt sich fort von
90 – 140	Ts4, Gr2, Quarze bis 4 mm Größe und Kalkkonkretionen, gelb bis bräunlich-gelb, mit kräftig roten Fe-Konkretionen, geht über in
140 - 190	Ts4-St3, von 140-160 cm etwas sandiger, mit dunkel-rostroten Fe-Konkretionen ab 180 cm Saprolit aus Granit

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
- 30	TI	2,0	8,0	12,7	22,7	13,1	9,7	6,5	29,3	48,0	4,91	10,30	48,42	63,63	2,41
- 50	Lts	3,1	12,7	21,6	37,4	7,6	6,6	4,7	18,9	43,8	4,30	8,29	70,17	82,76	0,55
- 90	Ts4	3,8	19,4	31,8	55,1	6,8	3,8	3,2	13,8	31,2	3,45	5,31	73,79	82,55	0,17
- 140	Ts4	6,6	21,7	32,8	61,2	6,4	4,2	3,2	13,8	25,0	3,50	5,19	67,28	75,97	-

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
-30	0,525	1,14	0,46	0,019	0,022	0,86	0,052	0,11	0,48	4,0	10YR 5/3	10YR 4/3
-50	0,135	1,06	0,13	0,016	0,021	0,76	0,038	0,09	0,44	5,4	10YR 6/3	10YR 5/3
-90	0,086	0,90	0,10	0,017	0,021	0,81	0,03	0,07	0,43	7,3	2.5Y 5/3	2.5Y 4/3
-140	0,067	1,27	0,05	0,004	0,015	0,27	0,019	0,1	0,19	8,1	10YR 7/6	10YR 6/6

Profilnr.: DM1 Lage: Innerhalb des Mare von Darkoy am Nordrand des Mare (Ufernähe)

Bodentyp/Sediment: Fluvial-limnisches *Mare*-Sediment aus umgelagertem Dünensand und limnischem Ton über Dünensand

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 – 20	SI2, fahl-braun bis braun, Vf2, durchwurzelt, schwache hydromorphe Merkmale, fließender Übergang zu
25 – 50	St2, hell gelblich braun bis braun (etwas rötlich), Vf2-3, Fe-Flecken und Konkretionen, graue senkrechte Schlieren in der Grundfarbe, geht über in
70 – 90	St2, fahl braun bis braun (Bleichung)
100 – 170	S, sehr fahl braun, zunächst gebleichter dann braun-grauer Sand (mittelsandig), ab 120 cm nass

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
-20	SI2	4,4	37,7	45,6	87,7	5,4	1,2	0	6,6	5,7	0,78	1,46	90,71	92,95	0,29
25-50	St2	2,2	32,7	48,3	83,2	5,0	0,9	0,9	6,7	10,1	1,26	2,15	87,62	91,03	0,12
70-90	St2	1,9	28,4	49,7	80,0	4,3	1,3	0,7	6,4	13,6	1,53	2,92	74,66	79,11	0,22
100-170	S	1,1	47,1	45,4	93,6	2,2	0,4	0,1	2,7	3,8	0,45	1,12	71,58	73,14	0,03

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
- 20	0,07	0,11	0,62	0,001	0,002	0,50	0,01	0,02	0,44	4,5	10YR 6/3	10YR 5/3
25-50	0,11	0,27	0,39	0,003	0,003	1,00	0,014	0,02	0,66	5,9	10YR 6/4	10YR 4/3
70-90	0,04	0,28	0,14	0,003	0,004	0,75	0,014	0,02	0,64	5,9	10YR 6/3	10YR 5/3
100-170	0,01	0,06	0,16	0,001	0,002	0,50	0,007	0,02	0,39	6,2	10YR 7/3	10YR 5/3

Profilnr.: DM2 Lage: (ca. 30-40m) innerhalb des Mare von Darkoy am Nordrand des Mare (Ufernähe)

Bodentyp/Sediment: limnisches Sediment aus umgelagertem Dünensand und limnischem Ton über fluvialen Sand und Dünensand

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 - 15	St3-SI3, braun-grau, bröckelig, Pflanzenreste, trocken, lose
15 - 20	SI2, fahl-braun bis grau, Fe-Bahnen entlang von Wurzeln, feucht, Vf3
20 - 90	St3, braun bis grau, stark rostrot und grau gefleckt, feu2, Vf3
90 - 140	S, sehr fahl braun, hydromorph gefleckt, mit der Tiefe zunehmender Sandgehalt, deutliche Grenze zu
140 - 170	St2-S, gebleicht, lose, feu3, Übergangshorizont zu
170 - 270	S, hell-gelblich, gebleicht, lose, feucht, mit Fe-Flecken und Mn-Flecken, durchsetzt von gelben Linsen aus St2
270 - 300	S, nasser (Fließgrenze) sehr fahl-brauner Sand, aktueller Grundwasserspiegel bei 270 cm

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe
15-20	SI2	1,7	32,9	47,5	82,1	5,6	2,2	2,1	9,9	8,0	1,18	1,76	86,16	89,10
20-90	St3	1,2	24,2	44,3	69,7	6,3	2,8	1,5	10,5	19,8	2,48	3,71	74,60	80,79
90-140	S	8,2	40,5	45,9	94,5	2,5	0	0,6	3,0	2,5	0,31	0,89	87,56	88,77
270-300	S	0,2	34,5	59,9	94,7	1,0	0,2	0,1	1,3	4,0	0,46	1,13	92,42	94,01

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
15-20	0,15	0,21	0,72	0,002	0,003	0,67	0,015	0,02	0,75	3,4	10YR 6/3	10YR 4/2
20-90	0,03	0,49	0,05	0,006	0,007	0,86	0,02	0,04	0,45	5,9	10YR 5/3	10YR 4/2
90-140	0,004	0,02	0,17	0	0,001	0,00	0,002	0,02	0,14	6,4	10YR 7.5/3	10YR 6/3
270-300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,5	10YR 7/4	10YR 6/4

