

**Geoarchäologische und sedimentologische Untersuchungen  
im Hinterland der Bucht von Taganrog –  
Eine Lokalstudie zur holozänen Landschaftsgeschichte  
im nordöstlichen Schwarzmeerraum**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades  
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)  
am Fachbereich Geowissenschaften  
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von  
Marlen Schlöffel

Berlin, 2017

Erstgutachterin:

Prof. Dr. Brigitta Schütt  
Institut für Geographische Wissenschaften  
Fachbereich Geowissenschaften  
Freie Universität Berlin  
Malteserstr. 74-100  
12249 Berlin

Zweitgutachter:

Prof. Dr. Christoph Zielhofer  
Institut für Geographie  
Fakultät für Physik und Geowissenschaften  
Universität Leipzig  
Johannisallee 19a  
04103 Leipzig

Tag der Disputation:

30. November 2017

---

## Vorwort

Seit 2004 erforscht das Deutsche Archäologische Institut unter der Leitung von Prof. Dr. Dally die „Entwicklung des frühgriechischen Handelsstützpunktes von Taganrog vor dem Hintergrund der kulturgeschichtlichen Entwicklung des Dondeltas zwischen der späten Bronze- und der frühen Eisenzeit“.

Aus diesem Vorhaben ist ein geographisch-archäologisches Promotionsprojekt zur Kultur- und Landschaftsgeschichte der Region nordöstlich des Azovschen Meeres hervorgegangen. Dessen wissenschaftliche und technische Umsetzung erfolgte in der Graduiertengruppe des Exzellenzclusters 264 ‚Topoi: The Formation and Transformation of Space and Knowledge in Ancient Civilizations‘ unter finanzieller Förderung der Deutschen Forschungsgemeinschaft von 2008 bis 2011.

Die in diesem Zusammenhang an der Freien Universität Berlin entstandene, vorliegende Dissertationsschrift präsentiert die geowissenschaftlichen Ergebnisse des multidisziplinären Projektes. Teile davon wurden auf verschiedenen nationalen und internationalen Tagungen zur Diskussion gestellt, einige der Ergebnisse sind bereits publiziert. Die auf archäologischen Untersuchungen basierenden Resultate sind in den Veröffentlichungen von Leon van Hoof dargelegt (van Hoof et al. 2012, van Hoof et al. 2012, van Hoof & Schlöffel 2016).

### Zum Aufbau der Arbeit

Die Arbeit gliedert sich in sieben Kapitel. Das einleitende **Kapitel 1** umreißt den Hintergrund der Arbeit, stellt die Forschungsfragen und konzeptionellen Ansätze der Studie vor und gibt zuletzt einen kurzen Überblick zu den bisherigen landschaftsgeschichtlichen Untersuchungen auf regionaler und überregionaler Ebene. **Kapitel 2** gibt eine Zusammenfassung der natur- und kulturräumlichen Gegebenheiten der Forschungsregion. Sie sind grundlegend für das Verständnis und die Bewertung der lokalen Gegebenheiten und Ergebnisse in den Kapiteln 4 bis 7. Die Beantwortung der Forschungsfragen erfolgt multidisziplinär. Die dabei angewandten Feld- und Labormethoden beschreibt **Kapitel 3**. Die nachfolgenden drei Kapitel umfassen die Ergebnisse und Auswertung der verschiedenen Daten.

**Kapitel 4** charakterisiert das Arbeitsgebiet der Lokalstudie anhand eigener Aufnahmen und Beobachtungen. Es legt die physisch-geographischen Verhältnisse im mittleren Sambektal dar und gibt eine Übersicht zu den archäologischen Befunden nach Leon van Hoof. **Kapitel 5** informiert über die stratigraphisch-sedimentologischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet, die aus der Analyse von Bohrprofilen resultieren. Darauf aufbauend rekonstruiert **Kapitel 6** die Sedimentationsgeschichte im mittleren Sambektal. Hierfür wird zunächst eine Klassifizierung und Interpretation der Sedimentablagerungen vorgenommen. Aus deren räumlichen und zeitlichen Abfolge werden Modelle für verschiedene Ablagerungsräume erstellt und deren Entwicklung über verschiedene Einflussfaktoren diskutiert. Die Synthese der Arbeit bildet **Kapitel 7**. In vier Etappen erläutert es die holozäne Landschaftsentwicklung des mittleren Sambektales, wobei es die lokalen Erkenntnisse in den regionalen und überregionalen Kontext einordnet.

## Hinweise zu Übersetzung und Transliteration

Alle fremdsprachigen Referenzen im Text wurden überwiegend selbst übersetzt. Für einige russische Aufsätze konnte die Übersetzung dank der finanziellen Unterstützung von ‚Topoi‘ durch Dr. Lydmila Shumilovskikh (Universität Göttingen) übernommen werden.

Die Umschrift der russischen Ortsbezeichnungen, Fachbegriffe sowie Eigen- und Personennamen ins Lateinische basiert auf dem internationalen Standard ISO 9 (1995) für wissenschaftliche Transliteration. Die Schreibweise der russischen Autorennamen entspricht deren gängiger Umschrift in internationalen Publikationen.

## Dank

An erster Stelle gilt mein Dank Frau Prof. Dr. Brigitta Schütt, die mir die Teilnahme an dem Projekt und dem Exzellenzcluster ‚Topoi‘ ermöglichte und nach einem turbulenten ersten Jahr die wissenschaftliche Betreuung der Arbeit übernahm. Ich danke ihr besonders für die fachliche und methodische Unterstützung im Gelände und bei der Interpretation der Ergebnisse, sowie für die Geduld und das Beharren, die Arbeit erfolgreich zu beenden.

Herrn Prof. Dr. Christoph Zielhofer (Institut für Geographie, Universität Leipzig), einer der zentralen Vertreter der geoarchäologischen Forschung in Deutschland, danke ich für die Bereitschaft, das zweite Gutachten zu übernehmen.

Besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Ortwin Dally (Deutsches Archäologisches Institut, Abteilung Rom), dem archäologischen Leiter und Initiator des Projektes, für die organisatorische und logistische Unterstützung der Gelände- und Rechercharbeiten. Darüber hinaus hat er mit großem Engagement, Interesse und Geduld den Fortgang der Arbeit begleitet.

Zahlreiche Personen und Institutionen waren an der Durchführung und Fertigstellung der Dissertation beteiligt. Ich danke herzlich:

- Leon van Hoof (DAI Berlin/Topoi) für die freundschaftliche und engagierte Zusammenarbeit, die intensiven und bereichernden fachlichen und außerfachlichen Gespräche und Diskussionen, sowie für die konzeptionellen Anregungen.
- Jan Krause (FU Berlin/Topoi), Diana Nickel-Tzschach (ehemals Topoi) und Stefanie Ulmer (ehemals DAI Zentrale). Sie alle waren unverzichtbar bei der Koordination, Organisation sowie finanziellen und technischen Verwaltung des Projektes.
- Der Don-Archäologischen Gesellschaft (Rostov am Don), die die Durchführung der Geländearbeiten vor Ort ermöglicht hat. Die erforderlichen Genehmigungen erteilte das Archäologische Institut der Russischen Akademie der Wissenschaften in Moskau.
- Pavel Larenok und seinem Grabungsteam (Don-Archäologischen Gesellschaft) für die technische und personelle Unterstützung und die offene und gesellige Atmosphäre im Lager.
- Maik Blättermann, Christiane Singer und Leon van Hoof (Topoi) für die Hilfe bei der Geländeerkundung und Bohrsondierung.

- 
- Dem Lehrstuhl für Physische Geographie der Uni Würzburg für die Bereitstellung der Rammkernbohrausrüstung.
  - Taras (Rostov am Don) und Stefan Schimpf (Wartig Nord Analytik), die unermüdlich die Hauptarbeit beim Bohren übernahmen.
  - Stefan Schimpf für die große Unterstützung bei der Kartierung und Profilansprache im Gelände sowie für die Hilfe bei der Erstellung der geomorphologischen Karten.
  - Irina Toločko (Südliches Zentrum der Russischen Akademie der Wissenschaften, Rostov am Don) für ihre Herzlichkeit und Engagement. Sie hat mich mit unzähligen Material und Publikationen über die Region versorgt.
  - Philipp Hoelzmann und seinen Labormitarbeitern, sowie Martin Völker und Nina Strothmann für die tatkräftige Unterstützung bei den laboranalytischen Arbeiten am Institut für Geographische Wissenschaften der FU Berlin.
  - Ruth Strunk für die CN-Analyse im Labor des Departments für Umweltwissenschaften der Universität Basel.
  - Stefan Schimpf für die Unterstützung bei der röntgendiffraktometrischen Auswertung der Proben.
  - Andreas Stele (Universität Osnabrück) für Anregungen und Diskussionen zur Magnetometrie.
  - Susanne Jahns (Brandenburgisches Landesamt für Denkmalpflege), Frank Schlütz und Martin Fast (beide ehemals FU Berlin) für die Aufbereitung der Pollenproben und die Hilfe beim Auszählen.
  - Reinder Neef und Viola Podsiadlowski (DAI Berlin) für die Bestimmung der Makroreste und die methodischen Einblicke.
  - Liz Perez (ehemals TU Braunschweig) und Anna Pint (Universität zu Köln) für die Bestimmung der Ostrakoden und die Hilfe bei der Interpretation der Daten.
  - Frank Riedel und Annette Kossler (FU Berlin) für die Bestimmung der Molluskenfunde.
  - Tomasz Goslar und dem Poznan Radiokarbon Labor für die Altersbestimmung der Proben.
  - Lydmila Shumilovskikh (Universität Göttingen) für die Übersetzung ausgewählter russischer Fachtexte.
  - Steffen Schneider für die konzeptionellen Anregungen und die vielen intensiven Diskussionen, sowie für die unschätzbare Unterstützung bei der Visualisierung der Ergebnisse, beim Korrekturlesen, bei Formatierungsarbeiten u. v. a.
  - Den Kollegen am Institut für Geographie der Universität Osnabrück, ganz besonders Joachim Härtling und Andreas Lechner, für die Zeit, Geduld und freundliche Atmosphäre, meine Dissertation beenden zu können.

Zum Schluss danke ich den Kollegen und Freunden, die mich über die Jahre hinweg in vielfältiger Art und Weise inspiriert, motiviert und mir Mut gemacht haben: Pasquale Borrelli, Zhyldyz Bostonalieva, Kurt Goth, Kirsten Hellström, Frank Schlütz, Annett Thiele, Janos Toth und viele weitere.

## Zusammenfassung

Die Steppenebene im nordöstlichen Schwarzmeerraum nimmt aufgrund der Zahl und Vielfalt an archäologischen Daten und des vielfältigen natürlichen Landschaftsgefüges eine besondere Stellung in der Erforschung der Kultur- und Landschaftsentwicklung der Eurasischen Steppenzzone ein. Die vorliegende Arbeit ist ein Beitrag zum besseren Verständnis der lokalen Landschaftsdynamik und der naturräumlichen Verhältnisse während der Besiedlung der Steppe im Holozän. Sie präsentiert die erste geoarchäologisch-sedimentologische Lokalstudie über eines der typischen kleinen Flusstalsysteme in der Nordazov Ebene.

In Kooperation zwischen dem DFG Exzellenzclusters ‚Topoi‘ und dem Deutschen Archäologischen Institut Berlin wurde im Hinterland der russischen Küstenstadt Taganrog die holozäne Landschaftsgenese des Sambektales erforscht. Das methodische Vorgehen richtete sich nach dem etablierten geoarchäologischen Forschungsansatz, der das komplexe Wirkungsgefüge von Mensch und Umwelt berücksichtigt und auf die Rekonstruktion der paläogeographischen und kulturellen Verhältnisse der Landschaft abzielt. Die Untersuchungen stützten sich auf die geomorphologisch-sedimentologische Analyse von terrestrischen und semiterrestrischen Geoarchiven aus dem mittleren Talabschnitt des Sambek. Anhand von Bohrprofilen aus dem Hangfußbereich, der Flussaue und mehreren Schwemmfächern wurden die stratigraphisch-sedimentologischen Verhältnisse verschiedener Ablagerungsräume physikalisch, chemisch und paläoökologisch analysiert und Faziesmodelle entwickelt. Durch Verknüpfung der Sedimentationsgeschichte und der räumlich-zeitlichen Veränderungen prähistorischer Siedlungsmuster konnten für das mittlere Sambektal Phasen geoökologisch-geomorphodynamischer Landschaftsaktivität und -stabilität rekonstruiert werden.

Die Geschichte des Sambek konnte sedimentologisch bis in das frühe Holozän (11700–8200 BP) gefasst werden. Um 9500 BP liegt der Talboden im mittleren Sambektal etwa 9 m unter dem heutigen Niveau und wird von einem mäandrierenden Flusslauf eingenommen. Die fluviale Aktivität ist niedrig, der Überschwemmungsbereich ist durch überwiegend autochthone Prozesse in Altarmgewässern geprägt. Im Einzugsgebiet bildet sich unter einer geschlossenen Steppenvegetation eine initiale Bodendecke. Während des klimatischen Übergangs zum Mittelholozän nimmt die Landschafts stabilität ab. Sowohl die Flussebene als auch die Hänge werden nun von Umlagerungsprozessen geprägt. In der Talebene häufen sich episodische Überflutungen unterschiedlicher Stärke und der Sambek geht in ein neues Fließgleichgewicht über.

Im Verlauf des Mittelholozäns (8200–4200 BP) sedimentiert das Sambektal bei wechselnden Umweltbedingungen und schwankenden Fracht- Fließkraft-Verhältnissen um maximal 3,5 m auf. Dabei werden die unteren Abschnitte der asymmetrisch einfallenden Hänge begraben und die Talflanken verkürzt. Im Einzugsgebiet sind die Abtragungs- und Sedimentationsprozesse minimal, in den Hangbereichen entwickelt sich eine Bodendecke.

Die Entwicklungen im Spätholozän (ab 4200 BP) werden durch Siedlungsaktivitäten im Tal und häufige Klimawechsel beeinflusst. Im Zusammenhang mit der spätbronzezeitlichen Weidewirtschaft und hydroklimatischen Schwankungen werden die tributären Trockentäler und Fächerschuchten destabilisiert. Im Übergang zum Talboden bauen sich zum Ende des 4. Jahrtausend BP infolge linearer Erosionsprozesse Schwemmfächer auf. Während hydrometeorologische Extremereignisse nach 2000 BP und während der ackerbaulichen Nutzung im Mittelalter werden die Taleinschneidung und Aufschüttung der Schwemmfächer reaktiviert. Die Seitentäler erfahren nach 1300, 730 und 640 BP mehrere kurze Erosionsepisoden bzw. intensive Erosionsereignisse. In der Flussebene nimmt während der letzten zwei Jahrtausende aufgrund zunehmender Kontinentalität die Hochflutakkumulation ab und im Randbereich des Talbodens setzen pedogene Prozesse ein. Im Gegensatz zum Einzugsgebiet wird die Flussebene nach 1300 BP stabiler. Die intensive und großflächige Kultivierung im 20. Jahrhundert verstärkt die Bodenerosion und führt in den Fluss- und Trockentälern zur vermehrten Ablagerung von feinkörnigem Sediment, das die Voraussetzungen für die Entwicklung einer stabilisierenden Bodendecke weiter verbessert. Darüber hinaus fördert der künstliche Aufstau des Gewässernetzes die Sedimentation und bedingt die Versumpfung des Talssystems. Durch die Erhöhung des Talbodens und das Ertrinken der Hänge im Spätholozän haben die bronzezeitlichen Grabhügel und Siedlungsplätze ihre sichere und morphodynamisch stabile Talposition verloren und liegen heute im natürlichen Überschwemmungsbereich des Sambek.

## Summary

The steppe zone northeast of the Black Sea has, because of the high number archaeological sites and the variety of archaeological data as well as the versatile natural setting, a special position within the research on cultural and landscape development in the Eurasian steppe zone. The present thesis contributes to a better understanding of the local landscape dynamics and the natural conditions during the colonization of the steppe in the Holocene. It presents the first geoarchaeological-sedimentological case study on one of the typical small river systems in the North Azovian Plain.

As a collaborative venture between the Cluster of Excellence 'Topoi' and the German Archaeological Institute in Berlin, the Holocene landscape development of the hinterland of the Russian coastal city of Taganrog was investigated. The established geoarchaeological research approach was applied to explore complex man-environment interactions, and to reconstruct the palaeogeographical and cultural conditions. The investigations are based on geomorphological-sedimentological investigations of terrestrial and semi-terrestrial geoarchives from the Middle Sambek valley. Based on the evaluation of drilling cores from the foot slope, the flood plain, and several alluvial fans, the stratigraphic-sedimentological conditions were analysed. Furthermore, facies models were derived from physical, chemical, and palaeo-ecological analyses of the sediment profiles. By combining the data on the landscape history with evidence on the development of prehistoric settlement structures, several phases of landscape activity and stability in the Sambek valley were reconstructed.

The sedimentary record of the Sambek was determined from the early Holocene (11700–8200 BP) until modern times. Around 9500 BP, the flood plain of the Middle Sambek valley was about 9 m below the present level and was captured by a meandering river. The basin-like valley widening of the Middle Sambek valley, which today is almost level, is clearly separated in its three joining tributary valleys of the Suchoj Sambek, the Birjuč'ja and the Balka Buzikova. Fluvial activity is low and the flood plain is dominated by autochthonous processes in oxbow environments. The catchment area is morphodynamically stable. It is fully covered with vegetation and initial soils develop. During the climatic transition into the middle Holocene, landscape stability decreases. The floodplain and the slopes get characterized by rework processes. Episodes of varying runoff and floods become more frequent and the Sambek reaches a new dynamic equilibrium.

In the middle Holocene (8200–4200 BP), fluvial aggradation under changing environmental conditions, as well as under changes in river flow and sediment load, leads to a rise of the Sambek valley floor of at maximum 3.5 m. The lower parts of the asymmetric slopes get buried and the slope lengths get reduced. Within the catchment area, erosional and sedimentational processes are on a low level. A soil cover develops on the slopes.

The late Holocene (after 4200 BP) of the Sambek valley is characterized by settlement activities and frequent climatic changes. The late Bronze Age pasture farming and hydro-climatical fluctuations destabilize the tributary dry valleys. At their outlets into the main valley, from the end of the fourth millennium BP, alluvial fans develop as a result of linear erosion and the subsequent deposition.



During hydro-meteorological extreme events after 2000 BP and under the medieval cultivation of land, valley incision and alluvial fan deposition get reactivated. After 1300, 730, and 640 BP, the tributary valleys are affected by several short erosional episodes or events. Because of the increasingly continental climate, high flood episodes on the flood plain decrease and pedogenesis begins in the peripheral areas of the valley bottom. In contrast to the drainage area, the flood plain becomes more stable after 1300 BP. The extensive cultivation during the 20th century leads to increased soil erosion in the hinterland and to the increased sedimentation of fine grained sediment on the floor of the Sambek and its tributaries. These conditions favour the development of a stabilizing soil cover. The damming of the streams results in the paludification of the valley. As a consequence of the aggradation of the valley bottom and the drowning of the slopes, the Bronze Age settlement sites and burial mounds lose their morphodynamically stable position and, today, are prone to the floods of the Sambek.