Profilnr.: DM4 Lage: Innerhalb des Mare von Darkoy am Nordrand des Mare (Ufernähe), am Rand des Sandwellenreliefs - 14°42'26" N 0°3'59" W

Bodentyp/Sediment: fluvial-limnische Mare-Sedimente über fluvialen Sanden

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 - 10	Sandwellenrelief, S, Gr1, fahl braun bis braun, trocken, Vf1-2,
10 - 70	Ts4, hell oliv-braun, rostfleckig, Vf3, feucht, deutliche Grenze zu
70 - 90	St2, hell gelblich braun bis gelblich braun, rostfleckig, Vf2, ab 90 cm sehr feucht, setzt sich fort bis 130 cm, zunehmend gelber
130 - 150	St2, bräunlich gelb bis gelblich braun, stark rost- und bleichfleckig, abnehmender Tongehalt mit der Tiefe, deutliche Grenze zu
150 - 180	SI3, hell gelblich braun bis hell oliv-braun, stark hydromorph gefleckt, kalkhaltig

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
0-10	S	7,8	42,2	42,2	92,1	4,5	0,8	0,4	5,7	2,2	0,60	0,54	85,98	87,13	0,12
10-70	Ts4	2,8	28,5	29,5	60,8	5,7	2,7	2,4	10,8	28,4	4,66	4,83	74,14	83,63	0,16
70-90	St2	2,2	45,7	35,9	83,8	2,6	1,3	0,9	4,8	11,5	1,89	2,12	81,17	85,18	0,05
130-150	St2	10,8	44,3	29,7	84,9	4,0	0,4	1,6	6,0	9,2	1,83	1,85	75,10	78,79	0,03
150-180	SI3	8,0	36,0	28,8	72,7	8,7	5,6	3,5	17,7	9,6	2,65	2,67	72,13	77,44	0,05

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	CaCO ₃	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
0-10	0,03	0,06	0,38	0,001	0,001	1,00	0,003	0,02	0,14	6,9	0,17	10YR 7/3	10YR 5/3
10-70	0,05	0,05	0,88	0,025	0,027	0,93	0,037	0,08	0,45	6,5	0,30	2.5Y 5/4	2.5Y 4/4
70-90	0,02	0,50	0,04	0,004	0,006	0,67	0,012	0,05	0,25	7,0	0,07	10YR 6/5	10YR 5/5
130-150	0,02	0,72	0,03	0,002	0,006	0,33	0,013	0,04	0,32	7,6	0,32	10YR 6/6	10YR 5/6
150-180	0,21	0,38	0,54	0,006	0,008	0,75	0,006	0,02	0,99	8,0	1,38	2.5Y 6/3	2.5Y 5/3

Profilnr.: KOM3 Lage: Mare de Kouyera – Nordrand des Mare
 14°38'38" N 0°5'07" W

Bodentyp/Sediment: fluvial-limnisches Mare-Sediment mit hohem Anteil umgelagerter Dünensande

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 - 10	Lts, mit Pflanzenresten, hell bräunlich-grau, feu2, geht über in
10 - 80	SI2, bräunlich-gelb, feu2, Bleichflecken, deutliche Grenze zu
80 - 130	St3, braun, deutliche Grenze zu
130 - 160	S, feu4, gebleicht, geht über in
160 - 180	St2, gebleicht, fleckig, feu4

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
- 10	Lts	0,2	18,1	23,9	42,2	15,3	7,6	3,2	26,0	31,8	2,68	6,22	61,33	70,23	2,02
- 80	SI2	0,5	42,0	44,8	87,4	3,22	1,5	0,6	5,3	7,3	1,14	1,54	84,41	87,09	0,09
- 130	St3	0,7	40,6	39,0	80,3	2,42	1,0	1,0	4,4	15,4	1,30	3,71	87,51	92,52	0,09
- 160	S	0,1	48,4	45,4	93,8	0,7	0,4	0,1	1,3	4,9	0,42	1,29	85,52	87,23	-
- 180	St2	0,04	50,8	37,4	88,3	0,71	0,4	0,6	1,7	10,0	0,91	2,59	75,26	78,75	-

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
- 10	0,282	0,50	0,57	0,004	0,005	0,80	0,051	0,09	0,58	3,7	10YR 6/2	10YR 4/2
- 80	0,048	0,36	0,13	0,002	0,003	0,67	0,006	0,05	0,13	4,8	10YR 6/6	10YR 4/6
- 130	0,019	0,23	0,08	0,007	0,007	1,00	0,02	0,05	0,44	5,7	10YR 5/3	10YR 4/2
- 160	0,008	0,05	0,17	0,001	0,002	0,50	0,005	0,02	0,3	6,0	10YR 7/4	10YR 6/3
- 180	0,012	0,14	0,08	0,003	0,003	1,00	0,013	0,04	0,33	5,5	10YR 6/4	10YR 5/4

Profilnr.: KOM4 Lage: Mare de Kouyera – Nordrand

Bodentyp/Sediment: fluvial-limnisches Mare-Sediment

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 - 15	Lts, braun, mit vielen Pflanzenresten, feu2, Fe-Ausfällungen entlang von Wurzelbahnen
15 - 20	gefleckter Übergangshorizont zu
20 - 40	St2, Gr1, gelblich-braun, gebleicht, deutliche Grenze zu
40 - 80/160	St3, grau-braun, Fe- und Mn-Konkretionen und Flecken, setzt sich fort bis 160 cm
160 - 180	St2, gelb (gebleicht), Dünensand

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
- 15	Lts	1,4	24,8	31,7	57,9	10,7	3,7	2,07	16,5	25,6	-	-	-	-	1,33
- 40	St2	1,4	37,9	35,3	74,7	5,9	1,6	1,4	8,9	16,4	1,85	3,36	82,02	87,24	0,19
- 80	St3	0,5	42,0	32,8	75,3	3,0	1,2	1,2	5,5	19,2	1,76	4,11	81,63	87,49	0,13