## Автореферат

Степные равнины северо-восточного Причерноморья благодаря числу и многообразию археологических находок, а также разнообразной структуре природных ландшафтов, занимают особое место в изучении развития культуры и ландшафта степей Евразии. Представленная работа является вкладом в лучшее понимание динамики изменения локальных ландшафтов и природных условий во время заселения степей в эпоху голоцена. Работа представляет собой первое геоархеологическое и седиментологическое локальное исследование одной из типичных речных долин в Североазовской равнине.

В ходе сотрудничества приоритетного кластера „Топои“ Немецкого научно-исследовательского сообщества (DFG) и Немецкого археологического института (Берлин) было исследовано изменение ландшафта в эпоху голоцена долины реки Самбек у прибрежного российского города Таганрог. Метод исследования опирался на устоявшийся в геоархеологии научно-исследовательский подход, который учитывает изучение сложного взаимодействия человека и окружающей его среды, а также реконструкцию палеогеографических и культурных условий данной местности. Исследования основывались на геоморфологическом и седиментологическом анализе геоархивов, взятых в средней части долины реки Самбек. На основании данных бурения подошв склонов, поймы и различных конусов выноса реки был проведен физический, химический и палеоэкологический анализ стратиграфическо-седиментологических отношений различных областей осадконакопления и разработаны фациальные модели. Благодаря взаимосвязи между историей осадконакопления и пространственно-временными изменениями древних типов поселений удалось реконструировать фазы геоэкологической и геоморфодинамической ландшафтной активности и стабильности в средней части долины реки Самбек.

Историю седиментологического развития долины реки Самбек удалось проследить до раннего голоцена (11700–8200 гг. до н. э.). 9500 лет назад долина Самбека находилась примерно на 9 м ниже современного уровня и была занята меандрирующей рекой. Флювиальная активность низкая, для поймы характерны преимущественно автохтонные процессы в старицах. В бассейне реки под воздействием степной растительности образуется инициальный почвенный покров. Во время климатического перехода к среднему голоцену устойчивость ландшафта снижается. Как аллювиальные равнины, так и склоны берегов формируются под воздействием процессов перемещений. В неглубоких плоских долинах возрастает число эпизодических затоплений различной интенсивности и Самбек переходит в новое динамическое равновесие.

На протяжении среднего голоцена (8200–4200 гг. до н. э.) седиментация долины Самбека происходит при изменяющихся условиях окружающей среды и колеблющемся отношении переноса веществ текучими водами и силой потока максимум до 3,5 м. При этом нижние пласты ассиметрично наклоненных склонов были затоплены, а склоны долины уменьшились. В водосборном бассейне процессы эрозии и осадконакопления — минимальны, в районах склонов образуется почвенный покров.

На развитие в позднем голоцене (с 4200 г. до н. э.) оказали влияние деятельность жителей поселений в долине и частое изменение климата. В связи с пастбищным хозяйством позднего бронзового века и гидроклиматическими колебаниями, сухие долины, относящиеся к притоку реки, а также ущелья были дестабилизированы. При переходе ко дну долины к концу 4 в. до н. э. образовались конусы выноса в результате линейных процессов эрозии. Во время экстремальных гидрометеорологических событий после 2000 г. до н. э. и во время земледелия в Средневековье вновь образовался врез долины реки и осыпь конуса выноса. После 1300, 730 и 640 годов до н. э. в боковых долинах происходили как незначительные, так и интенсивные эрозионные процессы. По причине увеличения континентальности климата за последние два тысячелетия в аллювиальной равнине уменьшилась аккумуляция паводковых вод и начались процессы почвообразования в пограничной зоне дна долины. В отличие от водосборного бассейна стабильность аллювиальной равнины возросла после 1300 г. до н. э. Интенсивное культивирование больших площадей в 20 столетии усилило эрозию почвы в долинах рек, а также в сухих долинах, что привело к чрезмерному отложению мелкозернистых осадков и, как следствие, улучшило дальнейшие предпосылки для формирования стабилизирующего почвенного покрова. Запруда речной сети привела к заболачиванию долины. Из-за поднятия дна долины и затопления склонов могильные холмы и поселения времен бронзового века потеряли свою надежную и морфодинамическую позицию в долине и находятся сегодня в паводковой зоне Самбека.

---

# Inhaltsverzeichnis

Vorwort	I
Zusammenfassung	IV
Summary	VI
Автореферат	VIII
Abbildungsverzeichnis	XIII
Verzeichnis der Fototafeln	XVI
Tabellenverzeichnis	XVII
<b>Kapitel 1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Problemstellung und Zielsetzung der Arbeit	1
1.2 Geoarchäologischer Forschungsansatz	3
1.3 Konzept der Landschaftsaktivität und –stabilität	5
1.4 Stand der Forschung	6
1.4.1 Paläogeographische Untersuchungen in der nordöstlichen Schwarzmeersteppenregion	7
1.4.2 Arbeiten im Forschungsraum	9
1.4.3 Überregionale Studien zur Landschaftsdynamik im Osteuropäischen Tiefland	11
<b>Kapitel 2 Untersuchungsmethoden und Analysetechniken</b>	<b>13</b>
2.1 Geländearbeit	13
2.1.1 Geländeaufnahmen	15
2.1.2 Bohrarbeiten	17
2.2 Laborarbeit	19
2.2.1 Kernbeschreibung	19
2.2.2 Analyse physikalischer Eigenschaften	19
2.2.3 Chemische Feinsediment- und Bodenanalysen	22
2.2.4 Paläoökologische Analysen	34
2.2.5 Datierung	38
2.3 Datenverarbeitung	39

---

<b>Kapitel 3</b>	<b>Geographische Grundlagen des Forschungsraumes</b>	<b>40</b>
3.1	Der Naturraum	40
3.1.1	Geologie und Relief	42
3.1.2	Klima und Witterung	47
3.1.3	Boden und Vegetation	48
3.1.4	Hydrographie und Gewässernetz	52
3.2	Der Kulturraum	53
3.2.1	Besiedlung	53
3.2.2	Landnutzung	57
3.2.3	Anthropogene Veränderungen der Landschaft	59
<b>Kapitel 4</b>	<b>Geländeaufnahmen und Beobachtungen im mittleren Sambektal</b>	<b>61</b>
4.1	Das Sambektal im Überblick	61
4.2	Geographische Situation im mittleren Sambektal	62
4.2.1	Geologische Betrachtungen	63
4.2.2	Reliefzustand	65
4.2.3	Hydrographische Situation	75
4.2.4	Bodenverhältnisse	76
4.2.5	Vegetationsmosaik	77
4.2.6	Landnutzung	80
4.3	Archäologische Fundplätze im Sambektal	81
4.3.1	Lage und Verbreitung	82
4.3.2	Zeitliche Einordnung	83
4.3.3	Archäologische Befunde im Arbeitsgebiet	84
<b>Kapitel 5</b>	<b>Stratigraphisch-sedimentologische Verhältnisse im mittleren Sambektal</b>	<b>85</b>
5.1	Generelle Ergebnisse	87
5.2	Die Sedimente linksseitig des Sambek	91
5.2.1	Hangfußbereich	91
5.2.2	Schwemmfächerschüttung	95
5.2.3	Talboden	100
5.3	Die Sedimente rechtsseitig des Sambek	112
5.3.1	Hangfußbereich	112
5.3.2	Schwemmfächerschüttung	116
5.3.3	Talboden	125

---

5.4	Die Schwemmfächerschüttungen in der Balka Buzikova	132
5.5	Geochronologie	139
<b>Kapitel 6</b>	<b>Sedimentationsgeschichte im mittleren Sambektal</b>	<b>143</b>
6.1	Lithostratigraphische Klassifizierung und Faziesinterpretation	143
6.1.1	Klasse A: Lösssedimente	146
6.1.2	Klasse B: Boden	148
6.1.3	Klasse C: Flussablagerungen	153
6.1.4	Klasse D: Schwemmfächerablagerungen	161
6.2	Faziesmodelle für das mittlere Sambektal	166
6.2.1	Faziesmodell des Talbodens	167
6.2.2	Faziesmodell des Hangfußbereichs	169
6.2.3	Faziesmodell der Schwemmfächer	171
6.3	Kontrollfaktoren der Faziesbildung und -abfolge	175
6.3.1	Entwicklung des Talbodens	175
6.3.2	Entwicklung des Hangfußbereichs	188
6.3.3	Entwicklung der Schwemmfächer	190
<b>Kapitel 7</b>	<b>Entwicklung der Landschaft im mittleren Sambektal</b>	<b>201</b>
7.1	Prä-Holozän (vor 11700 BP)	201
7.2	Frühholozän (11700–8200 BP)	206
7.3	Mittelholozän (8200–4200 BP)	207
7.4	Spätholozän (seit 4200 BP)	208
<b>Literatur- und Quellenverzeichnis</b>		<b>215</b>
<b>Anhang</b>		<b>234</b>
	Ergänzende Daten	234
	Contents	262
	List of figures	265
	List of photo tables	268
	List of tables	269
	Curriculum Vitae	271
	Schriftenverzeichnis	275
	Tagungsbeiträge	277

**Beilagen**

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1-1	Arbeitsschema geoarchäologischer Forschung nach Brückner & Gerlach (2007), modifiziert und angepasst an die vorliegende Forschungsarbeit.	4
Abb. 1-2	Struktur und Wirkungsbeziehungen des Landschaftssystems im Sinne von Haase et al. 1991.	5
Abb. 2-1	Geländearbeiten im Untersuchungsgebiet nördlich der Bucht von Taganrog.	14
Abb. 3-1	Gliederung des westlichen Bereichs der Schwarzmeer-Kasachischen Steppenregion.	40
Abb. 3-2	Übersichtskarte zum Forschungsraum, mit Geländeprofilen vom Donecrücken zur Küste und vom Tal des Gruzskij Elančik zum Dontal.	42
Abb. 3-3	Der oberflächennahe geologische Aufbau der Region.	43
Abb. 3-4	Schema der tektonischen Struktur des Azovschen Meeresbeckens.	44
Abb. 3-5	Schema der tektonischen Bewegungen im Bereich der Küste und des Meeresbodens des Azovschen Meeres im Holozän.	44
Abb. 3-6	Die Vereisungsphasen des Osteuropäischen Tieflandes.	44
Abb. 3-7	Schematische Darstellung der Ausdehnung des Azovschen Meeres im Spätpleistozän.	44
Abb. 3-8	Klimatische Einordnung des Nordschwarzmeerraumes auf ökophysiologischer Grundlage.	48
Abb. 3-9	Klimadiagramm für die Stadt Taganrog.	48
Abb. 3-10	Verbreitung der Tschernoseme im Nordschwarzmeerraum.	49
Abb. 3-11	Verbreitung der Steppenvegetation im Nordschwarzmeerraum.	50
Abb. 3-12	Verteilung archäologischer Fundplätze in Raum und Zeit.	57
Abb. 4-1	Das Einzugsgebiet des Sambek.	61
Abb. 4-2	Das Arbeitsgebiet ‚Mittleres Sambektal‘.	62
Abb. 4-3	Richtungsverlauf der Talstrukturen im Arbeitsgebiet.	63
Abb. 4-4	Geomorphologische Situation des Arbeitsgebietes.	66
Abb. 4-5	Geomorphologische Karte der Balka Landina.	69
Abb. 4-6	Kartenlegende der geomorphologischen Detailkarten.	70
Abb. 4-7	Talquerprofile der Balka Landina.	71
Abb. 4-8	Geomorphologische Karte der Fächerschucht am Westhang des Sambektales (Ovrag 1).	73
Abb. 4-9	Talquerprofile der Hauptschlucht des verzweigten Ovrags am Westhang des Sambektales.	74
Abb. 4-10	Aktive (dunkelblau) und inaktive bzw. episodische (hellblau) Fließrinnen im Arbeitsgebiet vor dem Bau der Staumauern nördlich und südlich des Bildausschnittes.	75

---

Abb. 4-11	Archäologische Situation im Sambektal.	81
Abb. 5-1	Lage der Bohrpunkte im Arbeitsgebiet.	85
Abb. 5-2	Skizze der Löss-Boden-Sequenz, aufgeschlossen an der Steilküste bei Novo-Zolotovka (Mius-Halbinsel).	88
Abb. 5-3	Die Bohrpunkte linksseitig des Sambek.	91
Abb. 5-4a	Stratigraphische Merkmale des Profils TAG1.	93
Abb. 5-4b	Stratigraphische Merkmale des Profils TAG2.	94
Abb. 5-5	Stratigraphische Merkmale des Profils TAG3.	99
Abb. 5-6	Pollendiagramm der Profilbasis des Bohrkerns TAG4.	102
Abb. 5-7	Pollenzusammensetzung der Oberflächenproben aus der Aue (S-1, S-3) und vom Schwemmfächerstandort TAG5 (S-2).	103
Abb. 5-8	Ostrakoden-Diagramm des Profils TAG4.	107
Abb. 5-9	Stratigraphische Merkmale des Profils TAG4.	108
Abb. 5-10	Die Bohrpunkte rechtsseitig des Sambek.	112
Abb. 5-11	Stratigraphische Merkmale des Profils TAG11.	115
Abb. 5-12	Stratigraphische Merkmale des Profils TAG5.	117
Abb. 5-13	Stratigraphische Merkmale des Profils TAG6.	120
Abb. 5-14	Stratigraphische Merkmale des Profils TAG7.	124
Abb. 5-15	Ostrakoden-Diagramm des Profils SAM1.	128
Abb. 5-16	Stratigraphische Merkmale des Profils SAM1.	131
Abb. 5-17	Die Bohrpunkte in der Balka Buzikova.	132
Abb. 5-18	Stratigraphische Merkmale des Profils TAG8.	134
Abb. 5-19	Stratigraphische Merkmale des Profils TAG9.	138
Abb. 5-20	Chronologische Verteilung der <sup>14</sup> C-Alter im Spätpleistozän und Holozän.	139
Abb. 5-21	Chronologische Verteilung der <sup>14</sup> C-Alter in den Ablagerungen im Hangfußbereich, der Schwemmfächer und Aue.	146
Abb. 6-1	Faziesmodell für die Randbereiche des Talbodens.	168
Abb. 6-2	Faziesmodell für den Hangfußbereich.	170
Abb. 6-3	Faziesmodell für die Schwemmfächer.	174
Abb. 7-1	Synthese der holozänen Landschaftsentwicklung im mittleren Sambektal, in Korrelation mit verschiedenen hydroklimatischen Phänomenen im Osteuropäischen Tiefland und globalen Klimaschwankungen.	204
Abb. 7-2	Schematische Darstellung der holozänen Entwicklung des Talbodens im mittleren Sambektal.	213
Abb. 7-3	Schematische Darstellung der Schwemmfächerentwicklung am Ausgang der Fächerschluht (Ovrga 1) rechtsseitig des Sambek.	214



---

Abb. A1-1	Regressionsgerade zwischen dem $\text{LOI}_{550}$ und dem $\text{TOC}_{\text{W6}}$ , erstellt aus den Daten aller Profile.	236
Abb. A1-2	Variabilität des $\text{LOI}_{550}/\text{TOC}$ Quotienten im Verhältnis zu den $\text{LOI}_{550}$ Werten.	236
Abb. A1-3	Regressionsgerade zwischen dem $\text{LOI}_{880}$ und dem $\text{TIC}_{\text{W6}}$ , erstellt aus den Daten aller Profile.	237
Abb. A1-4	Variabilität des $\text{LOI}_{880}/\text{TOC}$ Quotienten im Verhältnis zu den $\text{LOI}_{880}$ Werten.	237
Abb. A1-5	Vergleich der TC-Werte gemessen mit dem LECO Analysegerät ( $\text{TC}_{\text{CN}}$ ) und der Wösthoff-Apperatur ( $\text{TC}_{\text{W6}}$ ) für die Profile TAG4 und SAM1.	240
Abb. A2-1	Verwitterungsindex K/Na im Vergleich.	246
Abb. A2-2	Verwitterungsindex CVI im Vergleich.	246
Abb. A2-3	Röntgendiffraktogramme des Profils TAG3.	246
Abb. A2-4	Röntgendiffraktogramme des Profils TAG4.	247
Abb. A2-5	Röntgendiffraktogramme des Profils TAG7.	247
Abb. A4-1	Talquerprofile des Ovrage 2.	253
Abb. A4-2	Talquerprofile des Ovrage 3.	254
Abb. A5-1	Bohrprofil TAG1.	256
Abb. A5-2	Bohrprofil TAG2.	256
Abb. A5-3	Bohrprofil TAG3.	257
Abb. A5-4	Bohrprofil SAM1.	257
Abb. A5-5	Bohrprofil TAG4.	258
Abb. A5-6	Bohrprofil TAG5.	259
Abb. A5-7	Bohrprofil TAG6.	259
Abb. A5-8	Bohrprofil TAG7.	259
Abb. A5-9	Bohrprofil TAG8.	260
Abb. A5-10	Bohrprofil TAG9.	260
Abb. A5-11	Bohrprofil TAG10.	261
Abb. A5-12	Bohrprofil TAG11.	261

---

## Verzeichnis der Fototafeln

Tafel 1	Natürliche Landschaftselemente der Nordazov-Ebene im Küstenbereich und im Hinterland.	51
Tafel 2	Elemente der Kulturlandschaft der Nordazov-Ebene.	60
Tafel 3	Das Landschaftsmosaik des Sambektales mit unterschiedlicher Vegetationsbedeckung: Röhricht, krautreiche Wiesen und Formationen von Bäumen und Sträuchern.	78
Tafel 4	Formen der Landnutzung im Sambektal.	79
Tafel 5	Lage der Bohrpunkte im Arbeitsgebiet.	86
Tafel 6	Molluskenfunde im Profil TAG4.	104
Tafel 7	Ostrakodentypen der Profile TAG4 und SAM1, Lichtmikroskopaufnahmen.	106
Tafel 8	Molluskenfunde im Profil SAM1.	127

## Tabellenverzeichnis

Tab. 2-1	Lage und Koordinaten der Bohrpunkte	18
Tab. 2-2	Übersicht der angewandten Analysen, differenziert nach Bohrprofilen	20
Tab. 3-1	Chronologisches Schema der Kulturepochen in der Rostov Region	55
Tab. 4-1	Richtungshäufigkeit der Klüfte und Täler im Arbeitsgebiet und in der Region	64
Tab. 4-2	Kennwerte der Querprofile der Balka Landina in den Talabschnitten I, II und IV	72
Tab. 4-3	Kennwerte der Haupttalquerprofile der Fächerschlucht am Westhang des Sambektales	73
Tab. 5-1	Stratigraphisches Verhalten der Sedimenteigenschaften	90
Tab. 5-2	Index-Werte der chemischen Verwitterung für die Referenzmaterialien und die Sedimentprofile TAG3/4/7	98
Tab. 5-3	Mineralogische Zusammensetzung der Schwemmfächersedimente des Profils TAG3	98
Tab. 5-4	Pflanzliche Großreste in Profil TAG4	101
Tab. 5-5	Molluskenfunde in Profil TAG4	105
Tab. 5-6	Artenzusammensetzung der Ostrakoden in Profil TAG4	106
Tab. 5-7	Mineralogische Zusammensetzung der Auensedimente des Profils TAG4	111
Tab. 5-8	Mineralogische Zusammensetzung der Schwemmfächersedimente des Profils TAG7	123
Tab. 5-9	Einzelne Molluskenfunde im Profil SAM1	127
Tab. 5-10	Artenzusammensetzung der Ostrakoden im Profil SAM1	129
Tab. 5-11	$^{14}\text{C}$ -AMS Radiokohlenstoffdaten aus dem mittleren Sambektal	141
Tab. 6-1	Faziesklassifizierung für das mittlere Sambektal	144
Tab. A1-1	Statistischer Zusammenhang zwischen der Sedimenthelligkeit ( $L^*$ ) und dem Carbonatgehalt ( $\text{CaCO}_3$ ) bzw. dem organischen Kohlenstoffgehalt ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ )	235
Tab. A1-2	Fehlerbetrachtung der konduktometrischen Kohlenstoffbestimmung (Wösthoff-Messung)	235
Tab. A1-3	Regressionsmodelle für das Verhältnis zwischen dem $\text{LOI}_{550}$ und dem $\text{TOC}_{\text{Wö}}$	236
Tab. A1-4	Regressionsmodelle für das Verhältnis zwischen dem $\text{LOI}_{880}$ und dem $\text{TIC}_{\text{Wö}}$	237
Tab. A1-5	Abweichungen der berechneten Kohlenstoffwerte (stoichiometrisch und über Regression) von den Wösthoff-Messergebnissen	238
Tab. A1-6	Regressionsmodelle für den Zusammenhang zwischen $\text{Ca}_{\text{ICP}}$ und $\text{Ca}_{\text{LOI}}$ bzw. $\text{Ca}_{\text{TIC}}$	238
Tab. A1-7	Kennzeichnung des Calciumcarbonatgehaltes der Sedimente und Böden nach Anteilsklassen	239

---

Tab. A1-8	Fehlerbetrachtung der CN-Messung mit dem LECO CHN-2000 Analysegerät	239
Tab. A2-1	Fehlerbetrachtung und Bestimmungsgrenzen der ICP-OES Elementanalyse	240
Tab. A2-2	Ergebnisse der Multielementanalyse des Profils TAG3 (ICP-OES Methode)	241
Tab. A2-3	Ergebnisse der Multielementanalyse des Profils TAG4 (ICP-OES Methode)	242
Tab. A2-4	Ergebnisse der Multielementanalyse des Profils TAG7 (ICP-OES Methode)	243
Tab. A2-5	Ergebnisse der Multielementanalyse der Referenzproben (ICP-OES Methode)	244
Tab. A2-6	Messwerte der röntgenographischen Mineralbestimmung	248
Tab. A2-7	Abschätzung der Mineralgehalte in den Sedimenten	250
Tab. A3-1	<sup>14</sup> C-AMS Radiokohlenstoffdaten aus dem mittleren Sambektal	251
Tab. A4-1	Kennwerte der Talquerprofile des Ovrage 2	255
Tab. A4-2	Kennwerte der Talquerprofile des Ovrage 3	255

# Kapitel 1

## Einleitung

### 1.1 Problemstellung und Zielsetzung der Arbeit

Die ebene Grassteppe nördlich des Schwarzen Meeres, welche die Natur- und Kulturräume Westsibiriens und der Balkan-Halbinsel verbindet (Parzinger 2011), wird bis heute von unzähligen, überwiegend bronzezeitliche Grabhügeln (russ. Sg. Kurgan) geprägt (Kap. 3.2). Sie sind die markantesten Zeugnisse menschlicher Aktivität in der Steppe in prähistorischer Zeit. Die zugehörigen Siedlungen sind hingegen kaum bekannt und erforscht. Eine Ausnahme stellt die Region Rostov (russ. Rostov Oblast) nordöstlich des Azovschen Meeres dar. Hier liegt aufgrund jahrzehntelanger intensiver Forschung eine hohe Dichte an Siedlungsdaten vor, sodass die Region eine zentrale Stellung innerhalb der kulturgeschichtlichen Erforschung des Eurasischen Steppengürtels einnimmt (van Hoof et al. 2012; Kap. 3.2.).

Es sind aber nicht nur die Zahl und Vielfalt der archäologischen Daten, die die Rostov Region herausstellen. Innerhalb der Steppenzone fällt der Raum auch durch sein vielfältiges natürliches Landschaftsgefüge und die daraus resultierenden, diversen ökologischen Bedingungen auf (Kap. 3.1). So schaffen die Meeresbucht von Taganrog sowie das Delta und untere Tal des Don einen Kontrast zwischen permanenten Wasser- und Feuchtgebieten im Küstenbereich und trockener Grassteppe im flachen Hinterland, der sich auch in den lokalen klimatischen Bedingungen widerspiegelt. Diese spezifische Naturraumausstattung scheint die Aktivitäten des prähistorischen Menschen beeinflusst zu haben. Denn genau entlang der Küste und im Bereich des Dondeltas finden sich - ganz im Gegensatz zu den Tallagen im Hinterland - Siedlungsplätze und Gräberfelder auch aus den Epochen, in denen die Steppe anscheinende trocken und verlassen war (van Hoof et al. 2012; Kap. 3.2.1).

Die räumliche und zeitliche Varianz der Siedlungsmuster kann unterschiedliche Ursachen haben. Die Lebensbedingungen in der Steppe, und damit die Voraussetzungen für die Siedlungstätigkeit und Wirtschaftsweise ihrer Bewohner, hängen im Wesentlichen von der Wasserverfügbarkeit, der Bodenqualität und der Zusammensetzung der Pflanzendecke ab. Diese Faktoren reagieren sensibel auf klimatische Feuchtigkeitsschwankungen und den Nutzungsdruck durch den Menschen. Allgemein gilt es als gesichert, dass Umweltveränderungen, meist in Verbindung mit klimatisch verursachten Feuchtigkeitsdefizit, die kulturelle und siedlungsgeschichtliche Entwicklung in der Steppe entscheidend beeinflusst haben (Kotova & Makhortykh 2010). Jedoch die Frage, welche Auswirkungen die Lebens- und Wirtschaftsweise der verschiedenen sedentären und nomadischen Kulturen auf den Steppenraum hatte, findet in der bisherigen Forschung kaum Beachtung. Insbesondere auf lokaler Ebene fehlt es an Studien, die die Veränderung der Landschaft im Zusammenhang mit der Aktivität des prähistorischen Menschen untersuchen.

Die holozänen Klima- und Landschaftsänderungen im nordpontischen Steppenraum sind durch verschiedene paläopedologische und pollenanalytische Untersuchungen auf regionaler und überregionaler Ebene belegt (Kap. 1.4). Die bisherigen Studien erfolgten meist in Zusammenhang mit archäologischen Grabungen und in Abhängigkeit von vorhandenen Geo- und Bioarchiven. Dadurch liegen überwiegend für die Küste und die großen Flusstäler Paläoumweltdaten vor. Die meisten archäologischen Fundplätze sind allerdings im Einzugsgebiet der Trockentäler (russ. Sg. Balka) und kleinen Flüsse gelegen (Kap. 3.2.1). Diese Bereiche der Steppe sind paläogeographisch kaum untersucht und die lokalen Standortbedingungen während der Besiedlung der Täler weitestgehend unbekannt (Kap. 1.4). Auch in der Rostov Region ist trotz intensiver Siedlungsforschung wenig über die lokalen Landschaftsverhältnisse fernab der Küste und des Don bekannt. Hier besteht Forschungsbedarf, insbesondere für die Bronzezeit, die durch eine große räumliche Siedlungsdynamik und starke Schwankungen im Feuchtedargebot gekennzeichnet ist (Kotova & Makhortykh 2010; Kap. 3.2.1).

### **Forschungsfragen**

Ausgehend von den Forschungslücken zur holozänen Landschaftsentwicklung der kleinen Fluss- und Trockentäler nordöstlich des Azovschen Meeres und den fehlenden Untersuchungen zur sedimentologisch-morphogenetischen Entwicklung der Tallagen ergeben sich folgende **übergeordnete Fragen an die Forschungsregion**:

- Wie haben sich die Tallandschaften in der Steppe im Hinterland der Bucht von Taganrog unter holozänen Klimaschwankungen und menschlicher Aktivität entwickelt?
- Zeigt die holozäne Landschaftsentstehung der Tallagen Phasen geökologisch-geomorphodynamischer Aktivität und Stabilität?
- Setzt durch Siedlungsaktivität bereits in der Bronzezeit ein anthropogen induzierter Landschaftswandel ein?

Die Beantwortung der Fragen erfolgt in der vorliegenden Arbeit über eine Lokalstudie zur holozänen Landschaftsentwicklung eines regional typischen Flusstales am Beispiel des Sambek. Der Untersuchung liegen folgende **konkrete Forschungsfragen an das Tal** zu Grunde:

- 1) Wie waren die geökologisch-morphologischen Bedingungen im Sambektal vor, während und nach der ersten Besiedlung in der Bronzezeit im 4. Jahrtausend BP?
  - a) Wie hat sich der Talboden entwickelt?
  - b) Wann begann die Einschneidung der Hänge bzw. zu welchen Zeiten waren die schwemmfächerschüttenden Seitentäler aktiv?
- 2) Ist ein anthropogener Einfluss der Besiedlung auf die Talentwicklung nachweisbar?

Das methodische Vorgehen zur Beantwortung der Forschungsfragen richtet sich nach dem geoarchäologischen Forschungsansatz (Kap 1.2) und ist in dem Arbeitsschema nach Brückner & Gerlach (2007; Abb. 1-1) dargestellt. Dementsprechend wird die Landschaftsgeschichte des Sambektales anhand der geomorphologisch-sedimentologischen Auswertung von terrestrischen Geo-Bio-Archiven rekonstruiert und im Zusammenhang mit der räumlich-zeitlichen Verteilung archäologischer Daten bewertet. Die Dynamik der Landschaft, welche sich in der Sedimentabfolge der Geo-Bio-Archive widerspiegelt, wird gemäß dem Konzept von Landschaftsaktivität und –stabilität nach Rohdenburg (1971) und Bork et al. (1998) evaluiert (Kap. 1.3).

### **Ziel der Arbeit**

Die vorliegende Arbeit möchte auf lokaler Ebene die natürlichen Lebensraumbedingungen des prähistorischen Menschen in der Steppe näher aufzeigen und zur Debatte über vorzeitliche Mensch-Umwelt Beziehungen in Trockenräumen beitragen. In diesem Sinne verfolgt die Studie folgende Ziele:

- Die Rekonstruktion der holozänen Landschaftsentwicklung am Beispiel des Sambektales im Zusammenhang mit der prähistorischen und historischen Siedlungsaktivität und in Verbindung mit den regionalen Paläoumweltdaten und überregionalen Mustern holozäner Klimaschwankungen.
- Der Nachweis der Landschaftsdynamik über geoökologisch-geomorphodynamische Phasen der Stabilität und Aktivität.
- Eine Skizzierung der Landschaftsgeschichte des Sambektales anhand von Szenarien für Zeitscheiben vor, während und nach der ersten Besiedlung in der Bronzezeit im 4. Jahrtausend BP.

Im Rahmen der Erforschung der holozänen Landschaftsgenese ist die Arbeit die erste geoarchäologisch-sedimentologische Untersuchung eines kleinen Flusstales in der Rostov Region. Die Ergebnisse zur Fluvialdynamik eines kleinen Steppenflusses und zur Sedimentationsaktivität von Trocken- und Erosionstälern (russ. Sg. Balka und Ovrage) erweitern die bislang wenigen Forschungsdaten aus der Steppenzone des Osteuropäischen Tieflandes.

## **1.2 Geoarchäologischer Forschungsansatz**

Die Erforschung von Mensch und Umwelt und deren Interaktion in der Vergangenheit bedarf eines fächerübergreifenden Ansatzes, der sowohl geographisch-geoökologische Aspekte als auch kulturhistorische Aspekte umfasst. Mit dem Konzept der Geoarchäologie werden Methoden, Kenntnisse und Konzepte der Geo- und Kulturwissenschaften angewandt und miteinander verknüpft (Fuchs & Zöller 2006; Abb. 1-1). Auf diese Weise wird versucht, kulturgeschichtliche Phänomene über die naturwissenschaftliche Sichtweise hinaus zu klären. Das Resultat geoarchäologischen Forschens ist meist die Rekonstruktion der geographischen und kulturellen Verhältnisse einer historischen bzw. prähistorischen Landschaft und deren Entwicklung mit der Zeit. Das komplexe Wirkungsgefüge zwischen Mensch und Umwelt spielt dabei eine zentrale Rolle.

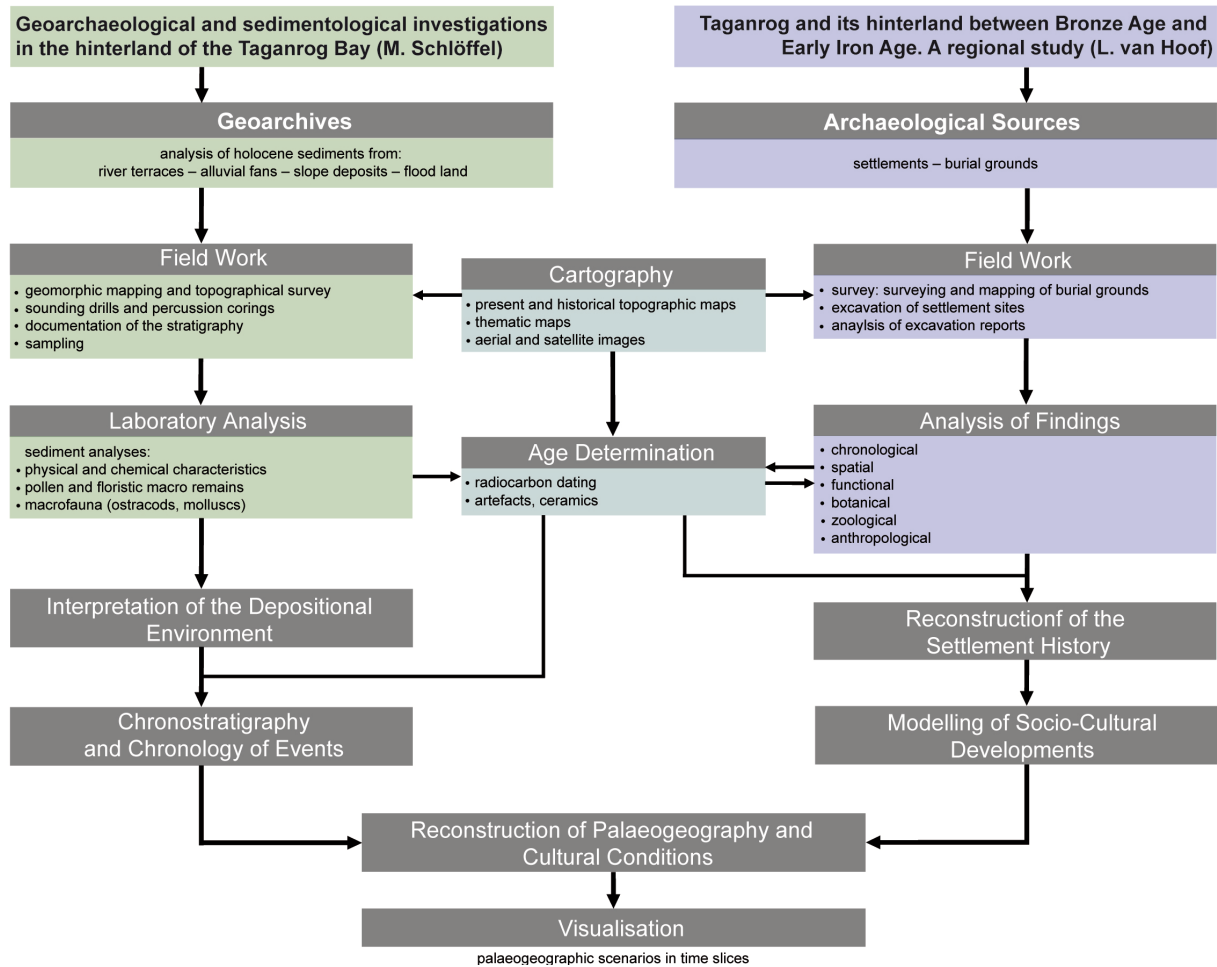


Abb. 1-1: Arbeitsschema geoaerchaeologischer Forschung nach Brückner & Gerlach (2007), modifiziert und angepasst an die vorliegende Forschungsarbeit.

Fig. 1-1: Flowchart of geoaerchaeological research based on Brückner & Gerlach (2007), modified according to the own investigations.

Die Umweltbedingungen und Lebensweisen früherer Kulturen und deren Einfluss auf die Landschaft lassen sich anhand von Landschaftsarchiven und archäologischen Quellen rekonstruieren. Archive einer Landschaft (Geo- und Bio-Archive) sind Lokalitäten, an denen Informationen über vergangene Landschaftszustände als Landformen, fossile Böden, Sedimente, organische Reste und/oder Kulturspuren gespeichert sind (Leser et al. 2011). Historische Quellen und Bilddokumente zählen ebenso zu Archiven der Landschaft. Die aus den Geo-Bio-Archiven abgeleiteten Informationen beschreiben nicht nur in synchroner Form vergangene (Umwelt-)Bedingungen an einem Standort. Sie reflektieren auch diachron ablaufende Prozesse, die in der Vergangenheit auf den Menschen und seine Umwelt gewirkt haben. Die Interpretation der Landschafts-Archive basiert auf dem Studium heutiger Bedingungen und Abläufe, gemäß dem Aktualitätsprinzip nach J. Hutton (1785). Die Gegenwart ist somit Bestandteil der historisch-prähistorischen Mensch-Umwelt-Forschung unter geoaerchaeologischem Ansatz.



Die archäologische, kulturhistorische Erforschung des Untersuchungsgebietes erfolgte durch Leon van Hoof, dessen Ergebnisse umfassend in der Dissertationsschrift „*Taganrog und sein Umland zwischen Bronze- und Früher Eisenzeit. Eine Regionalstudie*“ veröffentlicht werden.

### 1.3 Konzept der Landschaftsaktivität und -stabilität

Als Landschaft wird ein Gebiet bezeichnet, dessen Charakter aus der Wirkung und Wechselwirkung von natürlichen und / oder anthropogenen Faktoren hervorgeht. Als ein Ausschnitt der Erde repräsentiert eine Landschaft eine funktionale Einheit aus Geo-, Bio- und Anthroposphäre (Abb. 1-2). Die landschaftsbildenden Faktoren variieren räumlich und zeitlich, wodurch die Landschaft als dynamisches System einem beständigen Wandel unterliegt.