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
- 15	0,242	0,70	0,35	0,003	0,006	0,55	-	-	-	-	10YR 5/3	-
- 40	0,029	0,50	0,06	0,005	0,007	0,38	0,017	0,048	0,35	6,9	10YR 5/4	10YR 4/4
- 80	0,023	0,15	0,16	0,003	0,005	0,60	0,027	0,042	0,64	8,0	2.5Y 5/3	2.5Y 4/3

Profilnr.: SM1 Lage: Mare de Soum, Nordrand - 14°47'19" N 1°5'07" W

Bodentyp/Sediment: Vertisol (vergleyt) aus fluvial-limnischem *Mare*-Sediment

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 – 70	Tl, graubraun, feu2, 0-25 mit Pflanzenresten, bröckelig, Fe-Ausscheidung entlang von Wurzelbahnen
70 – 90	Ts2, oliv, Kalkkonkretionen bis 6 mm Größe
90 - 170	setzt sich fort bis 170, ab 150 Kalkkonkretionen und kleine Fe-Konkretionen
170 - 200	Ts2, graubraun, trockener, fester, dichter

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
- 70	Tl	1,3	8,7	14,7	24,7	8,8	4,0	2,9	15,7	59,6	4,08	11,57	58,03	73,69	3,0
- 90	Ts2	1,2	6,7	15,3	23,1	8,1	3,2	2,5	13,8	63,1	4,23	12,26	59,76	76,25	0,5
- 200	Ts2	1,4	7,5	14,0	22,8	7,7	3,8	2,1	13,5	63,7	4,55	12,65	56,91	74,11	0,4

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
-70	0,27	1,25	0,22	0,003	0,005	0,6	0,083	0,17	0,5	5,1	2.5Y 5/3	2.5Y 4/3
-90	0,04	1,43	0,03	0,002	0,004	0,5	0,092	0,18	0,53	7,5	5Y 5/3	5Y 4/3
-200	0,04	1,48	0,03	0,002	0,005	0,4	0,083	0,18	0,46	7,5	2.5Y 5/3	2.5Y 4/3

Profilnr.: SM4 Lage: Mare de Soum, Südrand - 14°46'46" N 1°5'05" W

Bodentyp/Sediment: Fluvial-limnisches Mare-Sediment

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 - 100	Ts2, Gr1, hell oliv-braun, Fe-Konkretionen, setzt sich fort
150 - 175	Ts2, Gr1, hell oliv-braun, Mn- und Fe-Konkretionen
175 - 200	Ts2, hell gelblich-braun (gefleckt)

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
100	Ts2	3,9	15,7	20,3	40,0	5,4	2,4	2,1	9,9	50,1	4,42	10,43	69,80	84,65	0,25
150-175	Ts2	3,2	13,8	21,0	38,0	6,8	2,1	1,7	10,6	51,4	4,42	10,13	69,15	83,71	0,32
175-200	Ts2	4,5	14,5	20,6	39,6	6,7	2,7	1,8	11,2	47,7	4,58	9,77	63,36	77,71	0,20

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
100	0,037	1,88	0,02	0,011	0,014	0,79	0,059	0,19	0,31	7,1	2.5Y 5/4	2.5Y 4/4
150-175	0,047	1,86	0,03	0,006	0,01	0,60	0,064	0,19	0,34	7,0	2.5Y 5/4	2.5Y 4/4
175-200	0,044	1,80	0,02	0,01	0,013	0,77	0,054	0,16	0,33	6,9	2.5Y 6/4	2.5Y 5/4

Profilnr.: MEM3 Lage: Mare de Ménégou - Uferbereich

Bodentyp/Sediment: Wechsellagerung fluvial-limnischer Sedimente und Dünensand (pseudovergleyt)

Tiefe (cm)	Beschreibung
0 – 15	Lts, graubraun, Vf1, Fe-Ausfällung entlang von feinen Wurzelbahnen, humos, Grenze zu
15 – 55	Sl4, mit tonigeren und sandigeren Einschaltungen, graubraun, an der Basis (45-55) Vf3, mit gelb-braunen Fe-Streifen
55 – 90	St3, oxidiert, hydromorph, Bleich- und Rostflecken, Mn-Konkretionen, Vf3-4, geht über in
ab 110	St2, gelb, Fe-Flecken

cm	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Summe	org -S
- 15	Lts	1,0	12,4	31,9	45,3	12,6	6,9	3,9	23,3	31,4	2,36	5,79	55,56	63,71	2,37
- 55	Sl4	1,0	21,1	50,1	72,2	8,7	2,8	2,7	14,1	13,7	1,24	2,48	82,11	85,83	0,62
- 90	St3	1,2	22,5	51,2	74,8	5,0	0,8	0,1	6,0	19,2	1,57	4,02	83,86	89,44	0,12

cm	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Al _o	Al _D	Al _{o/D}	pH	Farbe (trocken)	Farbe (feucht)
- 15	0,359	0,61	0,59	0,002	0,004	0,50	0,058	0,092	0,63	3,8	2.5Y 5/3	2.5Y 4/3
- 55	0,143	0,38	0,38	0,002	0,003	0,67	0,024	0,046	0,52	4,2	2.5Y 5/3	2.5Y 4/3
- 90	0,022	0,40	0,05	0,006	0,009	0,67	0,023	0,056	0,41	5,5	10YR 6/6	10YR 5/6