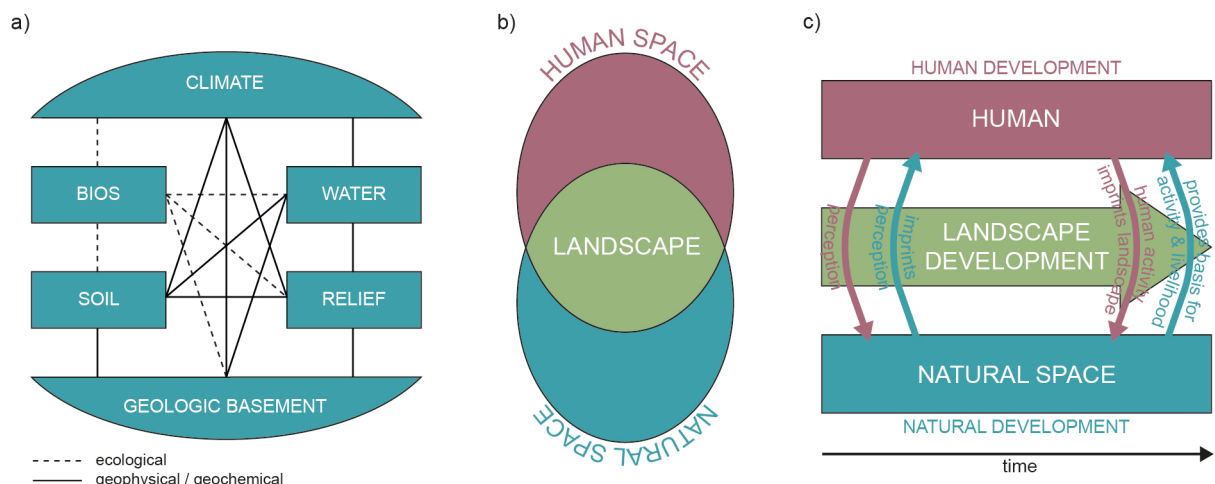


Abb. 1-2: Struktur und Wirkungsbeziehungen des Landschaftssystems im Sinne von Haase et al. 1991: a) Die natürlichen Wechselbeziehungen zwischen abiotischen und biotischen Komponenten im Naturraummodell (nach Finke 1996: 169, verändert), b) Modell der Landschaft als Schnittmenge von Naturraum (Geo- und Biosphäre) und Mensch (Anthroposphäre), c) Wirkungsbeziehungen zwischen Mensch und Naturausstattung in der Landschaft (nach Tress & Tress 2001).

Fig. 1-2: Organisation und interactions of the landscape system according to Haase et al. 1991: a) Natural interactions between abiotic and biotic components of the model of natural space (modified from Finke 1996), b) Model of the landscape as overlap of natural space (geo- and biosphere) and human space (anthroposphere), c) Interactions between man and natural environment (modified from Tress & Tress, in Steinhardt et al. 2012: 30).

Die Dynamik einer lokalen Landschaft spiegelt sich in der Abfolge von Böden und Sedimentablagerungen wider, welche sich im Laufe der Landschaftsogenese gebildet haben. Boden-Sediment-Serien sind Ausdruck geoökologisch-geomorphodynamischen Aktivitäts- und Stabilitätsphasen im Holozän (Rohdenburg 1971). Dieser Wechsel unterschiedlicher Geomorphodynamik und ökologischen Zustands ist die Folge von natürlichen Klimaschwankungen (thermisch, hygrisch) und Tektonik. Bork et al. (1998) erweitern die Theorie um den Einflussfaktor Mensch für das Spätholozän. Somit beschreibt das Konzept der Landschaftsaktivität und -stabilität die Wechselwirkungen von Vegetations-, Substrat-, Boden- und Reliefeigenschaften und -prozessen sowie anthropogenen

Einwirkungen (Bork et al. 1998). Landschaftsaktivität ist charakterisiert von verstärkter Reliefbildung und Sedimentation, ausgelöst durch Erosion, Transport und Akkumulation. Ein stabiler Zustand stellt sich bei Vegetationsbedeckung, geringer Abtragung und intensiver Bodenbildung ein. Die Reliefbildung ist zu diesen Zeiten relativ gering. Das Wirken des Menschen, beispielsweise Rodung und Landnutzung, kann die natürliche geomorphologische Stabilität unterbrechen oder beenden und die Landschaft in einen aktiven Zustand versetzen.

#### 1.4 Stand der Forschung

Die Rekonstruktion der geographischen und kulturellen Verhältnisse historischer und prähistorischer Landschaften und deren Entwicklung mit der Zeit war und ist Forschungsinhalt der Paläogeographie, Quartärgeologie und Archäologie. Insbesondere die Erforschung der Ur- und Frühgeschichte des Menschen ist eine Gemeinschaftsaufgabe. Deren Anfänge im 19. Jahrhundert basieren auf geologischen Erkenntnissen und Methoden, da prähistorische Artefakte zunächst nur stratigraphisch unterscheidbar waren (Gerlach 2003). Es ist daher nicht verwunderlich, dass der Begründer der modernen Geologie Charles Lyell mit seiner Abhandlung von 1863 „Geological evidence of the antiquity of man“ zugleich Mitbegründer der prähistorischen Archäologie ist (Rapp & Hill 2006).

Die prähistorische und quartärgeologische Untersuchung des Nordschwarzmeerraumes hat in Russland eine lange und intensive Forschungsgeschichte, bedingt durch die Vielzahl an stein- und bronzezeitlichen Stätten in der Steppenzone. Deren Erforschung erfolgte anfangs hauptsächlich durch Geologen (Dolukhanov et al. 2009), und geht bis heute einher mit litho- und biostratigraphischen Untersuchungen sowie paläopedologischen Analysen, vor allem in der Steinzeitforschung.

Insbesondere für die Steppe im nordöstlichen Azovgebiet liegen vielfältige Informationen zur Besiedlung und kulturellen Entwicklung vor. Bemerkenswert ist die hohe Dichte an Siedlungsdaten für die Bronzezeit. Dieser Bestand ist selten, da sich die archäologische Forschung in der Steppenzone vorrangig auf Grabhügel konzentriert (van Hoof et al. 2012). Die hohe Datendichte und Forschungsaktivität erklärt sich vor allem durch die heute dichte Besiedlung um das Dondelta mit den Städten Rostov am Don und Azov, sowie entlang der Küste mit den Städten Taganrog und Mariupol. In den dünn besiedelten Gebieten im Hinterland der Küste ist die archäologische und paläogeographische Forschungstätigkeit schwächer. Entsprechend geringer ist auch die Datenlage.

Generelle Schwächen der russischen geo-archäologischen Forschung im nordöstlichen Azovgebiet sind ein unzureichendes geochronologisches Modell für die natürliche Landschaftsgenese und eine bislang fehlende absolute Chronologie der Bronze- und Eisenzeit. Innerhalb der paläogeographischen und paläoökologischen Forschung liegen zahlreiche Studien vor, die nicht oder unzureichend absolut datiert sind oder deren Interpretation und Rekonstruktion auf unkalibrierten Radiokarbonaten beruhen. Problematisch ist das Fehlen einer regionalen oder überregionalen Chronostratigraphie des Holozäns, die auf  $^{14}\text{C}$ -Daten oder anderen absoluten Datierungen basiert. Die Abgrenzung von Chronozonen erfolgt nach wie vor nach der unkalibrierten Blytt-Sernander-Klassifikation. Die chronologische Leerstelle der Bronzezeitforschung im Nordazovgebiet konnte durch die Promotionsarbeit von Leon van Hoof (in Vorb.) geschlossen werden. Basierend auf 46  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus eigenen und russischen Grabungen hat van Hoof für die Rostov Region eine Chronologie der

Bronze- und Eisenzeit erstellt (van Hoof 2012, van Hoof & Schlöffel 2016, Kap. 3.2.1). Dies ist ein wichtiger Schritt für die geoarchäologische Erforschung der Region, da nun natur- und kulturgeschichtliche Entwicklungsphasen miteinander korrelierbar sind. Jedoch erweist sich die absolute chronologische Unterscheidung der einzelnen bronzezeitlichen Kulturen als schwierig. Nach wie vor weit verbreitet im nordpontischen Steppenraum ist die traditionelle, relative Unterteilung der Bronzezeit in drei typochronologische Phasen. Sie beruht auf den Studien von V. A. Gorodcov (1901–1903), dem Begründer der Archäologie in der Eurasischen Steppenzone (Mitusov et al. 2009, van Hoof & Schlöffel 2016).

Die moderne paläogeographische Landschaftsrekonstruktion, basierend auf der Interpretation von Bodenabfolgen und Sedimentablagerungen im Untergrund (Geoarchive), gründet auf dem Konzept der Fazies (Gressly 1838) und Walther's Gesetz der Fazieskorrelation von 1894 (Miall 2016). Nach diesen Ansätzen können über die horizontale und vertikale Verteilung der Sedimente im Untergrund Rückschlüsse auf die Paläolandschaft zum Zeitpunkt der Sedimentablagerung gezogen werden. Aus dem Studium rezenter Ablagerungsräume und Sedimente und ihrer „ancient equivalents“ (fossile Entsprechungen) entwickelten verschiedene Autoren idealisierte Faziesmodelle. Sie sind ein Abbild aller Merkmale des Ablagerungssystems und geben die vertikale und laterale Verteilung der Sedimente wieder (Tucker 2003). Anhand von lokalen Beispielen werden diese Modelle fortlaufend verfeinert. Eine aktuelle Synthese zu Stratigraphie, Faziesanalyse und Faziesmodellen verschiedener Ablagerungsräume gibt Miall (2016). Blair & McPherson (2009) stellen konkret die Sedimentologie und Stratigraphie von Schwemmfächern dar.

#### **1.4.1 Paläogeographische Untersuchungen in der nordöstlichen Schwarzmeersteppenregion**

Seit mehreren Jahren ist das Südliche Wissenschaftszentrum der Russischen Akademie der Wissenschaften mit Sitz in Rostov am Don Ausrichter verschiedener nationaler und internationaler Konferenzen, die sich mit der Quartärgeologie, (Paläo-)Geographie und Ökologie sowie Prähistorie der Schwarzmeersteppenregion (Abgrenzung siehe Abb. 3-1) auseinandersetzen. Die Beiträge, veröffentlicht in den jeweiligen Konferenzbänden (z. B. Matišov et al. 2009, Matišov 2012, 2013, Tesakov et al. 2010), geben den aktuellen Stand der landschafts-genetischen Forschung wieder.

Wesentliche Forschungsinhalte sind naturräumlich bedingt die Meeresbeckenentwicklung und der Verlauf der Küstenlinie im Holozän. Aus dem IGCP521 - INQUA501 Projekt „Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaption strategies“ (2005–2011) sind zahlreiche Publikationen hervorgegangen, die geologische, hydrologische, klimatologische und archäologische Aspekte der Schwarzmeerentwicklung zusammenfassen (Yanko-Hombach & Yilmaz 2007, Yanko-Hombach et al. 2007, Buynevich et al. 2011). Eine zentrale Stellung nimmt dabei die Debatte um die Sinnflut-Hypothese von Ryan & Pitman (1998) ein (Yanko-Hombach et al. 2007). Für Aufmerksamkeit sorgten die geoarchäologischen Studien von Porotov (2007), Brückner et al. (2010) und Fouache et al. (2012). Die Studien setzen sich kritisch mit den bisherigen Meeresspiegelkurven russischer Kollegen auseinander und präsentieren eine alternative Meeresspiegelkurve für den Südazovraum. Im Zusammenhang mit archäologischen Daten

diskutieren sie außerdem die weitverbreitete Vorstellung von extremen Meeresspiegelschwankungen im Spätholozän.

Zur paläogeographischen Entwicklung des Azovschen Meeresbeckens gibt Svitoch (2008) eine Zusammenfassung. Matishov et al. (2013) erstellen anhand der azovschen Meeresablagerungen eine Biostratigraphie für die letzten 3000 Jahre und leiten daran Klima- und Salinitätsschwankungen ab.

Untersuchungen zur fluvialen Entwicklung beschränken sich auf die fluvialen Sequenzen der großen Ströme wie Dniepr, Don und Wolga. Eine Faziesbeschreibung und Rekonstruktion der Erosions- und Aggradationsdynamik des Don im späten Känozoikum geben Matoshko et al. (2004). Die multidisziplinäre Studie von Matoshko & Semenenko (2009) untersucht die fossilen fluvialen Ablagerungen innerhalb der nördlichen Küstenebenen des Azovschen und Schwarzen Meeres. In den kleinen Tieflandsflüssen der Ukraine erfolgten hydrologische Untersuchungen zum aktuellen Sedimentationsverhalten und zur Sedimentfracht und Flussbettveränderung (Kovalchuk & Vishnevskiy 2004, Obodovsky 2004)

Die Rekonstruktion der holozänen Landschaftsdynamik und Umweltbedingungen in der eurasischen Steppenzone erfolgt in einem großen Umfang über paläopedologische Methoden. In Russland hat die Zusammenarbeit von Bodenkundlern und Archäologen eine über hundertjährige Tradition (Mitusov et al. 2009). Sie gründet auf dem gemeinsamen Interesse an begrabenen Böden unter archäologischen Denkmälern. Diese Kooperation hat sich in den 80er Jahren als „archäologische Bodenkunde“ etabliert (Demkin 1997, Ivanov & Demkin 1999, Alexandrovskiy & Alexandrovskaya 2004). Forschungsschwerpunkt ist die lokale Rekonstruktion des Steppenklimas, aber auch die Interaktion von Bodenentwicklung und Klimadynamik, Mensch-Umwelt-Beziehungen und die Entwicklung von Feld- und Labormethoden. Eine Übersicht zu den angewandten Methoden in der russischen Paläobodenforschung geben Mitusov et al. (2009).

Die holozäne Bodenentwicklung in der eurasischen Steppenzone beschreibt I. V. Ivanov (1992). Der osteuropäische Steppenteil ist paläopedologisch sehr gut untersucht, v. a. durch die Arbeiten von V. A. Demkin. Er ist einer der bedeutendsten Vertreter der archäologischen Bodenkunde. Seit über 40 Jahren forscht er zu Dynamik und Eigenschaften von Paläoböden unter Kurganen in der Wolga-Don-Steppe (Demkin et al. 2010). Für die Zeit vom Neolithikum bis ins Mittelalter erstellt er anhand diverser Lokalstudien Pedochronosequenzen (Demkin et al. 2004, 2009, 2010, 2012, Demkin & Demkina 2002, Demkina et al. 2007, 2010, u. a.). Neben den Tieflandsgebieten liegt ein weiterer archäologisch-bodenkundlicher Forschungsschwerpunkt in der Steppe im Nordkaukasus. Hier untersucht A. L. Alexandrovskiy die fossilen Böden unter Grabhügeln (1997, 2000, 2001, 2005). Eine Bestandsaufnahme und kartographische Darstellung aller bis 2006 veröffentlichten Daten zur Entwicklung der Steppenböden in der Schwarzmeerregion zu verschiedenen Zeitscheiben des Subboreals präsentieren Chendev & Ivanov (2007).

In der klima- und landschaftsgeschichtlichen Forschung sowie in der Steppenarchäologie wird neben bodenkundlichen Methoden auch die palynologische Analyse eingesetzt. Aufgrund der wenigen Moore in der Schwarzmeersteppe basieren die Erkenntnisse zur holozänen Vegetationsgeschichte auf der Analyse von fluvialen und nichtorganischen Ablagerungen, wie Löss, fossilen Böden und Kulturschichten. Die Mehrheit der palynologischen Untersuchungen erfolgt im Zusammenhang mit archäologischen Grabungen, da die Methode auch zur Bestimmung und relativen Datierung der

Kulturschichten dient (Spiridonova et al. 2008). Die Vegetations- und Klimageschichte der Steppe im Osten und Süden der Ukraine ist durch die Arbeiten von N. P. Gerasimenko in Kombination mit litho- und pedologischen Analysen der archäologischen Stätten untersucht (1997, 2007, 2010, 2011). Durch E. A. Spiridonova (1991) ist die pleistozäne und holozäne Entwicklung der Vegetationsbedeckung im Donbecken bekannt. E. Ju. Novenko rekonstruiert spätholozäne Vegetationsänderungen in der Azovregion anhand mariner Sedimente aus dem Azovschen Meer (Matishov et al. 2013). C. V. Kremenetski untersucht die Moore in der Steppe und stellt auf überregionaler Ebene die holozäne Vegetations- und Klimageschichte der Steppenzzone Südrusslands dar (1991, 1995, 1997b, 1997c). Erstmals sind in diesem Zusammenhang Pollendiagramme aus der Region <sup>14</sup>C-datiert. Für das untere Don- und Dnieprbecken rekonstruieren Kremenetski et al. (1999) die holozäne Waldgeschichte und zieht Schlussfolgerungen zum Landnutzungswandel und menschlichen Einfluss auf die Vegetationsentwicklung. In der Synthese von 2003 fasst Kremenetski verschiedene palynologischen Studien von Seen, Mooren und archäologischen Stätten zusammen und gibt eine Übersicht zur holozänen Entwicklung der Schwarzmeer- und Kasachischen Steppenregion.

Die Landschafts- und Umweltveränderungen im Holozän und deren Einfluss auf die Steppenbewohner und deren Gesellschaft werden in dem Sammelband von Scott et al. (2004) diskutiert. Aus kultur- und naturwissenschaftlicher Sicht werden der Ursprung, die Entwicklung sowie Interaktion und Migration prähistorischer und antiker Völker in Eurasien und deren Beziehung zum Naturraum erörtert. Die Anpassung des Menschen an die holozänen Klimaschwankungen im nordpontischen Steppenraum legen Kotova & Makhortykh (2010) dar. Hierfür korrelieren sie Kultur- und Siedlungsdaten mit Daten zum Klima- und Landschaftswandel der letzten 8000 Jahre.

#### **1.4.2 Arbeiten im Forschungsraum**

Der Forschungsraum im nordöstlichen Azovgebiet (Abb. 3-2) hat eine bedeutende Stellung in der archäologischen und quartärgeologischen Forschung in Südrussland. Das Dondelta und die angrenzende Küste der Taganrog Bucht sind eines der an jungpaläolithischen Stätten reichsten Gebiete in der osteuropäischen Steppenzzone (Leonova 1994). Auch aus der antiken Zeit finden sich hier wichtige Stätten des nordöstlichen Schwarzmeerraumes. Seit Anfang 1900 werden die Stätten Beglica und Taganrog an der Nordküste und Tanais und Elizavetovka im Dondeltagebiet untersucht (Miller 1927, 1958).

Die erodierende Küstenlinie der Bucht von Taganrog legt nicht nur prähistorische und historische Siedlungen und Nekropolen frei, sie lässt auch sehr gute natürliche Aufschlüsse spätneogener und quartärer Ablagerungen entstehen, die reich an fossilen Faunenresten sind. Da der Raum während der Glaziale immer eisfrei war, findet sich hier eine komplexe Sedimentationsgeschichte aus marinen, fluviatilen und deltaischen Sedimenten. Hinsichtlich quartärstratigraphischer und paläogeographischer Fragestellungen ist das Gebiet eine Schlüsselregion für Quartärgeologen und Paläontologen, auch auf internationaler Ebene (Tesakvo et al. 2007). Die Forschungsgeschichte reicht über hundert Jahre zurück.

Ein grundlegendes Werk zur Stratigraphie und Chronologie der Meeres- und Donterrassen der Azov Ebene ist die Arbeit von Lebedeva (1972). Die an der Küste aufgeschlossenen Löss-Bodensequenzen

waren über 40 Jahre Forschungsschwerpunkt des international bedeutenden Paläogeographen A. A. Velichko. Seine multidisziplinären Studien beschäftigen sich mit der Genese und Chronologie der Löss-Bodensequenzen im Don-Azov Gebiet. Aus den Ergebnissen leitet Velichko die pleistozäne und holozäne Landschafts- und Klimageschichte und die paläoökologischen Bedingungen im Paläolithikum ab (Velichko & Zelikson 2005, Velichko et al. 2009a, 2009b). Außerdem rekonstruiert er die quartäre Entwicklung der südrussischen Steppenzonen (Velichko et al. 2012) und entwickelt die aktuell gültige Quartärstratigraphie der Osteuropäischen Ebene (Velichko 1990). Seine jüngste Studie verfolgt erstmals in der Lössforschung einen geomorphologischen Ansatz. Konstantinov et al. (2018) rekonstruieren für die Mius-Halbinsel bei Beglica die Paläotopographie während der Inter-glaziale der letzten 500 ka.

Die paläontologischen Funde der stratigraphischen Sequenzen entlang der Küste und in den küstennahen Tälern analysieren neben anderen Tesakov et al. (2007) und Baygusheva et al. (2011).

Die Sedimentologie der Nehrungshaken an der Nordküste des Azovschen Meers, z. B. bei Beglica, beschreiben Logvinenko & Remizov (1964). Über die Entstehung und den geologischen Bau des Mius Liman ist bereits bei Sokolov (1895) zu lesen.

Die Erkundung des Dondeltas reicht ebenfalls in das 19. Jahrhundert zurück (Marčenko et al. 2000). Bereits die ersten feldarchäologischen Untersuchungen der antiken Siedlungen wie Tanais oder Elizavetovka (Miller 1910, 1925) gehen einher mit sedimentologischen Aufnahmen. Ziel aller bislang erfolgten geo-archäologischen Untersuchungen ist die Rekonstruktion des Dondeltas für die Eisenzeit (u. a. Romanašin 1960, Žitnikov 1992, Garbuzov & Tolochko 2008, Garbuzov et al. 2009). Die holozäne Deltagenese ist aber bis heute nicht ausreichend geklärt. Eine Schwäche aktueller Arbeiten (Zajzev & Zelenščikov 2009, Matishov et al. 2012) ist die Korrelation sedimentologischer Daten mit der weit verbreiteten Annahme von extremen Meeresspiegelschwankungen im Spätholozän (Balabanov 2007).

Auch das Verhältnis der antiken Siedlungen zum Küstenverlauf der Bucht von Taganrog ist von geo-archäologischem Interesse (Kopylov & Rylov 2006). Die paläogeographische Erforschung der Bucht wurde umfassend in den 1960er Jahren betrieben (Panov & Chrustalev 1966, Šnjukov et al. 1974, Chrustalev 1986) und wird aktuell fortgesetzt durch die Projekte des Südlichen Wissenschaftszentrum der Russischen Akademie der Wissenschaften (Matishov et al. 2012). Unter anderem werden im östlichen Teil der Bucht mittels geophysikalischer und sedimentologischer Methoden die Morphologie des Meeresbodens, die holozänen Ablagerungen und die Talentwicklung des Paläodon untersucht (Pol'shin et al. 2013, Šejkov 2013).

Für das nördliche Hinterland der Küste und des unteren Don liegen vor allem paläopedologische Daten vor. Im Zusammenhang mit der Ausgrabung von Kurganen im Forschungsraum untersucht Pesochina (2000, 2008, 2010) die fossilen Böden hinsichtlich der Tschernosementwicklung und bodenbildenden Prozesse seit der Bronzezeit. Bezuglova et al. (2008) analysieren und vergleichen in ihrer archäologisch-bodenkundlichen Studie die rezenten und begrabenen Böden der antiken Stadt Tanais. Zum Verständnis der neolithischen Entwicklung in der osteuropäischen Steppe untersuchen Aleksandrovsky et al. (2009) die Sedimente und begrabene Böden steinzeitlicher Plätze am unteren Don pedologisch und palynologisch und rekonstruieren die Umweltbedingungen während der Besiedlung.

Vegetationsgeschichtliche Analysen wurden im Forschungsraum ausschließlich an Grabungsschnitten steinzeitlicher Plätze vorgenommen. Es liegen Daten aus dem mittleren Tal des Mius (Levkovskaja 1992), dem unteren Don (Kremenetski 1991, 1997a, Spiridonova 2008, Borisova 2011) und aus dem Trockental der Kamenaja Balka vor (Leonova et al. 2006). Aus der mittelalterlichen Grabung an der Manučkina Balka, einem Seitental des unteren Sambek, geht ein Pollenprofil der spätpleistozänen Vegetationsentwicklung hervor (Demina 2009).

Einzigartig im nordöstlichen Azovraum ist die umfassende geoarchäologische Studie zur Paläoökologie der jungpaläolithischen Fundplätze im Gebiet der Kamenaja Balka (Leonova et al. 2006). Seit den 1960er Jahren werden hier, nördlich der antiken Stadt Tanais und des Dondeltas, geologische und geomorphologische Studien mit pedologischen, paläobotanischen und paläozoologischen Analysen kombiniert und die spätpleistozäne Kultur- und Landschaftsgeschichte der Lokalität rekonstruiert (Leonova et al. 2015).

### 1.4.3 Überregionale Studien zur Landschaftsdynamik im Osteuropäischen Tiefland

Für die nordöstliche Schwarzmeersteppenregion und den Forschungsraum liegen nur wenige lokale oder regionale Studien zur holozänen Dynamik der Landschaftsentwicklung vor. Es fehlt vor allem an paläohydrologischen Untersuchungen fluvialer Archive und geomorphologisch-sedimentologischen Untersuchungen holozäner Boden- Sedimentsequenzen von Talverfüllungen und Schwemmfächern. Allerdings gibt es für die Osteuropäische Ebene, einschließlich der südlichen Steppenzone, mehrere Metastudien, die unterschiedliche Paläodaten zusammenfassen und daraus Aktivitäts- und Stabilitätsphasen der holozänen Landschaftsentwicklung ableiten.

Sidorchuk et al. (2001, 2009, 2011, 2012) und Sidorchuk & Borosiva (2000) untersuchen mit hydro-morphologischen und hydroklimatischen Methoden rezente und ehemalige Fließrinnen und rekonstruieren für verschiedene Einzugsgebiete die Entwicklung des hydrologischen Regimes und der Auenmorphologie. Alle bisherigen Radiokarbonalter fluvialer Ablagerungen wertet die aktuelle Studie von Panin & Matlakhova (2015) statistisch aus und interpretiert die Daten nach paläohydrologischen Aspekten. Als Ergebnis geht eine fluviale Chronologie der Osteuropäischen Ebene für die vergangenen 20 ka hervor.

Die in den Flusstälern der zentralen russischen Ebene begrabenen Böden untersucht Alexandrovskiy (Alexandrovskiy & Alexandrovskaya 2004, Alexandrovskiy & Krenke 2004, Alexandrovskiy et al. 2004). Er identifiziert mehrere Phasen holozäner Bodenbildung und intensiver fluvialer Sedimentation und zieht daraus paläoökologische und kulturgeschichtliche Schlussfolgerungen. Sycheva (Sycheva et al. 2003, Sycheva 2006) erkennt ebenfalls zyklisch wechselnde Bodenbildungs- und Sedimentationsphasen, die sich in Hangsedimenten und fluvialen Ablagerungen der gesamten Osteuropäischen Ebene widerspiegeln. Die Hauptphasen der Bodenbildung in der Russischen Ebene und die räumliche Verteilung der Bodentypen zu bestimmten Zeiten werden von Aleksandrovskiy (1996) bestimmt und kartographisch dargestellt. Die Entwicklung der Tschernoseme in der Wald- und Grassteppe fassen Chendev et al. (2010) zusammen, in dem sie eine generalisierte Chronosequenz mit Lang- und Kurzzeittrends der Bodenbildung für die letzten 5000 Jahre präsentieren.

Landschaftsdynamische Aktivitätsphasen, die sich in der Einschneidung und Verfüllung von Erosionstälern und in der Schwemmfächerbildung äußern, werden durch die detaillierten Studien von V. R. Belyaev und A. V. Panin belegt. Das Ergebnis ist eine Chronologie der holozänen Gullyentwicklung und Erosionsaktivität für die zentrale Russische Ebene (Belyaev et al. 2004, 2005, Panin et al. 2009, 2011). Der Art Studien sind bislang selten. Es fehlt an weiteren lokalen Untersuchungen zur Erosionsdynamik im Holozän, vor allem in der südlichen Steppenzone (Panin et al. 2009). Eine Übersicht zur historischen Erosion und Sedimentation seit der intensiven Landwirtschaft ab dem 18. Jahrhundert geben Sidorchuk & Golosov (2003). Die aktuelle Situation beschreiben Litvin et al. (2003). Für die verschiedenen Landschaftszonen wurden die Gully-Erosion und die Aufsedimentation der kleinen Flusstäler kartiert und graphisch dargestellt.

Die pedogenen und sedimentologischen Daten zur Landschaftsgeschichte werden in allen Studien paläoklimatisch interpretiert und / oder mit Klimarekonstruktionen verglichen. Die aktuellen Darstellungen der holozänen Klimaentwicklung in den verschiedenen Landschaftszonen der Osteuropäischen Ebene basieren auf der Generalisierung zahlreicher vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen von Khotinsky (1984) und Spiridonova & Lavrušin (1997). Die Hauptphasen der holozänen Vegetationsentwicklung und Landschaftsveränderung beschreiben Spiridonova & Alesinškaja (1999) und Alesinškaja et al. (2008). Eine neue Rekonstruktion der Landschaftszonen während des holozänen Klimaoptimums liegt von Markova et al. (2003) vor. Die großräumige Vegetationsdynamik im Spätpleistozän fasst Simakova (2001) zusammen. Eine umfassende Betrachtung aller bislang veröffentlichten Studien zur spätquartären Klimaentwicklung in Westeurasien nimmt Bostonaliev (2014) vor.

Die Modelle der Klima- und Landschaftsentwicklung fließen ein in die kulturgeschichtliche Erforschung der Osteuropäischen Ebene. Eine Zusammenstellung regionaler Studien zum prähistorischen Menschen und seine Umwelt im Holozän findet sich bei Dolukhanov et al. (2009).



## Kapitel 2

### Untersuchungsmethoden und Analysetechniken

Die jüngere Geschichte einer Landschaft spiegelt sich an der Form und Beschaffenheit ihrer Geländeoberfläche, aber vor allem im oberflächennahen Untergrund wider. Bodenabfolgen, Sedimentablagerungen und archäologische Funde und Befunde überliefern auf lokaler Ebene die paläogeographische und kulturelle Entwicklung einer Region.

Als ein Teil der Landschaftsdynamik wird der Mensch verstanden. Er prägt einerseits mit seinem Handeln die natürliche Umwelt, wird aber auch andererseits in seinem Wirken von den naturräumlichen Bedingungen beeinflusst (Abb. 1-2). Diese Interaktion zwischen Mensch und Umwelt wird über den geoarchäologischen Ansatz erforscht (Kap. 1.2). Nach dem Konzept von Rohdenburg (1971) wird die Entwicklung der Landschaft nach geoökologisch-geomorphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätsphasen rekonstruiert (Kap. 1.3).

Stellvertretend für die Steppenlandschaft der Azovschen Ebene, wurde im Hinterland der Bucht von Taganrog, die Landschaft des Sambektals geomorphologisch, stratigraphisch und paläoökologisch analysiert. Es sind vor allem die Täler der Steppe die über ihre Morphologie und Stratigraphie der Ablagerungen (fluvial, kolluvial) über frühere Ereignisse und Prozesse im Einzugsgebiet informieren. Die Auswertung des abgelagerten Materials erfolgt über die Analyse der stratigraphischen Verhältnisse im Untergrund und über die Faziesabfolge. Hierfür wurden die Sedimente mit Bohrungen erschlossen und im Labor physikalisch, chemisch und paläoökologisch analysiert. Das chronologische Gerüst für die Verknüpfung der sedimentologischen und archäologischen Daten (van Hoof in Vorb.) bilden Radiokohlenstoffdatierungen. Zusätzliche Informationen, vor allem zum heutigen Landschaftszustand, ergaben sich aus dem Studium verschiedener Karten, Satelliten- und Luftbilder.

#### 2.1 Geländearbeit

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung beruhen auf den Feldarbeiten im Sommer 2008 und 2009, die während der Grabungskampagnen des Deutschen Archäologischen Instituts auf der Mius-Halbinsel stattfanden (Dally et al. 2013; Tafel 2). Zu Beginn erfolgte eine großräumige Erkundung der Region zwischen der ukrainischen Grenze im Westen und Rostov am Don im Osten und von der Küste bzw. dem Dondelta bis nach Matveev Kurgan im Norden (Abb. 2-1). Mit Hilfe des russischen Kollegen P. A. Larenok (Don-Archäologische Gesellschaft Rostov am Don) konnten die archäologischen Besonderheiten der einzelnen Landschaftseinheiten erfasst werden, welche durch Sondierbohrungen von geographischer Seite ergänzt wurden. Basierend auf den geographisch-archäologischen Erkundungen wurde das Sambektal und sein Einzugsgebiet als Mikroregion für die geoarchäologisch-sedimentologische Untersuchungen bestimmt. Die Erschließung des Gebietes erfolgte über die Aufnahme der Geländeeigenschaften und die Analyse von Bohrprofilen sowie von

archäologischer Seite über die Kartierung von Gräberfeldern und Siedlungsplätzen. Darüber hinaus wurden auf zwei Siedlungsflächen außerhalb der Mikroregion Ausgrabungen durchgeführt, um Erkenntnisse zur Siedlungsform, Wirtschaftsweise und zeitlichen Stellung zu erlangen (Dally et al. 2013).

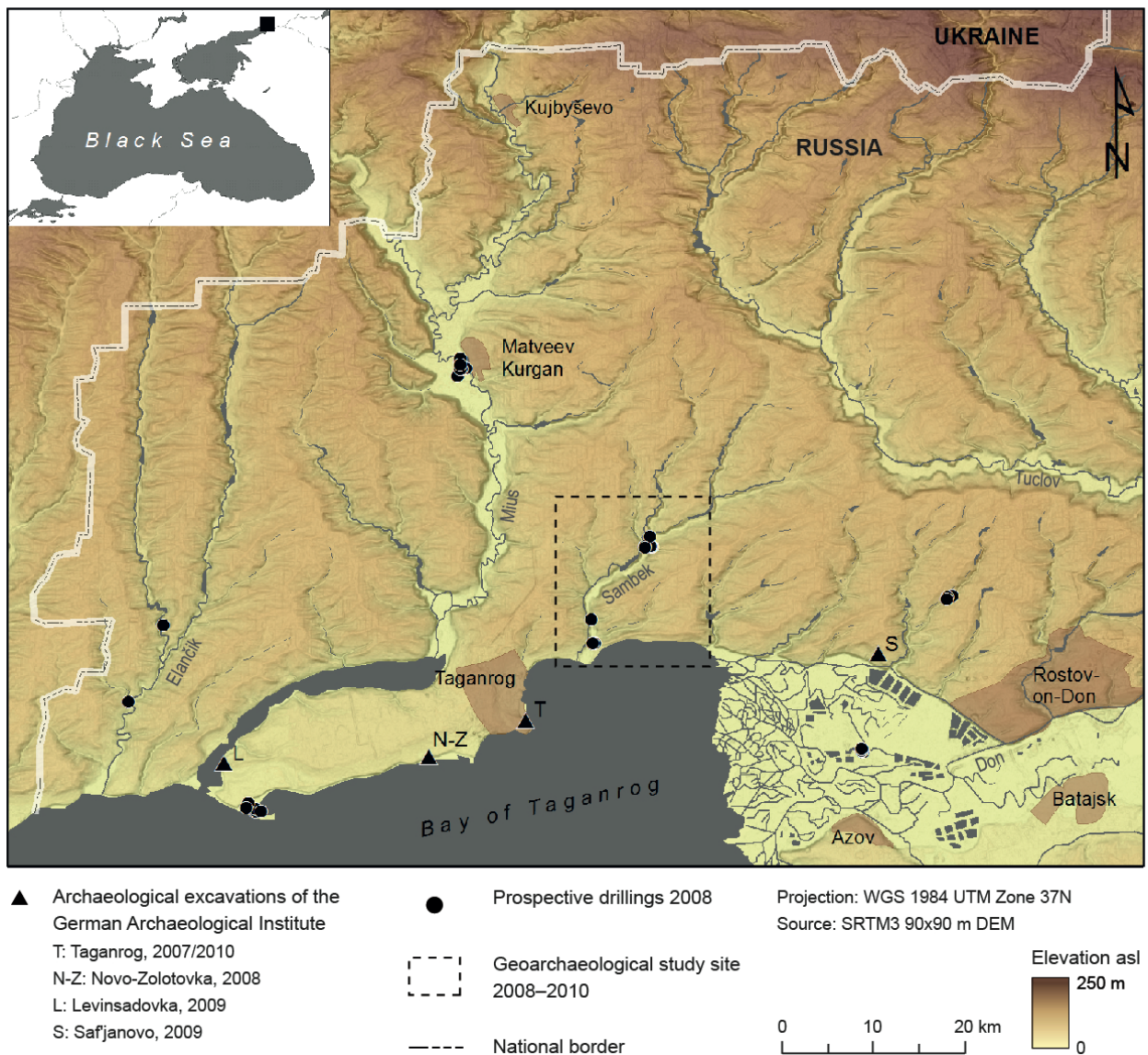


Abb. 2-1: Geländearbeiten im Untersuchungsgebiet nördlich der Bucht von Taganrog.

Fig. 2-1: Field work in the research area north of the Taganrog Bay.

### 2.1.1 Geländeaufnahmen

Die Untersuchung einer Landschaft auf ihre vergangene Umwelt und deren Rekonstruktion erfordert das Verständnis für die gegenwärtigen naturräumlichen Bedingungen und Zusammenhänge. Ergänzend zu den sedimentologischen Untersuchungen (Kap. 2.2) wurden deshalb die wesentlichen Geländeeigenschaften des Sambektales aufgenommen (Relief, Petrologie, Kluffnetz, Vegetationsbedeckung, Landnutzung) oder anhand von Sekundärdaten (Klima, Hydrologie, Bodentypen) zusammengestellt.

#### ■ Kartographische Grundlagen

Die Aufnahmen und Untersuchungen im Sambektal wurden mit verschiedenen kartographischen Informationen vor- und nachbereitet. Folgendes Material wurde verwendet:

##### Kartenmaterial

- topographische Karten: sowjetische Generalstabskarten Blatt L-37, 1 : 500 000 bis 1 : 50 000 (1982–1990), teilweise 1 : 25 000 (1964)
- historische Karten: des Azovschen Meeres und des Don Deltas aus den Jahren 1541, 1740, 1773, 1699, 1878/79
- Atlanten mit zahlreichen thematischen Karten: Russisch Physisch-Geographischer Atlas der Welt (1964, Teil 2: Sowjetunion), Nationalatlas Russlands (2000), Band 1 und 2
- Geologische Karte 1 : 1 Mio (1966)
- Bodenübersichtskarte 1 : 2,5 Mio (1988) und weitere Karten kleineren Maßstabs, Bodenkarten 1 : 25 000 (1966/1993), 1 : 50 000 (1985),
- Archäologische Surveykarten 1 : 25 000 von Pavel Larenok (Don-Archäologische Gesellschaft Rostov am Don), unveröffentlicht
- Karte der natürlichen Vegetation Europas 1 : 2,5 Mio (2004)

##### Fernerkundungsdaten

- Corona-Aufnahmen (System KH7 von 1962, Auflösung 0,6–1,2 m; System KH9 von 1972, Auflösung 6,1–9,1 m)
- LANDSAT ETM+, Szene 175-27 (vom: 21.07.2002; Auflösung 30 m / Pan 15 m)
- IRS-Szene (2002, Auflösung 7 m)
- ASTER-Multispektralszene (vom 05.09.2007, Auflösung 30 m)
- SRTM3 (2005, Auflösung 90 m, 3 Bogensekunden)

#### ■ Geologie und Geomorphologie

Zum Verständnis der Reliefentwicklung und bodenbildenden Prozesse wurden geologische Karten und Publikationen zur Geologie der nördlichen Schwarzmeerregion ausgewertet. Der „TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to mantle“ (Stampfli & Borel 2004) vermittelt einen

Überblick über die geologischen Verhältnisse im Untergrund und die großräumige Entwicklung der Region im Laufe der Erdgeschichte. In Lebedeva (1972) werden die quartären Ablagerungen beschrieben, welche an der Steilküste des Azovschen Meeres aufgeschlossen vorliegen. Einen Einblick in die lokal geologischen Strukturen nördlich des Dondeltas gibt die paläoökologische Arbeit über die Balka Kamenaja (Leonova et al. 2006), 25 km östlich des Sambektales.