YOM1 Analysenergebnisse der oberflächennahen Sedimente des Transekts ‚Düne Yomboli‘													
Nr.	BArt	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	org -S	CaCO ₃	Farbe (trocken)
Y2	St2	1,4	34,3	46,8	82,5	3,9	1,4	1,5	6,8	10,8	0,41	0,89	10YR 5/3
Y4	S	0,04	41,5	53,2	94,8	1,1	0,2	0,1	1,5	3,8	0,13	0,13	7.5YR 5/5
Y5	St2	0,8	43,1	43,7	87,6	6,0	0,5	0,6	7,1	5,3	0,13	0,08	7.5YR 5/3
Y6b	St2	12,1	27,7	46,7	86,5	5,5	1,5	0,6	7,6	5,9	0,08	0,13	5YR 6/5

Nr.	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	H-Wert	S-Wert	V-wert	T – err.
Y2	0,01	0,20	0,04	0,011	0,011	0,96	0,05	0,77	1,03	4,8	0,0	6,65	100	6,65
Y4	0,015	0,27	0,05	0,003	0,005	0,61	0,02	0,11	0,33	1,0	0,5	1,44	74,2	1,93
Y5	0,05	0,22	0,24	0,002	0,002	0,75	0,05	0,86	1,86	3,0	0,5	5,74	92,0	6,24
Y6b	0,017	0,36	0,05	0,003	0,006	0,60	0,02	0,25	0,57	1,56	0,0	2,42	100	2,42

YAK Analysenergebnisse der oberflächennahen Sedimente des Transekts ‚Düne Yakouta													
Nr.	BArt	gS	gmS	fmS	gfS	ffS	gU	mU	fU	T	org -S	pH	Farbe (trocken)
YA1	Sl3	3,1	5,7	16,1	28,6	19,8	10,1	3,2	2,3	11,2	0,4	5,3	10YR 5/4
YA2	Sl3	4,8	8,3	13,1	24,3	22,5	8,6	6,1	1,9	10,5	0,49	5,0	10YR 5/4
YA3	St2	1,4	10,8	17,1	35,8	22,7	3,7	0,5	0,6	7,4	0,13	5,1	5YR 5/6
YA4	S	0,3	8,2	29,1	41,1	16,1	2,4	0,3	0,6	1,9	0,07	4,4	7.5YR 6/6
YA6	St2	1,9	7,4	27,8	26,4	17,1	4,7	0,9	0,4	13,4	0,12	4,5	7.5YR 5/8

Nr.	Fe _o	Fe _D	Fe _{o/D}	Mn _o	Mn _D	Mn _{o/D}	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	H-Wert	S-Wert	V-wert	T – err.
YA1	0,01	0,42	0,1	0,01	0,01	0,59	0,1	0,22	1,96	3,86	2,0	6,15	75,5	8,15
YA2	0,04	0,44	0,1	0,01	0,02	0,8	0,03	0,22	1,7	3,8	2,0	5,76	74,2	7,76
YA3	0,04	0,41	0,02	0,0	0,01	0,56	0,01	0,06	1,19	1,99	1,5	3,25	68,4	4,74
YA4	0,01	0,26	0,02	0,0	0,0	0,44	0,03	0,03	0,11	0,25	1,5	0,42	21,7	1,91
YA6	0,01	0,59	0,02	0,0	0,0	0,44	0,02	0,16	1,14	1,62	2,0	2,94	59,5	4,94

Profilnr.: MG 1		Lage: Gullyaufschluss im Mittelhang. Dünenordhang östlich Ménégo. 14°22'12,5''N 0°17'6''W															
Bodentyp/Sediment: Rinnenfüllung aus Dünensand																	
Tiefe (cm)	Horizont	Beschreibung															
Bänderung	-	fSms, rötlich-gelb (7.5YR 6/5) etwas röter															
0 – 80	M	fS, rötlich-gelb (7.5YR 6/5), ab 40/50 cm feu2, durchwurzelt, zahlreiche kleine Tiergänge von grabenden Insekten															
cm	BArt	gS	gmS	fmS	mS	gfS	ffS	fS	gU	mU	fU	T	Fe _o	Fe _D	Mn _o	Mn _D	org-S
Bänder	fSms	0,1	-	-	22,2	-	-	70	3,3	0,5	0,4	4,0	0,01	0,59	0,002	0,009	0,14
0-80	fS	0,0	1,0	16,1	17,1	58,2	20,6	78,9	1,2	0,4	0	2,3	0,01	0,4	0,001	0,008	0,14

Anhang B – Legende zur grafischen Darstellung der Boden- und Sedimentprofile

Lithologie

Textur und Gestein

	Sand (mittelsandig)		St3, Ts4, Sl3		Grus, Pisolith
	Sand (feinsandig)		Ton		Saprolit
	schwach toniger Sand		TI - Lts		Lateritkruste

Pedo- und Morphofazies

	Nassbleichung		Feinschichtung		Keramik
	Fe- Flecken/Konkretionen		Durchwurzelung (mittel-stark)		Quarzsplinter Abschläge
	Kalkkonkretionen		Schichtgrenze		Holzkohle
	Bodenbearbeitung (Ap)		Bodenkruste		Artefakte (oberflächlich)

Die Bodenfarben sind in einigen Catenen durch hinterlegte Grauwerte in den Profilsulen angedeutet: helle Grauwerte für hellbraune bis fahle Oberböden und gelbe bis gebleichte Unterböden, mittlere Grauwerte für rötlich-gelbe und rötlich-braune Bodenfarben sowie dunkle Grauwerte für braune und dunkelbraune Böden und Sedimente.

Landnutzung / Vegetation

 Beweidung, degradierte Grassavanne
mit *Leptadenia pyrotechnica*

 Feldbau (Hirse)

 OSL - Datierung

Anhang C – Fotografien



Foto 1 Rumpfflächen-Inselberglandschaft in NE-Burkina Faso. Im Vordergrund, auf dem Sand bedeckten Glacis, wird Hirse angebaut. Der Quarzit-Inselberg in der Bildmitte ist am Top verebnet und trägt Reste einer Lateritkruste.



Foto 2 Wellig reliefiertes Dünentop mit lückiger Decke annueller Gräser. Im Bildhintergrund schließt sich der verflachte Altdünenabschnitt mit Hirsefeldern und Nutzbäumen an (Kulturbaumpark).