Die Sekundärdaten unterstützen die eigenen geologischen Aufnahmen im Sambektal. An mehreren Aufschlüssen wurde die Streichrichtung der Klufflächen mit Hilfe eines Kompasses gemessen (je Aufschluss mind. 40 Punkte). Um den Einfluss der Tektonik auf die Reliefentwicklung beurteilen zu können, wurde zusätzlich die Hauptstreichrichtung der Täler im Arbeits- und weiteren Untersuchungsgebiet anhand von Karten ermittelt und mit den Daten der Kluffmessungen verglichen. Die Richtungshäufigkeiten der Klüfte und Täler sind in Richtungsrosen graphisch dargestellt.

Die geologischen Verhältnisse spiegeln sich darüber hinaus in den Formen der Oberfläche wider, welche ebenso Informationen zur Reliefentwicklung und Bodenbildung liefern. Unter Verwendung von Luftbildern und Fernerkundungsdaten wurde das weitere Untersuchungsgebiet großräumig geomorphologisch untersucht. Die Reliefeigenschaften des Sambektales wurden über Geländebegehungen, unter Verwendung topographischer Karten (TK 50), im Maßstab 1 : 7000 kartiert. Dabei wurden Reliefformen, Oberflächensubstrate sowie geomorphologische Strukturen und Prozesse aufgenommen (Leser & Stäblein 1980). Weiterhin wurden die Talquerprofile von schwemmfächerbildenden Tälchen und Schluchten vermessen. Anhand der morphographischen Verhältnisse kann auf die reliefbildenden Prozesse und geomorphologischen Veränderungen geschlossen werden.

Morphometrische Daten auf regionaler Ebene, wie Länge und Neigung der Haupttäler, wurden aus topographischen Karten oder über die Auswertung von Geländemodellen in der Software ArcMap ermittelt.

#### ■ Hydrographische Eigenschaften

Anhand topographischer Karten und jahreszeitlich gestaffelter Luftbilder wurde das Gewässernetz erfasst und Abflussbahnen sowie ehemalige Flussläufe und Mäander für das Sambektal kartiert (Abb. 4-10). Das in den eigenen Karten dargestellte Gewässernetz basiert allerdings auf dem Stand der topographischen Karten (1982–1990). Für das Arbeitsgebiet entspricht das der Situation nach der Flussregulierung durch den Bau von Staumauern in den 1960ern.

Aus dem Kartenmaterial gingen außerdem Quellaustritte hervor. Deren Vorkommen wurde durch Geländebegehungen ergänzt und in den geomorphologischen Detailkarten (Abb. 4-5) verzeichnet.

Allgemeine hydrologische Daten wurden aus der Literatur entnommen, konkrete Daten insbesondere zum Sambek waren nicht verfügbar.

#### ■ Boden- und vegetationskundliche Charakterisierung

An offenen gebohrten Profilen wurden die allgemeinen Merkmale der Bodendecke in den verschiedenen Landschaftseinheiten aufgenommen. Das Augenmerk lag vor allem auf der Mächtigkeit der Humushorizonte und der Ausfällungstiefe von Sekundärcarbonaten und Gipsen. Dies sind

entscheidende Parameter für die Charakterisierung der Steppenböden. Die Punktdaten wurden ergänzt durch die regionale Bodenkarte des Neklinovski Bezirks (1 : 25 000, 1966/1993). Die Nomenklatur der Bodentypen und –eigenschaften wird nach der russischen Klassifizierung von E. N. Ivanova (1976) übernommen.

Informationen zur Landnutzung und Degradation der Böden geben sowohl die Bodenkarte als auch der Raumordnungsplan für den Südwestbezirk der Rostov Region (Rossijskij Institut Urbanistiki 2007). Die aktuelle Vegetationszusammensetzung und –struktur im Sambektal wurde während der geomorphologischen Kartierung grob aufgenommen. Einen Überblick der potentiellen natürlichen Vegetation gibt die „Karte der natürlichen Vegetation Europas im Maßstab 1 : 2,5 Mio. mit Erläuterungen“ vom Bundesamt für Naturschutz (Karamyševa 2004). In den Erläuterungen zur Karte wird die Florenausstattung der Steppe in den Niederungen des Schwarzen Meeres und des Don ausführlich charakterisiert.

### 2.1.2 Bohrarbeiten

#### ■ Sondierbohrungen

In einem Gebiet von 80 km x 40 km (Ost-West x Nord-Süd) wurde das Hinterland der Bucht von Taganrog nach geeigneten Geoarchiven, d. h. nach Akkumulationsstandorten mit Boden-Sedimentserien, erkundet. Die Sondierung erfolgte mittels Pürckhauer-Bohrstock (max. 2 m Teufe unter Flur) und schmalen Stechbohrer (halbzylinderförmig, offene Bohrkammer, Ø 2 cm). Mögliche Standorte geeigneter Geoarchive wurden über ihre Reliefposition anhand von Karten- und Satellitenmaterial vorab ermittelt. Die Lage der Archive ist vom Relief vorgegeben. Da die Azov Ebene von linienhaften Einschnidungen geprägt ist, konzentrierten sich die Sondierungen auf Akkumulationsbereiche im Tal (Hangfußflächen, Schwemmfächer, Auen, Flussaltarme) und im Küsten- und Deltabereich. Insgesamt wurden Bohrungen auf der Mius-Halbinsel, im Dondelta und entlang der Flüsse Elančik, Mius und Sambek niedergebracht.

#### ■ Wahl des Untersuchungsgebietes

Nach Auswertung der Sondierbohrungen und der archäologischen Gebietsdaten wurden das Sambektal und sein Einzugsgebiet als Arbeitsgebiet für die landschaftsgeschichtliche Untersuchung im Hinterland der Bucht von Taganrog gewählt (Abb. 2-1, 4-1).

Das kleine Flusstal des Sambek ist charakteristisch für die Landschaft der Nordschwarzmeer-Steppe in der Azov Ebene. Es bietet sich hier die naturräumliche und archäologische Vielfalt der Region in einem arbeitstechnisch überschaubaren Gebiet wieder. Zusätzliche Daten zur Besiedlung und Nutzung des Tales liefern russisch-archäologische Forschungen, die seit mehreren Jahrzehnten im unteren Talabschnitt stattfinden.

Durchaus entscheidend für die Wahl des Untersuchungsgebietes waren der freie Zugang zu den Geoarchiven sowie die relativ geringe Überbauung und die derzeit extensive Nutzung des Tales.

### ■ Kernbohrungen

Im mittleren Talverlauf, ca. 10 km nördlich der Mündung des Sambek in das Azovsche Meer, wurden in dem Talabschnitt zwischen den Dörfern Prijut und Nekrasovka 12 Kernbohrungen auf eine maximale Tiefe von 9 m u. GOF (unter Geländeoberfläche) abgeteuft (Tab. 2-1). Die Kernnahme erfolgte mit Rammkernsonde und Hand-Stechbohrer (Ø 6 cm). Letzterer ist für weiche, lockere Sedimente geeignet und ermöglicht eine störungsfreie Profilnahme, wie es für palynologischer Untersuchungen erforderlich ist. Die Rammkernprofile wurden geschlossen in PVC-Inlinern (Ø 5 cm, Länge 1 m) gewonnen, während die offenen Stechprofile in PVC-Halbschalen (Ø 6 cm, Länge 1,2 m) luftdicht verpackt wurden.

Tab. 2-1: Lage und Koordinaten der Bohrpunkte

Tab. 2-1: Location and coordinates of the drilling sites

Geographic coordinates					
Drilling core	Depth [m]	LAT	LON	Approx. elevation asl [m]*	Location
<b>Left side of the Sambek valley</b>					
TAG1	5	N 47°22.900	E 39°07.241	12	Settlement site on a slope toe, close to Balka Landina,
TAG2	3	N 47°22.903	E 39°07.241	12	Ca. 3 m west to TAG1, control core because of loss of sediment in core TAG1
TAG3	5	N 47°22.769	E 39°07.376	15	Alluvial fan of Balka Landina
TAG4	9	N 47°22.992	E 39°07.259	11	Floodplain, old Sambek branch
<b>Right side of the Sambek valley</b>					
TAG5	2.5	N 47°22.819	E 39°06.541	13	Opposite to Balka Landina, generation of alluvial fans of erosional valley 1
TAG6	4	N 47°22.818	E 39°06.578	13	50 m east to TAG5
TAG7	4	N 47°22.819	E 39°06.627	11	100 m east to TAG5
SAM1	6.3	N 47°22.527	E 39°06.448	10	Floodplain
TAG10	1	N 47°23.367	E 39°07.170	12	Top of a burial mound on a slope toe between the rivers Birjutsch'ja and Sambek
TAG11	5	N 47°23.367	E 39°07.170	12	1 m downwards of TAG10
<b>Balka Buzikova</b>					
TAG8	4	N 47°23.846	E 39°05.854	15	Right side, alluvial fan of erosional valley 2
TAG9	4	N 47°23.653	E 39°06.054	15	Right side, alluvial fan of erosional valley 3

\* derived from the topographic map 1 : 25000

Die Bohrpunkte sind über verschiedene Akkumulationsbereiche unterschiedlicher Sedimentherkunft verteilt, um das räumlich differente Ausmaß geomorphodynamischer Prozesse zu erfassen. Es wurden Profile entnommen aus dem Auenbereich und einem verlandeten Altarm des Sambek, aus Schwemmfächern sowie aus archäologischen Fundstellen im Hangfußbereich (Siedlungsplatz, Grabhügel, Kap. 4.2.2, 5). Insgesamt liegen für die sedimentologische Untersuchung 55,5 Kernmeter

vor. Die Profile aus Rammkernbohrungen sind mit ‚TAG‘ gekennzeichnet, die Stechprofile aus Handbohrungen mit ‚SAM‘.

## **2.2 Laborarbeit**

Die erbohrten Sedimentkerne wurden im Labor der Physischen Geographie an der Freien Universität Berlin geöffnet, beschrieben und beprobt. Unter Berücksichtigung lithostratigraphischer Änderungen wurden die Proben im Abstand von 10 cm auf physikalische und chemische Parameter analysiert (Tab. 2-2). Für paläoökologische und chronostratigraphische Untersuchungen wurden zusätzlich Proben genommen und aufbereitet, und zum Teil an externe Fachleute zur Analyse geschickt.

### **2.2.1 Kernbeschreibung**

Nach Öffnen der Bohrkern wurden die Profile mit Hilfe der Bodenkundlichen Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Boden 2005) beschrieben und anschließend photographisch dokumentiert. Die Ansprache des Bohrgutes erfolgte nach pedogenen, geogenen und biogenen Merkmalen. Anhand der physikalischen und chemischen Eigenschaften der Sedimente wurden lithostratigraphische Einheiten abgegrenzt. Das Profil TAG4 konnte zusätzlich entsprechend dem Gehalt von Pflanzen- und Tierresten biostratigraphisch beschrieben werden.

Die Art der Profilnahme hat zur Folge, dass nicht alle Merkmale aussagekräftig sind. Durch das Schlagbohren wird das Bohrgut gestaucht und komprimiert, wodurch Eigenschaften wie Schichtgrenzen, Gefüge oder Hohlräume verändert werden. Vor allem die feuchten und lockeren Sedimente sind davon betroffen.

### **2.2.2 Analyse physikalischer Eigenschaften**

Im Zusammenhang mit der Beschreibung der Kerne wurden die wesentlichen physikalischen Eigenschaften Korngröße (Fingerprobe), Farbe (Munsell), Feuchte und Durchwurzelung qualitativ aufgenommen Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Boden 2005). Die Farbe und magnetische Suszeptibilität wurden gesondert, auf quantitative Weise erfasst.

#### **■ Photometrische Farbestimmung**

Die Farbe ist ein wichtiger qualitativer Parameter, der hilfreich ist bei der Beschreibung und Unterscheidung von Bodenhorizonten und Sedimentschichten (Debret et al. 2011). Sie ist Indikator für physikalische, chemische und biologische Eigenschaften sowie für Bodenprozesse (Viscarra Rossel et al. 2006).

Tab. 2-2: Übersicht der angewandten Analysen, differenziert nach Bohrprofilen

Tab. 2-2: Overview of applied analyses of the drilling cores

Drilling core	Depth [m]	Location	Type of analysis														
			Grain size (Fingertest)	Spectral properties	Magnetic suscep.	pH value	Electric conductivity	Loss on ignition	TIC / TOC*	C/N-ratio	ICP-OES	RDA	Spores and pollen	Ostracods/molluscs	<sup>14</sup> C-dating		
		<b>Left side of the Sambek valley</b>															
TAG1	5	Settlement site on a slope toe, close to Balka Landina,															
TAG2	3	Ca. 3 m west to TAG1, control core because of loss of sediment in core TAG1															
TAG3	5	Alluvial fan of Balka Landina															
TAG4	9	Floodplain, old Sambek branch															
		<b>Right side of the Sambek valley</b>															
TAG5	2.5	Opposite to Balka Landina, generation of alluvial fans of erosional valley 1															
TAG6	4	50 m east to TAG5															
TAG7	4	100 m east to TAG5															
SAM1	6.3	Floodplain															
TAG10	1	Top of a burial mound on a slope toe between the rivers Birjutsch'ja and Sambek															
TAG11	5	1 m downwards of TAG10															
		<b>Balka Buzikova</b>															
TAG8	4	Right side, alluvial fan of erosional valley 2															
TAG9	4	Right side, alluvial fan of erosional valley 3															

\*TIC / TOC: total inorganic carbon / total organic carbon



Da die Farbbestimmung mit der ‚Munsell Soil Color Chart‘ (X-Rite 2000) subjektiv und nicht quantitativ ist (Debret et al. 2011), wurden zusätzlich mittels der Spektrophotometrie numerische Farbwerte erzeugt. Diese erlauben den statistischen Vergleich zwischen Farbe und den chemischen Eigenschaften der Böden und Sedimente.

Die Farbmessung erfolgte mit dem Spektrophotometer Minolta CM2500d an getrockneten Proben (50 °C) der Fraktion < 2 mm, bei Standardbeleuchtung D65 für Tageslicht und bei einem Beobachtungswinkel von 2°. Die spektrale Reflexion wurde 3-mal je Probe im Bereich zwischen 360 und 740 nm gemessen und daraus automatisiert der Mittelwert errechnet. Die Farbwerte werden im CIE-L\*a\*b angegeben, dem am meist angewandten Farbenraum in der Sedimentologie (Debret et al. 2011). Die Verarbeitung der Messwerte erfolgte mit dem zum Gerät dazugehörigen Programm ‚SpectraMagic NX‘.

Ein wichtiger Farbparameter in der Sedimentanalyse ist die Variable L\* (Luminanz) zur Messung der Sedimenthelligkeit. Sie zeigt die totale Reflexion des Lichts auf einer Skala von 0 % (absolut schwarz) bis 100 % (absolut weiß) an. Einen maßgeblichen Einfluss auf die Helligkeit hat der organische Kohlenstoffgehalt, aber auch der Gehalt an Calciumcarbonat (Spielvogel et al. 2004). Die relative Änderung beider Größen kann aus dem Helligkeitswert abgeleitet werden (Balsam et al. 1999, Debret et al. 2011).

#### ■ Magnetische Suszeptibilität

Entsprechend der mineralogischen und geochemischen Zusammensetzung unterscheiden sich Böden und Sedimente in ihren magnetischen Eigenschaften. Diese werden u. a. vom Untergrundgestein, den bodenbildenden Prozessen und von menschlicher Aktivität beeinflusst (Dekkers 1997, Hanesch & Scholger 2005).

Für jedes Material besteht ein Zusammenhang zwischen Magnetisierbarkeit und Stärke eines externen Magnetfeldes (magnetische Feldstärke). Dieses Verhältnis, die magnetische Suszeptibilität, ist von einheitsloser Größe und gibt das magnetische Verhalten von Materialien wieder. Eine starke Suszeptibilität bedeutet das Vorhandensein von magnetischen Eisenoxid- und Eisensulfidmineralen (Ferrimagnetismus); eine schwache Suszeptibilität wird durch eisenhaltige Minerale und Salze (Paramagnetismus) hervorgerufen (Dearing 1994). Die magnetische Suszeptibilität ist in erster Linie ein Summenparameter. Zusammen mit anderen physikalischen und chemischen Parametern können eisenhaltige Minerale erkannt und Ablagerungen klassifiziert und verglichen werden. Außerdem ist es möglich, Bildungs- und Transportprozesse der Ablagerungen abzuleiten (Dearing 1994).

Die magnetischen Eigenschaften der Profile wurden im Labor mit dem Bartington MS2 Messgerät und dem MS2C Kernsensor (Ø 6 cm) gemessen. Der Kernsensor misst die magnetische Volumensuszeptibilität  $\kappa$  (Kappa) in  $10^{-5}$  SI. Nach Angaben des Herstellers hat die Messgenauigkeit des Sensors einen Fehler von 5 % und die Gerätepräzision einen Fehler von kleiner 1 % (Anonymus 2016).

Die Bohrkerne wurden im Inliner horizontal durch den Sensor geschoben und im Intervall von 2 cm gescannt. Bei sehr schwachen Werten, wie bei Profil TAG4, wurde in einem höheren Empfindlichkeitsbereich von 0,1 gemessen, ansonsten im Bereich von 1,0.

### 2.2.3 Chemische Feinsediment- und Bodenanalysen

In Vorbereitung auf die chemischen Analysen wurden die Einzelproben 12 Stunden im Trockenschrank bei 50 °C getrocknet, anschließend gemörsert und auf die Fraktion < 2 mm gesiebt. Für die Bestimmung des Kohlenstoff- und Stickstoffgehalts sowie der Elementzusammensetzung wurden die Proben zuvor in der Scheibenschwingmühle homogenisiert.

#### ■ pH-Wert

Der pH-Wert, als Maß für die saure Reaktion eines Bodens oder Sediments (Bodenacidität), gibt die Protonenkonzentration einer Bodenlösung an (Leser 2011). Der pH-Wert „beeinflusst die chemischen, physikalischen und biologischen Eigenschaften“ (Ad-hoc-AG Boden 2005: 366) sowie das Pflanzenwachstum, und bestimmt wesentlich pedogenetische Prozesse wie z. B. Silikatverwitterung, Tonverlagerung und Huminstoffbildung (Ad-hoc-AG Boden 2005).

Insofern genügend Probenmaterial zur Verfügung stand, wurde der pH-Wert aller Profile bestimmt. Für die Messung wurden 5 g der Probe in Suspension mit 12,5 ml KCL gebracht und mit dem pH/°C-Tester von Hanna Instruments (HI 98127) gemessen. Die Genauigkeit des Messgerätes beträgt  $\pm 0,1$  pH und  $\pm 0,5$  °C. Die Einstufung und Bewertung des pH-Wertes erfolgte nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Boden 2005: 367).

#### ■ Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit (engl. electrical conductivity, EC) ist ein Summenparameter für den Gehalt an gelösten, dissoziierten Stoffen (Salze) im Boden bzw. Sediment. Die Größe ist abhängig von der Konzentration und dem Dissoziationsgrad der Ionen sowie von deren Wanderungsgeschwindigkeit und der Temperatur. Der Leitfähigkeitswert beschreibt also, inwiefern Mineralstoffe durch das Bodenwasser gelöst und transportiert werden können. (Alaily 2000)

Bei ausreichendem Probenmaterial von mindestens 5 g, wurden die Profile auf ihre elektrische Leitfähigkeit analysiert. Dafür wurden 5 g, wenn möglich 10 g der Probe mit destilliertem Wasser im Verhältnis 1 : 2,5 in Suspension gebracht. Mit dem Leitfähigkeits-/TDS-Tester von Hannah Instruments (HI 98301) wurde dann die elektrische Leitfähigkeit in  $\mu\text{S cm}^{-1}$  gemessen (Genauigkeit der Anzeige  $\pm 2\%$ ).

Aus der elektrischen Leitfähigkeit ist es nicht möglich die absolute Ionenkonzentration zu berechnen, da verschiedene Ionenarten unterschiedlich zur Leitfähigkeit beitragen. Deshalb werden die Messergebnisse (bei einer Referenztemperatur von 25 °C) mit dem Eichwert von  $1906 \mu\text{S cm}^{-1}$  einer 0,1%igen KCl-Lösung umgerechnet und der Salzgehalt als KCl-Äquivalent bestimmt (Gleichung 1). Dabei entspricht 1 g KCl je Liter Extrakt gleich 1 g KCl je 100 g Boden (Anonymus 1998).

Gleichung 1:

$$\begin{aligned} x \text{ mg KCl}/100 \text{ g} : \text{Messwert } \mu\text{S cm}^{-1} &= 1000 \text{ mg KCl}/100 \text{ g} : 1906 \mu\text{S cm}^{-1} \\ x \text{ mg Salz (als KCl)}/100 \text{ g} &= \text{Messwert } \mu\text{S cm}^{-1} \cdot 1000 : 1906 \\ &= \text{Messwert } \mu\text{S cm}^{-1} : 1,906 \end{aligned}$$

### ■ Kohlenstoffgehalt

In Böden und Sedimenten ist Kohlenstoff als natürliches Element gebunden in organischer und anorganischer Form enthalten. Kohlenstoff stammt allgemein aus der Zersetzung von pflanzlichen und tierischen Material sowie aus der Verwitterung von Grundgestein oder ist durch anthropogene Aktivität hinzugefügt. Die Bestimmung von organischem und anorganischem Kohlenstoff gilt daher als Indikator für den Gehalt von organischem Material und Carbonatmineralen. Der Kohlenstoffgehalt ist bedeutsam für die Charakterisierung und ökologische Beurteilung eines Standortes und beeinflusst erheblich die physikalischen und chemischen Eigenschaften von Böden und Sedimenten (Schumacher 2002). Schwankungen im Kohlenstoffgehalt werden oft mit klimatischen oder biologischen Veränderungen korreliert (Santisteban et al. 2004).

Für die Analyse der Bohrkerns wurde der organische und anorganische Kohlenstoffgehalt (TOC, TIC) mit verschiedenen Methoden bestimmt. Zunächst wurde für alle Proben die Glühverlustbestimmung, eine schnelle, effiziente, aber ungenaue Methode, durchgeführt. Zusätzlich wurden für eine Auswahl an Proben die Kohlenstoffgehalte mit einer Wösthoffapparatur, einem LECO CHN Analyser und mit einem Emissionsspektrometer (ICP-OES-Perkin Elmer 2100 DV) gemessen. Diese deutlich genaueren, aber aufwändiger zu erzeugenden Messwerte wurden verwendet, um die Glühverlustmessungen zu korrigieren und dadurch eine höhere Genauigkeit bei einer Vielzahl von Proben zu erzielen.

#### i) Glühverlust

Die Bestimmung des Glühverlusts (engl. loss-on-ignition, LOI) ist eine semi-quantitative Abschätzung der organischen Substanz und des Gesamtcarbonatgehalts (Dean 1974, Schumacher 2002). Der Ansatz findet breite Anwendung in der Boden- und Sedimentanalytik zur indirekten Abschätzung des organischen und anorganischen Kohlenstoffgehalts (Dean 1974, Sutherland 1998, Heiri et al. 2001, Santisteban et al. 2004, Wang et al. 2011). Die Methode basiert auf dem Prinzip, dass natürliche Stoffe bei Erhitzung ihr Gewicht aufgrund von Wasserentzug, Oxidation oder Entgasung verändern (Differenzthermoanalyse) (Boyle 2004). Demnach ist bei einer Temperatur von 550 °C aller organische Kohlenstoff zu CO<sub>2</sub> umgewandelt, sodass der entstandene Gewichtsverlust dem organischen Material entspricht. Beim weiteren Verbrennen zwischen 550 °C und 880 °C wird davon ausgegangen, dass nur noch anorganischer Kohlenstoff als CO<sub>2</sub> aus den Carbonaten entweicht (Dean 1974).

Das hier angewandte Verfahren richtet sich nach Dean (1974). Je Probe wurde 5 g unhomogenisiertes Probenmaterial, bei 105 °C im Ofen, 12 Stunden getrocknet und anschließend bei 550 °C und

880 °C, mindestens 4 Stunden im Muffelofen geglüht. Vor und nach dem Glühen wurde das Gewicht der abgekühlten Probe ermittelt und der Gewichtsverlust in Relation zum Trockengewicht nach 105 °C wie folgt berechnet:

Gleichung 2:

$$\text{LOI Masse-\%} = \frac{\text{LOI g} \cdot 100}{\text{Trockenmasse g nach 105 °C}}$$

## ii) Konduktometrische Bestimmung

Mit dem Gasanalysegerät der Firma Wösthoff (Carmhograph C-16-D, Nachweisgrenze 0,02 Masse-% Kohlenstoff) wurde der Gehalt an Gesamtkohlenstoff (engl. total carbon, TC) und anorganischem Kohlenstoff (engl. total inorganic carbon, TIC) konduktometrisch bestimmt. Aus der Differenz zwischen beiden ergibt sich der organische Kohlenstoffgehalt (engl. total organic carbon, TOC).

In Vorbereitung der Analyse wurden die Proben in der Scheibenschwingmühle gemahlen, bei 105 °C getrocknet und auf 0,1 g eingewogen. Die Probenwahl und -zahl je Profil richtete sich nach dem vertikalen Verteilungsmuster der Glühverlustwerte.

Der Gesamtkohlenstoffgehalt wurde durch Glühen der Probe bei 1000 °C im O<sub>2</sub> Strom ermittelt. Während der trockenen Verbrennung wird der gesamte Kohlenstoff als CO<sub>2</sub> freigesetzt und in verdünnte Natronlauge (0,025 m/l) überführt. Die Wösthoff-Apparatur misst die Leitfähigkeitsänderung der Natronlauge, was dem Gehalt an Gesamtkohlenstoff entspricht. Für die Bestimmung des anorganischen Kohlenstoffs wurde die Probe mit halbkonzentrierter Phosphorsäure (42,5 % H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>) versetzt und auf 80 °C erhitzt. Daraufhin wird ebenso CO<sub>2</sub> freigesetzt und die Leitfähigkeitsänderung gemessen.

## iii) Rechnerische Bestimmung und Korrektur

Anhand des Glühverlusts bei 550 °C und 880 °C kann rechnerisch der organische und anorganische Kohlenstoffgehalt ermittelt werden. Basierend auf Regressionsanalysen zwischen den Glühverlust- und den Wösthoff-Messwerten wurden korrigierte Kohlenstoffgehalte berechnet.

### *Berechnung des organischen Kohlenstoffs*

Der Glühverlust bei 550 °C (LOI<sub>550</sub>) ist ein Schätzmaß für den Gehalt an organischem Material (OM). Unter der Annahme, dass 58 % der Organik aus organischem Kohlenstoff bestehen kann aus dem Glühverlust (550 °C) der organische Kohlenstoff grob kalkuliert werden (Howard & Howard 1990, Pribyl 2010). Jedoch führt die Umrechnung basierend auf einem konstanten Verhältnis von organischer Substanz zu organischem Kohlenstoffgehalt („von Bemmelen“ Faktor 1,724) zu Fehlern von größer 50 %. Der Kohlenstoffgehalt im organischen Material variiert je nach Gebiet, Boden/Sediment bzw. Horizont (Broadbent 1953 zit. in Sutherland 1998). Eine Abschätzung des organischen Kohlenstoffgehalts über den Glühverlust ist daher nur sinnvoll, wenn das Verhältnis von

organischer Substanz (Glühverlust 550 °C) zum organischen Kohlenstoffgehalt im jeweiligen Boden oder Sediment bekannt ist (Sutherland 1998). Zahlreiche Studien konnten ein stark lineares, statistisch signifikantes Verhältnis ( $r \geq 0,87$ ) zwischen dem Glühverlust bei 550 °C und dem gemessenen organischen Kohlenstoff nachweisen (Dean 1974, Sutherland 1998, Beaudoin 2003, Santisteban et al. 2004, Frangipane et al. 2009, Pribyl 2010, Wang et al. 2011).

Für jedes Kernprofil wurde das Verhältnis zwischen dem Glühverlust ( $\text{LOI}_{550}$ ) und dem gemessenen organischen Kohlenstoff aus der Wösthoff-Analyse ( $\text{TOC}_{\text{Wö}}$ ) ermittelt (Tab. A1-3). Da für die meisten Profile nur einzelne Messwerte ( $\text{TOC}_{\text{Wö}}$ ) vorliegen, wurde basierend auf der linearen Regressionsgleichung (Gleichung 3) der organische Kohlenstoffgehalt als Schätzwert  $\text{TOC}_{\text{reg}}$  berechnet. Dabei gibt der Bestimmtheitskoeffizient  $R^2$  die relative Vergleichbarkeit zwischen dem Glühverlust und der Wösthoff-Messung wieder. Nullpunktversatz (a) und Anstieg (b) der Regressionslinie sind ein Maß für den systematischen Fehler. Während ein positiver Nullpunktversatz auf eine unvollständige Verbrennung des organischen Materials bei der Glühverlustbestimmung hindeutet, zeigt ein negativer Versatz den Wasserentzug oder Verlust von Kohlenstoff an.

Bei den Sedimentprofilen TAG6/7 und der oberen Hälfte von TAG11 wurden ausschließlich die Wösthoff-Messwerte verwendet, da eine vollständige Messreihe des organischen Kohlenstoffs ( $\text{TOC}_{\text{Wö}}$ ) vorliegt.

Gleichung 3:

$$\text{TOC}_{\text{reg}} \text{ Masse-\%} = \pm a + b \cdot \text{LOI}_{550} \text{ Masse-\%}$$

Neben der kernspezifischen Regressionsanalyse wurde ein Regressionsmodell über alle Profile erstellt (Tab. A1-3) und anhand dessen der  $\text{TOC}_{\text{reg}}$  für die Profile ohne Wösthoff-Messwerte berechnet (TAG2/TAG8/TAG9/TAG11b).

#### *Berechnung des anorganischen Kohlenstoffs*

Über den Glühverlust bei 880 °C ( $\text{LOI}_{880}$ ) kann rechnerisch der Carbonatgehalt und daraus der anorganische Kohlenstoffgehalt ermittelt werden. Die Berechnung basiert auf der Annahme, dass die Gewichte von Glühverlust und Glührest dem stoichiometrischen Verhältnis folgen. Aus dem Verhältnis der Molaren Masse (M) von Carbonat zu Kohlenstoffdioxid ergibt sich der Umrechnungsfaktor 1,36 (Gleichung 4) (Heiri et al. 2001), sodass über den Glühverlust bei 880 °C der theoretisch vorhandene Carbonatgehalt berechnet werden kann. Die Umrechnung des Glühverlusts ( $\text{LOI}_{880}$ ) in den anorganischen Kohlenstoff ( $\text{TIC}_{\text{LOI}}$ ) erfolgt mit dem Faktor 0,273 (Gleichung 5) (Santisteban et al. 2004, Wang et al. 2011).

Gleichung 4:

$$\begin{aligned}\text{Gesamtcarbonatgehalt (CO}_3^{2-}) \text{ Masse-\%} &= \text{LOI}_{880} \text{ Masse-\%} \cdot 1,364 \\ 1,364 &= M_{\text{CO}_3^{2-}} : M_{\text{CO}_2} \\ &= 60 \text{ g mol}^{-1} : 44 \text{ g mol}^{-1}\end{aligned}$$

Gleichung 5:

$$\begin{aligned}\text{TIC}_{\text{LOI}} \text{ Masse-\%} &= \text{LOI}_{880} \text{ Masse-\%} \cdot 0,273 \\ 0,273 &= M_{\text{C}} : M_{\text{CO}_2} \\ &= 12 \text{ g mol}^{-1} : 44 \text{ g mol}^{-1}\end{aligned}$$

Über Regressionsanalysen wurden für jedes Kernprofil das Verhältnis zwischen den Glühverlustwerten ( $\text{LOI}_{880}$ ) und den Wösthoff-Messungen ermittelt. Basierend auf der linearen Regressionsgleichung (Gleichung 6) wurde der anorganische Kohlenstoffgehalt als Schätzwert  $\text{TIC}_{\text{reg}}$  berechnet. Bei den Sedimentprofilen TAG6/7 und der oberen Hälfte von TAG11 wurden die Wösthoff-Messwerte verwendet, da eine vollständige Messreihe des anorganischen Kohlenstoffs ( $\text{TIC}_{\text{Wö}}$ ) vorliegt.

Gleichung 6:

$$\text{TIC}_{\text{reg}} \text{ Masse-\%} = \pm a + b \cdot \text{LOI}_{880} \text{ Masse-\%}$$

Neben der kernspezifischen Regressionsanalyse wurde ein Regressionsmodell über alle Profile erstellt (Tab. 2-2) und anhand dessen der  $\text{TIC}_{\text{reg}}$  für die Profile ohne Wösthoff-Messwerte berechnet (TAG2/TAG8/TAG9/TAG11b).

### *Ergebnisse der Regressionsanalysen*

Für alle Kernprofile besteht ein hoher linearer Zusammenhang von  $R^2 = 0,83$  ( $n = 211$ ) zwischen dem Glühverlust bei  $550^\circ\text{C}$  und dem organischen Kohlenstoffgehalt der Wösthoff-Messung (Tab. A1-3). Einzige Ausnahme ist die untere Kernhälfte von Profil TAG 11. Basierend auf der hohen Korrelation ist die Berechnung des  $\text{TOC}_{\text{reg}}$  über lineare Regressionsgleichung (Kap. 2.2.3, Gleichung 3) zulässig und anwendbar.

Die Regressionsmodelle der verschiedenen Kernprofile (Tab. A1-3) zeigen ausschließlich negative Versatzwerte der Regressionslinie (a-Wert der Regressionsgleichung, Abb. A1-1). Daraus kann abgeleitet werden, dass die ermittelten Glühverlustwerte zu hoch sind und damit der Gehalt an organischem Material überschätzt wird. Der Anstieg der Regressionsgeraden (b-Wert) gibt das Verhältnis des organischen Kohlenstoffgehalts aus der Wösthoff-Messung zum Glühverlust bei  $550^\circ\text{C}$  wieder und damit den Anteil des organischen Kohlenstoffs am organischen Material. Die Verhältniswerte schwanken im Bereich 0,35–0,51 (Tab. A1-3). Der maximal mögliche Wert von 1 würde einem Kohlenstoffgehalt von 100 % an der organischen Substanz entsprechen (Pribyl 2010).

Das Verhältnis zwischen Glühverlust bei 550 °C und organischem Kohlenstoff ist relativ konstant für Glühverlustwerte größer 5 % (Abb. A1-2). Bei geringerem Glühverlust schwankt der Quotient stark, bedingt durch den geringen organischen Kohlenstoffgehalt in diesen Proben (Santisteban et al. 2004).

Ebenso wie für den Glühverlust bei 550 °C konnte auch für den Glühverlust bei 880 °C eine gute Korrelation mit anderen Methoden der Kohlenstoffbestimmung bewiesen werden (Dean 1974, Heiri et al. 2001, Santisteban et al. 2004, Wang et al. 2011). Die Regressionsanalyse der Wösthoff - Messwerte ( $TIC_{W6}$ ) und der Glühverlustwerte (880 °C) zeigt über alle Profildaten ein hochsignifikantes Verhältnis von  $R^2 = 0,95$  ( $n = 211$ ,  $p = 0,05$  / Tab. A1-4, Abb. A1-3).

Das Verhältnis  $LOI_{880}/TIC_{W6}$  (Abb. A1-4) zeigt ein ähnliches Muster wie das Verhältnis  $LOI_{550}/TOC_{W6}$  (Abb. A1-2): der Quotient ist relativ konstant für Glühverlustwerte größer 5 %, bei einem niedrigerem Glühverlust ist der Schwankungsbereich des Quotienten ebenfalls groß.

Die Abschätzung der organischen und anorganischen Kohlenstoffgehalte über Regression zeigt eine relativ gute Übereinstimmung mit den gemessenen Wösthoff-Werten. Das Variationsverhältnis schwankt im Mittel um -2 bis -3 % (Tab. A1-5). Die Glühverlustbestimmung führte meist zu einer Überschätzung der Kohlenstoffgehalte, wodurch es bei der Regressionsberechnung zu negativen Abweichungen vom Messwert kommt. Die Spannbreite der relativen Abweichung von den gemessenen Werten beträgt < 225 % (mit Ausnahme von SAM1). Die maximale Abweichung liegt bei 122 % für den organischen Kohlenstoff und 107 % für den anorganischen Kohlenstoff. Die Schätzung des anorganischen Kohlenstoffs zeigt insgesamt bessere Ergebnisse als für den organischen Kohlenstoff.

Das Verhältnis zwischen Glühverlust und Kohlenstoffgehalt wird stark von der Zusammensetzung der Sedimente beeinflusst (z.B. Ton- und Salzvorkommen, schwankender organischer Kohlenstoffgehalt im organischen Material). Vor allem der Glühverlust bei 550 °C ist anfällig für die in Kapitel 2.2.3 genannten Fehler (Heiri et al. 2001). Obwohl die Lithologie, v.a. der Ton- und Salzgehalt, nicht ausreichend berücksichtigt wurde, zum Beispiel bei der Wahl der Glühtemperatur und -zeit, zeigen die Glühergebnisse im Trend eine gute Korrelation mit den konduktometrisch bestimmten Kohlenstoffgehalten.