Foto 3 Nordabdachung eines Altdünenzugs (Dünnordhang). Der Hang wird feldbaulich genutzt. Die Lage der Siedlung am Oberhang in der Nähe einer Wasserstelle (Vordergrund) ist charakteristisch für aktuelle und historische Siedlungen.



Foto 4 Siedlungshügel eines eisenzeitlichen Siedlungsareals am nördlichen Rand des Dünentop. Die vegetationsfreien Hügel sind von einer dichten Streu aus Pisolithen und Keramikscherben bedeckt.



Foto 5 Gully-Erosion im Bereich des Mittelhangs, Dünennordhang bei Ménégon. Die erosionsmindernde Hecke aus *Euphorbia balsamifera* (rechte Bildhälfte) ist im Bereich des Gully zerstört. Die Rinne ist dort in ältere Kolluvien vom Oberhang eingeschnitten (Maßstab am rechten Bildrand).



Foto 6 Gully-Erosion im Dünennordhang. Die Abtragung erfolgt aktuell an Prallhängen der verfestigten B-Horizonte der gekappten Chromic Arenosols. Nach Unterspülung brechen die oberen Partien des Solums nach.

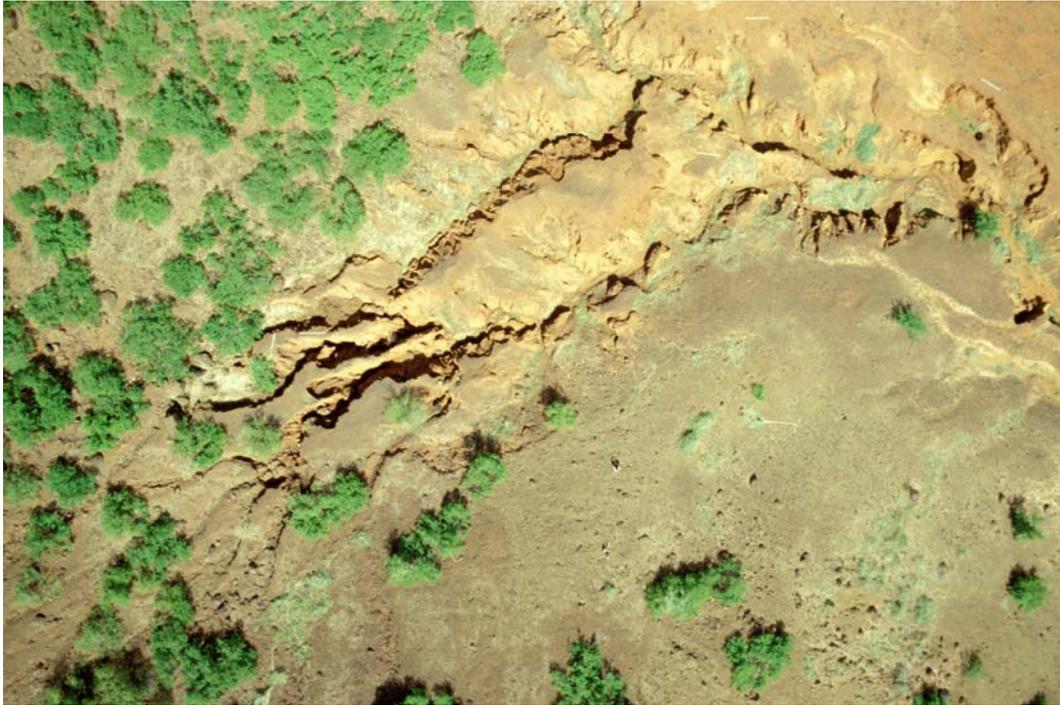


Foto 7 Äolische Sandrampe in einer weit zurückgreifenden Bucht an einem Laterit-Tafelberg (Montagne de Gangaol). Die vegetationsfreie Sandrampe ist von einem verzweigten Gully-System zerschnitten. Die aktuellen *headcuts* sind bereits im pisolithreichen Hangschutt des Tafelbergs ausgebildet (ausgelegte Maßstäbe = 2 m).

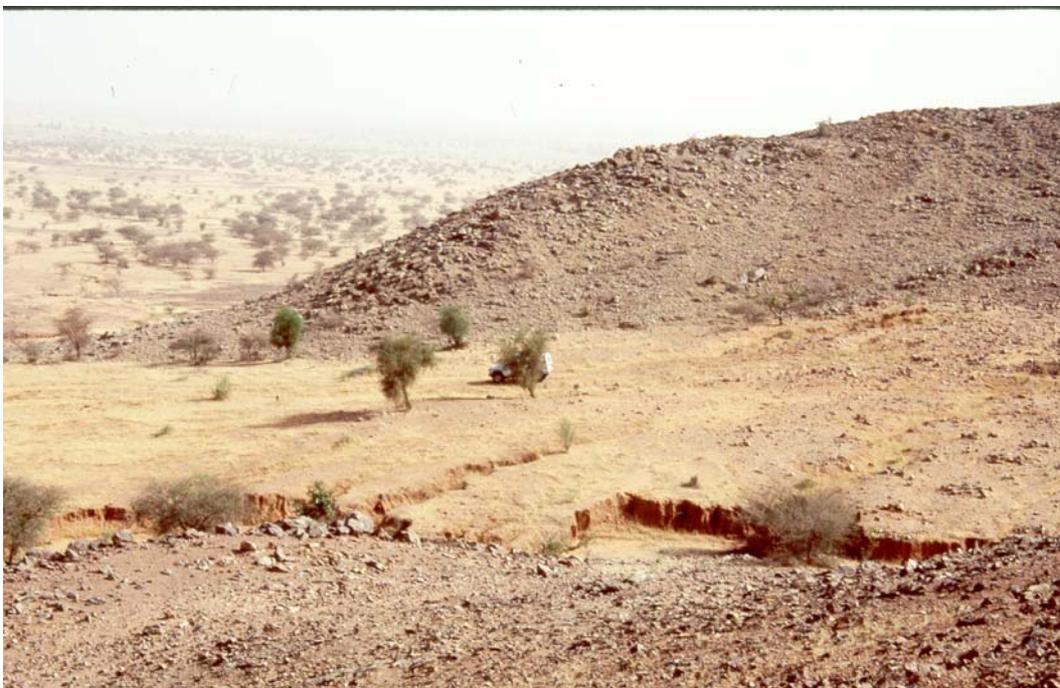


Foto 8 Äolische Sandrampe an den Collines de Gagara, einem quarzitischem Inselberg. Zwischen Inselberghang und Sandrampe hat sich ein Gully eingeschnitten. Seitliche Rinnen greifen rückschreitend in die Sandrampe hinein.



Foto 9 Gully-Erosion in dem eisenzeitlichen Siedlungsareal Oursi II. Charakteristische Oberflächen im Einzugsgebiet des Gully sind die keramik- und grusreichen Siedlungshügel (Bildmitte rechts) und die grasbestandenen, sandig-lehmigen Areale dazwischen (Bildhintergrund, oberhalb der *headcuts*). Im Inneren der Gullies besteht ein komplexes Muster aus Abflussbahnen, Spülflächen (Rampen) und Inselresten.



Foto 10 Typische Oberfläche eines *Mare* nach dem Zurückweichen des Wasserspiegels im Laufe der Trockenzeit: Die Seebodenvegetation ist abgefressen und das oberflächennahe Sediment ist durch Viehtritt stark reliefiert. In geringfügig tieferen Bereichen bestehen noch Restwasserflächen mit frischer Vegetation. Die leicht erhöht stehenden Bäume im Bildhintergrund markieren den Uferbereich des *Mare*.



Foto 11 Zweischichtprofil: Decksediment aus subrezentem Abtrag auf den Glacis über älterem Vertisol in einem *Bas-fond* (südlicher Zufluss zum Mare de Kissi).



Foto 12 Kurzfristiges Starkwindereignis: Einem Gewitter vorausseilender Sand- und Staubsturm zu Beginn der Regenzeit. Im Inneren der Böenwalze führt die hohe äolische Sedimentkonzentration zu einer Verringerung der bodennahen Sichtweite auf etwa 20 m.



Foto 13 Schluffiges Sediment aus überwiegend nasser Deposition in einer kleinen Vertiefung auf einem Inselberg. Im Sediment hat sich eine vesikuläre Bodenkruste gebildet (Spachtelbreite = 4 cm).



Foto 14 Großflächige Überschwemmung in flachen Senken auf einem Glacis nach einem Niederschlag aufgrund der sehr geringen Infiltrationskapazität der dichten *sols halomorphes* (Haplic Solonetz). Geringfügig erhöhte Flächen ragen als flache Inseln aus der überstauten Fläche heraus.



Foto 15 Äolisch aktiver Altdünenabschnitt bei Oursi mit Rippel bedeckten Luvhängen und Rutschhängen im Lee. Die aktiven Dünen erstrecken sich bis zur Siedlung. Südlich davon schließt sich das Mare d'Oursi an (hellgrüner Streifen im Bildhintergrund).



Foto 16 Äolische Akkumulation am Fuß verbissener Gehölze (vorwiegend *Balanites aegyptiaca*) auf dem sandbedeckten Glacis unmittelbar nördlich eines Dünenzugs. Am Stamm größerer Bäume, ohne bodennahes Geäst findet keine Akkumulation statt (Bildhintergrund).



Foto 17 Deflationsform am Top einer Sekundärdüne auf dem Dünenzug bei Kissi. Auf der freigewehten Fläche wachsen nur noch wenige Exemplare des Degradationszeigers *Cenchrus biflorus*. Auch oberhalb des deflatierten Bereichs weisen *Leptadenia pyrotechnica*, *Calotropis procera* und *Cenchrus biflorus* auf starke Übernutzung des Dünentop.

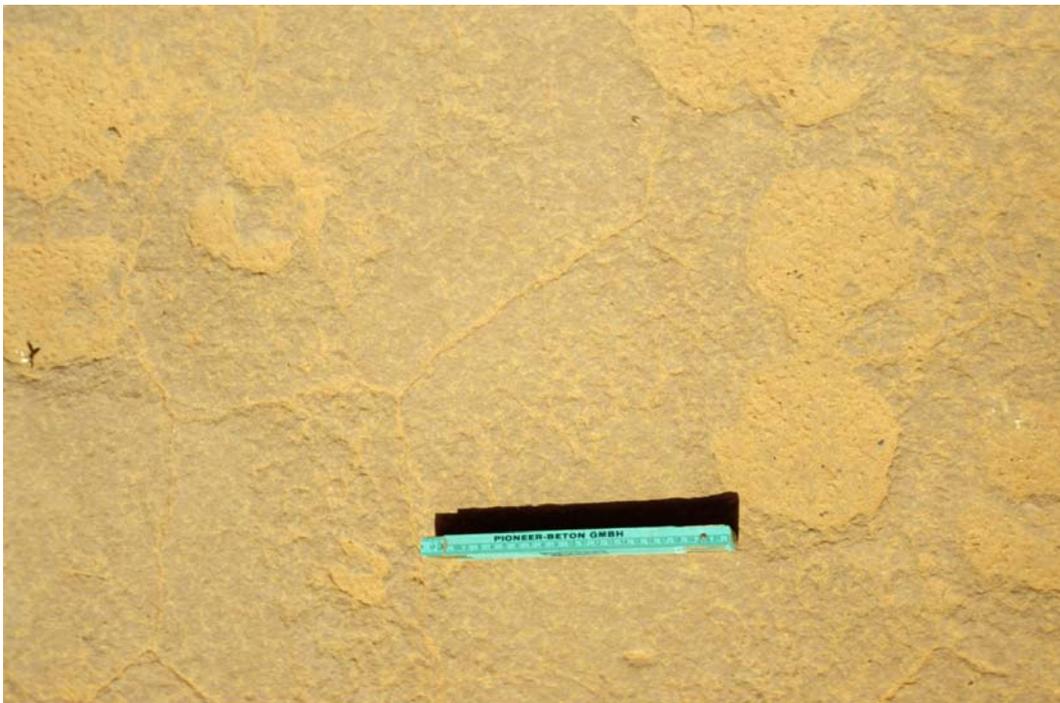


Foto 18 Aufgeweichte und durch Viehtritt zerstörte und nachfolgend wieder verfestigte Bodenkruste (Rissbildung) über einem anstehenden Bvt-Horizont eines gekappten Luvic-Chromic Arenosol (Dünennordhang).



Foto 19 Gully-Erosion auf dem Glacis bei Gorom Gorom. Die von frischem Gras bewachsenen Sackungspolyeder sind nach Unterspülung und Dispergierung des Unterbodens nachgebrochen, wurden aber nicht mehr abtransportiert. Die Brücke in der Bildmitte (rechts) ist eine Reliktform vorangegangener *piping*-Prozesse.



Foto 20 Sackungspolyeder und beginnende Rinnenbildung am Rand des Gully bei Gorom Gorom (Juli 2000). Nach Ausspülung des Unterbodens bricht der Oberboden entlang der Gefügegrenzen nach. Am Ende der Regenzeit waren die Bodenpolyeder abgetragen und eine mehrere Dezimeter breite Rinne entstanden.



Foto 21 Betonierte Straßenfurt (*Radier*) durch den Gorouol bei Saouga mit regenzeitlichem Trockenwetterabfluss (Juli 1998).

Anhang D – Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

Allgemein übliche Abkürzungen der deutschen Schriftsprache (Duden) und des metrischen Längensystems werden nicht wiedergegeben.

a	Jahr/Jahre	mdl. Mitt.	mündliche Mitteilung
Bl.	Blatt	mittl.	mittel, mittlere
BP	<i>before present</i>	mmN/a	mittlerer Jahresniederschlag
cal. BP	kalibrierte ¹⁴ C-Alter		in Millimeter
DL	Effektive Dosisleistung	n.b.	nicht bestimmt
dkl.	dunkel	OSL	Optisch-Stimulierte-
dpi	<i>dots per inch</i>		Lumineszenz
ED	Äquivalenzdosis	p.a.	pro Jahr
Ew	Einwohner	Rep.	Republik
Fa.	Firma	rötl.	rötlich
frz.	französisch	SFB	Sonderforschungsbereich
Ga	Milliarden Jahre	TL	Thermolumineszenz
gelbl.	gelblich	v. H.	vor heute (bei OSL-Altern: Bezugsjahr 1999)
Gew.-%	Gewichtsprozent	Vol.-%	Volumenprozent
GIS	Geographisches Informationssystem		
GOF	Geländeoberfläche		
GPS	Global Positioning System		
Gy	Gray (absorbierte Energie- dosis von 1 Joule in 1 kg Masse)		
hellbr.	hellbraun		
ITCZ	Innertropische Konver- genzzone		
ka	Tausend Jahre		
Konkr.	Konkretionen		
LSA	Later Stone Age		
LGM	Late Gacial Maximum		
m ü. M.	Meter über dem Meeresspiegel		

Zusammenfassung

In der semiariden Sahelzone NE-Burkina Faso wurden Untersuchungen zur Boden- und Reliefentwicklung seit dem letztkaltzeitlichen Maximum im Spätpleistozän und zur aktuellen Geomorphodynamik durchgeführt. Zum Einsatz kamen konventionelle physisch-geographische Methoden zur Erkundung des oberflächennahen Untergrunds sowie experimentelle Feldmethoden (Beregnungs- und Infiltrationsversuche) und Luftbildauswertungen. Exemplarisch wurden zur Altersstellung des Altdünenreliefs OSL-Datierungen an Dünenanden vorgenommen. Der (natur)räumliche Schwerpunkt der Untersuchungen liegt auf der Altdünenlandschaft und den angrenzenden endorheischen Becken, da diese die einzigen Landschaftseinheiten mit rein spätquartärer Relief- und Bodengenese in der Region sind. Beide sind zudem für die Landnutzung und Wasserversorgung in der Region von herausragender Bedeutung, was ausweislich archäologischer Befunde auch für die frühen Siedlungsperioden galt.

Die wichtigsten Fragestellungen sind (1) die Reliefentwicklung und Altersstellung des in der Literatur häufig als *erg récent* bezeichneten Sekundärdünenreliefs auf dem Dünentop der spätpleistozänen Altdünenzüge, (2) die jüngere Relief- und Bodenentwicklung der Altdünenlandschaft, vor allem der Dünennordhänge, vor dem Hintergrund der etwa zweitausendjährigen Nutzungsgeschichte (Hirsefeldbau und Viehzucht) in Bereichen dieser Landschaftseinheiten, und (3) die qualitative und quantitative Erfassung der aktuellen, denudativen und linearerosiven Prozesse, vorwiegend auf den Altdünen, in Abhängigkeit von Substrat, Oberflächenzustand und Nutzung.

Ausweislich der OSL-Datierungsergebnisse von $19,6 \pm 1,1$ ka und $23,8 \pm 1,6$ ka v. H. fand die Akkumulation der Sande der Sekundärdünen auf den Dünenzügen während der spätpleistozänen ariden Periode (Ogolien) statt. Gleiches gilt für die äolischen Liegendsedimente der Nordabdachungen der Dünenzüge ($21,9 \pm 2,1$ ka und $23,2 \pm 2,1$ ka v. H.). Unter Einbeziehung früherer Untersuchungen (ALBERT *et al.* 1997) ergibt sich daraus, dass sowohl die makroskaligen Dünenzüge an sich als auch ihr asymmetrisches Relief im N-S-Profil bereits während des Ogolien angelegt wurden. Die Ergebnisse sind insofern einschränkend zu bewerten, als ein weiteres OSL-Alter vom Dünentop mit $40,4 \pm 2,9$ ka v. H. weder geomorphologisch erklärbar ist noch auf einen methodischen Fehler zurückgeführt werden kann. Die oben postulierte Altersstellung ist demnach statistisch nicht abgesichert.

Die holozäne Landschaftsentwicklung in NE-Burkina Faso ist durch intensive Bodenbildung in den Altdünen und durch den Beginn der fluvial-limnischen Sedimentation in den Endseen (*Mares*) der endorheischen Becken gekennzeichnet. Denudative (partielle) Verflachung der Altdünenzüge zu Beginn und während geomorphologisch aktiverer Zeiten der holozänen Feuchtperiode wird in Analogie zu Beobachtungen der aktuellen Morphodynamik der Dünenzüge angenommen, kann aber im Gelände nicht nachgewiesen werden. Der häufig in der Literatur genannte aride Einschnitt um 8,2 ka v. H. kann im Altdünenrelief bislang nicht nachgewiesen werden: weder konnten äolische Sedimente dieses Alters datiert werden, noch wurden flächenhaft fossile Bodenhorizonte gefunden, die eine Trennung in frühholozäne und mittelholozäne Dünenböden erlaubten. Vielmehr deuten die Untersuchungsergebnisse zur Verbreitung der typischen Bodentypen der Altdünenlandschaft (Cambic bis Luvic-Chromic Arenosols)

sols, über dichtem Untergrund auch Gleyic und Stagnic Arenosols) auf standörtlich unterschiedliche Bodenbildungsintensitäten und –prozesse in Abhängigkeit von Wasserhaushalt und geomorphodynamischer Beeinflussung hin. Auch in den Sedimenten der *Mares* gibt es keine Hinweise, die auf eine aride Unterbrechung der holozänen Feuchtzeit hindeuten.

Die jüngere holozäne Landschaftsgeschichte der Altdünen und zunehmend der ganzen Region ist mehr und mehr durch Siedlung und Landnutzung beeinflusst. Die frühen Jäger- und Sammlergemeinschaften, die etwa ab 2000 v. Chr. in Erscheinung treten, bevorzugten bereits die Altdünen als Siedlungsplatz. Zwar konnte mit zwei OSL-Datierungen von $4,5 \pm 0,2$ ka und $4,7 \pm 0,8$ ka v. H. lokal Sedimentumlagerung im Zusammenhang mit *Later Stone Age*-Aktivitäten nachgewiesen werden, für weiträumige Reliefveränderungen durch anthropogen induzierte Bodenerosion fehlen indessen die Hinweise.

Der Beginn der Kulturlandschaftsentwicklung hat mit der als eisenzeitliche Siedlungsperiode benannten Siedlungs- und Nutzungsweise begonnen. Kennzeichnend für diese, von der Zeitenwende bis zum 15. Jh. dauernden Epoche, sind ausgedehnte Siedlungsareale (Siedlungshügel) entlang der Altdünenzüge und der Nachweis des verbreiteten Hirseanbaus auf den sandigen Böden. Degradierete Dünenböden auf den ehemaligen Feldflächen und mehrschichtige Kolluvien auf den Dünenhängen und im Hangfußbereich, stellenweise flächenhafte Bodendegradation in der Umgebung der alten Siedlungen sowie zunehmender Sedimenteintrag von den Altdünen in die Randbereiche der *Mares* sind die wichtigsten Indizien für den Nachweis der anthropogenen Beeinflussung der Altdünen im Verlauf der Eisenzeit. Weitere Rückschlüsse auf den angenommenen Bodenabtrag während dieser Zeit werden in Analogie zu den aktuellen Beobachtungen gezogen, die verstärkte Bodenerosion auf feldbaulich genutzten Altdünen (v. a. in pedogenetisch verfestigtem Substrat) zu Beginn der Regenzeit belegen. Der absolutzeitliche Bezug zwischen der 1500-jährigen eisenzeitlichen Nutzungsgeschichte und den korrelierten Sedimenten konnte mangels datierbarem Material – mit Ausnahme einer ^{14}C -Datierung von 1064-979 cal. BP in einem Kolluvium – nicht hergestellt werden.

Aktuelle Bodendegradation findet in der Sahelzone NE-Burkina Faso sowohl fluvialerosiv als auch äolisch statt. Die fluvialerosive Bodenerosion überwiegt dabei flächenmäßig – auf den Glacis durch alle Prozesse des flächenhaften bis linearen Abtrags sowie auf den Altdünen überall dort, wo Bodenkrusten Oberflächenabfluss ermöglichen. Ausweislich experimenteller Feldversuche sind es die feldbaulich genutzten Altdünenbereiche auf der Südseite der Dünenzüge und entlang der Nordhänge mit ihren pedogenetisch verfestigten Sanden und verkrusteten Oberflächen, die stark reduzierte Infiltrationskapazitäten aufweisen und mit *runoff*-Koeffizienten von 21-94 % verstärkt Oberflächenabfluss produzieren. Neben flächenhafter Denudation tritt hier, überwiegend in Verbindung mit Trittbelastung, gehäuft Rinnen- und Gully-Erosion auf. Aufgrund der Verfestigung bieten diese Böden der äolischen Dynamik kaum Angriffsflächen. Einzig die kaum konsolidierten Sekundärdünen auf dem Dünentop sind die Landschaftseinheit mit dominierender Bodenerosion durch äolische Prozesse. Eine Bilanzierung der aktuellen Verhältnisse zwischen linearer und flächenhafter Abtragung sowie der äolischen Dynamik innerhalb der Altdünenlandschaft ist kaum möglich.