#### *Berechnung des Calciumcarbonatgehalts*

Aus dem anorganischen Kohlenstoffgehalt ist rechnerisch der Calciumcarbonatgehalt ermittelbar (Gleichung 7). Die Berechnung folgt der Annahme, dass der anorganische Kohlenstoff nur als Calcit ( $CaCO_3$ ) in der Probe vorliegt. Calcit ist innerhalb der Klasse der Carbonatminerale das am häufigsten vorkommende Mineral (Blume et al. 2016). Der Umrechnungsfaktor ergibt sich aus der Molaren Masse (M) des Calciumcarbonats ( $CaCO_3$ ) (Gleichung 8) und dem Verhältnis von Kohlenstoff (C) zu Calciumcarbonat ( $CaCO_3$ ) (Gleichung 9).

Gleichung 7:

$$CaCO_3 \text{ Masse-\%} = TIC \text{ Masse-\%} \cdot 8,33$$

Gleichung 8:

$$\begin{aligned} M_{\text{CaCO}_3} &= M_{\text{Ca}} + M_{\text{C}} + 3 M_{\text{O}} \\ &= 40 \text{ g mol}^{-1} + 12 \text{ g mol}^{-1} + 38 \text{ g mol}^{-1} \end{aligned}$$

Gleichung 9:

$$\begin{aligned} M_{\text{CaCO}_3} : M_{\text{C}} &= 100 \text{ g mol}^{-1} : 12 \text{ g mol}^{-1} \\ &= 8,33 \end{aligned}$$

Die Berechnung des Calciumcarbonatgehalts erfolgte über die berechneten anorganischen Kohlenstoffwerte ( $\text{TIC}_{\text{reg}}$ ) bzw. für einzelne Profile über die Werte der Wösthoff-Messungen.

Zur Kennzeichnung der Sedimentprofile wird der berechnete Calciumcarbonatgehalt nach seinem prozentualen Masseanteil (Masse-%) in 8 Gehaltsklassen unterteilt (Ad-hoc-AG Boden 2005). Die Klassen reichen von ‚carbonatfrei‘ bis ‚sehr carbonatreich‘ (Tab. A1-7). Die Bezeichnung ‚carbonat‘ wird nach Ad-hoc-AG Boden (2005: 169) äquivalent zu  $\text{CaCO}_3$  verwendet.

Zur Überprüfung der Annahme, dass Carbonat nur in Form von Calcit vorliegt, wurde der Calciumgehalt (Ca) aus dem Glühverlust bei 880 °C ( $\text{Ca}_{\text{LOI}}$ ) und aus dem anorganischen Kohlenstoff der Wösthoff-Messungen ( $\text{Ca}_{\text{TIC}}$ ) berechnet (Gleichung 10) und mit den Calcium-Messwerten aus der ICP-OES Elementanalyse ( $\text{Ca}_{\text{ICP}}$ ) und den Calcitwerten der röntgenographischen Mineralbestimmung verglichen. Der Vergleich erfolgte beispielhaft an den Bohrkernen TAG3, TAG4 und TAG7.

Gleichung 10:

$$\begin{aligned} \text{Ca}_{\text{LOI}} \text{ Masse-\%} &= \text{LOI}_{880} \text{ Masse-\%} \cdot \frac{1 \text{ Mol CaCO}_3}{1 \text{ Mol CO}_2} \cdot \frac{1 \text{ Mol Ca}}{1 \text{ Mol CaCO}_3} \\ &= \text{LOI}_{880} \text{ Masse-\%} \cdot \frac{100}{44} \cdot \frac{40}{100} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Ca}_{\text{TIC}} \text{ Masse-\%} &= \text{TIC}_{\text{Wö}} \text{ Masse-\%} \cdot \frac{1 \text{ Mol Ca}}{1 \text{ Mol C}} \\ &= \text{TIC}_{\text{Wö}} \text{ Masse-\%} \cdot \frac{40}{12} \end{aligned}$$

Der beispielhafte Vergleich (Profile TAG3/4/7) der Calcium-Messwerte aus der ICP-OES Elementanalyse ( $\text{Ca}_{\text{ICP}}$ ) mit den berechneten Calciumwerten aus dem Glühverlust bei 880 °C ( $\text{Ca}_{\text{LOI}}$ ) und dem anorganischen Kohlenstoffgehalt der Wösthoff-Messung ( $\text{Ca}_{\text{TIC}}$ ) zeigt einen hohen, statistisch signifikanten Zusammenhang ( $R^2 \geq 0,65$ ,  $n = 78$ ,  $p = 0,05$  / Tab. A1-6). Demnach stammt der überwiegende Teil des anorganischen Kohlenstoffs aus den Calcitmineralen. Die nicht perfekte Übereinstimmung weist darauf hin, dass noch weitere Carbonatminerale enthalten sind. Neben Calcium



können die Carbonationen auch Verbindungen mit Magnesium, Eisen, Mangan oder Zink eingehen und entsprechende Minerale bilden.

Die röntgenographische Mineralbestimmung ergab, dass das Calcitmineral in allen Proben vorhanden ist. Weiter Carbonatminerale konnten jedoch nicht identifiziert werden.

Aufgrund der methodischen Unsicherheiten ist der aus dem anorganischen Kohlenstoff berechnete Calciumcarbonatgehalt als Schätzwert zu verstehen.

#### iv) Fehlerbetrachtung

##### *Glühverlust*

Die Glühverlustbestimmung ist eine schnelle, einfache und kostengünstige Alternative im Vergleich zu anderen Verfahren der Kohlenstoffanalyse. Die eigenen Untersuchungen sowie zahlreiche Studien belegen einen starken statistischen Zusammenhang zwischen dem Glühverlust und dem gemessenen Kohlenstoffgehalt (Dean 1974, Sutherland 1998, Beaudoin 2003, Santisteban et al. 2004, Frangipane et al. 2009, Pribyl 2010, Wang et al. 2011). Das Verhältnis zwischen beiden ist allerdings stark abhängig von der mineralischen Zusammensetzung der Sedimente und von methodischen Faktoren, wie Glühzeit, Glühtemperatur oder Probengröße (Heiri et al. 2001, Boyle 2004, Wang et al. 2011).

Grundsätzlich ist es nicht möglich, über den Glühverlust den organischen und anorganischen Kohlenstoffgehalt vollständig getrennt zu bestimmen, da sich die Verbrennungs- und Zerfallstemperaturen beider Kohlenstoffformen überlappen (Bisutti et al. 2004). Während des Glühens bei 550 °C zerfällt bereits zwischen 425 und 520 °C der anorganische Kohlenstoff aus Mineralen wie Siderit, Magnesit, Rhodochrosite oder Dolomit (Sutherland 1998), wodurch der Glühverlust bei 550 °C überhöht und der Glühverlust bei 880 °C reduziert wird. Bestimmte flüchtige, nichtcarbonatische Bestandteile, wie Gips, Sulfid- und Tonminerale sowie metallische Oxihydroxide erhöhen zusätzlich den Glühverlust durch Oxidation bzw. Dehydration. Vor allem freiwerdende Kristallwasser aus Tonen haben einen großen Einfluss auf den Glühverlust, auch während des Glühens bei 880 °C (Dean 1974). Es sind Überschätzungen des Glühverlusts von 5 % möglich (Santisteban et al. 2004). Wie aus den Regressionsgleichungen (Tab. A1-3) hervorgeht sind die Werte für den Glühverlust bei 550 °C zu hoch und damit auch der geschätzte Gehalt an organischem Material.

Vom Glühverlust (550 °C) stark abhängig ist die Schätzung des organischen Kohlenstoffs ( $TOC_{reg}$ ). Je höher der Anteil an organischem Material im Sediment/ Boden ist, desto besser stimmt das Verhältnis  $LOI_{550}/TOC_{w\ddot{a}}$  überein. Der Grenzwert liegt bei 5 % (Abb. A1-2). Für etwa 65 % der Proben beträgt der Glühverlust ( $LOI_{550}$ ) und damit die organische Masse < 5 %, sodass die Berechnung des  $TOC_{reg}$  fehlerbehaftet ist. Eine weitere Ungenauigkeit des  $TOC_{reg}$  ergibt sich aus der Berechnung über eine einzelne Regression für ein gesamtes Profil bzw. alle Profile. Howard & Howard (1990) weisen darauf hin, dass aufgrund der unterschiedlichen Beschaffenheit des organischen Materials der einfache Regressionsansatz nicht ausreichend ist. Je nach Boden, Horizont oder Schicht müssen individuelle Gleichungen entwickelt werden, da es kein absolutes Verhältnis zwischen organischem Kohlenstoff und organischem Material gibt.

Um die Genauigkeit des Glühverlusts zu ermitteln, wurde das Variationsverhältnis (V) zwischen berechnetem Kohlenstoffgehalt und gemessenem Wösthoff-Wert aufgestellt (Santisteban et al. 2004; Gleichung 11).

Gleichung 11:

$$V \% = \frac{\text{Wert}_{w\ddot{o}} - \text{Wert}_{\text{reg./LOI}}}{\text{Wert}_{w\ddot{o}}} \cdot 100$$

Trotz der Fehlerquellen ist der Glühverlust eine sinnvolle und ergänzende Methode für die Beschreibung und den Vergleich verschiedener Sedimentkerne mit einer klaren Glühverlust-Signatur. Unter Berücksichtigung der möglichen Fehler ist der Glühverlust ein Proxy für den Organik- und Kohlenstoffgehalt in Sedimenten (Heiri et al. 2001).

#### *Konduktometrische Bestimmung*

Bei der Kohlenstoffbestimmung mittels Wösthoff-Apparatur wurde vor und nach jeder Messreihe die Messgenauigkeit mit standardisierten Calcit (12 % CaCO<sub>3</sub>) kontrolliert und die Messwerte danach kalibriert. Die Gesamtkohlenstoffbestimmung unterliegt demnach einem Messfehler von 5 % und die anorganischen Kohlenstoffwerte einem Fehler von 3,5 % (Tab. A1-2). Mit ≤ 5 % relativer Standardabweichung liegen die Messfehler im Toleranzbereich. Die Wiederfindungsraten von > 99 % geben eine ausreichende Messgenauigkeit für den Gesamtkohlenstoff und den anorganischen Kohlenstoff wieder. Die Fehlerwerte gelten allerdings für die standardisierten Kontrollproben. Die Proben aus dem Untersuchungsgebiet zeigen vergleichsweise sehr niedrige Kohlenstoffwerte, vor allem für den anorganischen Kohlenstoff (im Mittel: 2,65 Masse-% TC; 1,22 Masse-% TIC). Um eine hohe Messgenauigkeit bei geringem Kohlenstoffanteil zu erhalten muss die Probenmenge entsprechend groß sein. Die Einwaage von 0,1 g wurde zu gering gewählt, sodass eine genaue Messung des anorganischen Kohlenstoffs im Wertebereich < 1 Masse-% nicht möglich war. Entsprechend kritisch sind die berechneten TOC<sub>wö</sub>-Werte zu sehen.

Der Gesamtkohlenstoff wurde hingegen ausreichend genau gemessen. Die Daten stimmen mit den Ergebnissen des CHN-Analysegeräts überein (Abb. A1-5)

#### ■ **C/N Verhältnis**

Das Kohlenstoff/Stickstoff-Verhältnis (C/N) ist das Massenverhältnis von organisch gebundenem Kohlenstoff zum Gesamtstickstoff im Boden oder Sediment. Es kann als Indikator für die Herkunft des organischen Materials aus aquatischen oder terrestrischen Quellen verwendet werden (Meyers & Ishiwatari 1995) oder zur Abschätzung der Humifizierung des organischen Materials (Blume et al. 2016). Das C/N-Verhältnis gibt somit die ökologischen Bedingungen eines Standortes und das Ablagerungsmilieu der Sedimente wieder.

Das C/N-Verhältnis wurde nur für die organikreichen Profile, d. h. die Feuchtstandorte aus der Aue (TAG4 und SAM1), bestimmt. Die Messung von Gesamtkohlenstoff und -stickstoff erfolgte durch

R. Strunk an der Universität Basel im Labor des Departments für Umweltwissenschaften. Für die Analyse wurde homogenisiertes Probenmaterial auf 150 mg eingewogen und im O<sub>2</sub> Strom bei 1100 °C verbrannt. Die dabei entstehenden Endprodukte CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub>, und NO<sub>x</sub> wurden mit dem Analysegerät LECO CHN-2000 voneinander separiert, identifiziert und quantifiziert. Bei diesem Verfahren wird zunächst der Kohlenstoff- und Wasserstoffgehalt des Gasgemischs mit einem Infrarotdetektor gemessen, anschließend wird der Stickstoffgehalt mit einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor ermittelt (Andrade et al. 2009). Die Messergebnisse geben den Gesamtgehalt der einzelnen Stoffe in der Probe wieder. Für die Aufstellung des C/N-Verhältnisses wurde der organische Kohlenstoff (C<sub>org</sub>) aus dem gemessenen Gesamtkohlenstoff minus des anorganischen Kohlenstoffs aus der Wösthoff-Messung berechnet, und zum Gesamtstickstoffgehalt (N<sub>total</sub>) in Beziehung gesetzt. Es wird angenommen, dass der Stickstoff in der Probe zum überwiegenden Teil organisch gebunden vorliegt. Vereinzelt ergaben sich negative TOC-Werte, die aus der ungenauen Messung des TIC<sub>wö</sub> resultieren.

Zur Kontrolle der Messung wurden an maximal jeder 10. Probe Dreifachmessungen durchgeführt. Der Messfehler ist sehr gering. Die relative Standardabweichung der Wiederholungsproben beträgt für den Gesamtkohlenstoff maximal 0,9 % und für den Stickstoff 0 % (Tab. A1-8).

Der Vergleich der Gesamtkohlenstoffwerte mit denen aus der Wösthoff-Messung zeigt eine sehr gute Übereinstimmung ( $R^2 = 0,99$ , Abb. A1-5) und bestätigt die Zuverlässigkeit beider Messverfahren für die Gesamtkohlenstoffbestimmung.

#### ■ **Multielementanalyse**

Über die Elementzusammensetzung von Böden und Sedimentsequenzen können u. a. Schlussfolgerungen über den Charakter des Ablagerungsmilieus, den Chemismus des Ausgangsmaterials und die Umwandlungsprozesse im sedimentären Milieu gezogen werden (Tucker 2001). Das Elementspektrum einer Probe wurde mit Hilfe der Atomspektroskopie qualitativ und quantitativ bestimmt.

Es wurden die Profile TAG3/4/7 auf ihre Zusammensetzung aus Haupt- und Spurenelemente analysiert. Die Profile repräsentieren verschiedene Akkumulationsstandorte im Untersuchungsgebiet: die Aue als subaquatisch-terrestrischen Standort (TAG4) und die Schwemmfächer als rein terrestrischen Standort (TAG3/7).

Mit Hilfe eines optischen Emissionsspektrometers mit induktiv gekoppelten Plasma (ICP-OES-Perkin Elmer 2100DV) wurden die Hauptelemente (Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, P, S, Sr) sowie die Spurenelemente (Cd, Cr, Cu, Pb, Ni, Zn) quantitativ bestimmt. Voraussetzung hierfür ist, dass die Elemente in gelöster Form vorliegen. Die gemahlene Probe wurde zunächst bei 105 °C 24 Stunden getrocknet und anschließend 0,5 g der Probe mit Salpetersäure (7 ml HNO<sub>3</sub> 65 %), Salzsäure (3,6 ml HCl 32 %) und 0,5 ml Wasser versetzt (Anonymus 2001). Danach wurde die Lösung über 30 Minuten in einem Mikrowellengerät (MLS-MEGA 90) bei 700–1000 Watt und 160–220 °C aufgeschlossen. Nach Filtern der Lösung waren die Proben bereit für die Elementbestimmung. Im Emissionsspektrometer werden die Atome über ein induktiv gekoppeltes Plasma (ICP) angeregt und in den Plasmazustand überführt. Derweil senden die Atome eine elementspezifische, elektromagnetische

Strahlung aus, welche als Emissionsspektrum registriert wird. Über die Intensität des Spektrums kann die Elementkonzentration quantifiziert werden.

Die Qualität der Messwerte wurde über Blindwerte sowie zertifiziertes Referenzmaterial kontrolliert. Die Abschätzung des Messfehlers über die relative Standardabweichung ist zusammen mit der Nachweis- und Bestimmungsgrenze der einzelnen Elemente in Tabelle A2-1 angegeben. Der relative Messfehler beträgt 5–8 % für alle Elemente. Die Konzentrationen aller Elemente gelten als sicher und quantifizierbar, da die Messwerte deutlich oberhalb der Bestimmungsgrenze liegen.

Messfehler mit der ICP-OES-Methode können entstehen infolge des Korngrößeneffekts (Berry et al. 1969), der spektralen Interferenzen durch Multielementstrahlung (Barsch et al. 2000) oder durch schwer lösliche Minerale (Heinrichs & Hermann 1990).

### *Indizes*

Für die Auswertung der Elementkonzentrationen wurde zunächst der Einfluss des geogenen Hintergrundes überprüft. Hierfür wurden die Messwerte mit den Elementhäufigkeiten in der Gesteinskruste der Erde verglichen, welche in der Tabelle von Turekian & Wedepohl (1961) aufgelistet sind. Außerdem wurde die Elementzusammensetzung der Gesteinsbeimengungen in den Profilen sowie die Zusammensetzung verschiedenen Lössablagerungen im Untersuchungsgebiet (Küstenprofil bei Novo-Zolotovka) bestimmt und zum Vergleich herangezogen.

In einem zweiten Schritt der Auswertung wurden aus den Messergebnissen verschiedene Indizes gebildet, um Zonen chemischer Umsetzung von Mineralen und Gesteinen im Sedimentprofil zu ermitteln. Eine Ursache für chemische Veränderungen sind Wechselwirkungen von Sediment mit Wasser aufgrund feuchter(er) Bedingungen nach der Sedimentablagerung (Smykatz-Kloss 2003). Dabei kommt es zu chemischer Verwitterung (Hydrolyse) und einsetzender Bodenbildung, was sich in der Mineral- und Elementzusammensetzung widerspiegelt.

Die chemische Verwitterung bewirkt die Verlagerung der Elemente entsprechend ihres Löslichkeitsverhaltens. So werden die löslichen Kationen der Alkali- und Erdalkalimetalle mit der Verwitterungslösung abtransportiert, während Hydrolysate wie  $\text{Al}_2\text{O}_3$  oder  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  an Ort und Stelle bleiben (Smykatz-Kloss 2003). Die Mobilität der löslichen Kationen ist allerdings nicht gleich, sondern abhängig vom Ionenradius. Kationen mit kleinem Ionenradius (Na, Mg,  $\text{Fe}^{2+}$ ) werden leichter aus dem angewitterten Profil entfernt als große Kationen ( $\text{K}^+$ ,  $\text{Rb}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ).

Ein Kriterium für die Bodenbildung (Smykatz-Kloss et al. 2004, Price & Velbel 2003) und damit ein Indikator für paläoklimatische Bedingungen (Goldberg & Humayun 2010) ist das Verhältnis zwischen löslichen und relativ unlöslichen bzw. weniger mobilen Elementen gegenüber den weniger bis kaum verwitterten Schichten darüber oder darunter (Nesbitt & Young 1982, Fedo et al. 1995).

Zur Charakterisierung der Verwitterung wurde ein Index der chemischen Verwitterung (CVI) aufgestellt, der sich an dem „modified Index of Alteration“ (mCIA, Blättermann et al. 2012) orientiert. Wie beim mCIA wird das stabile Chrom in Beziehung zu den Alkalien und Erdalkalien gesetzt, jedoch ohne Berücksichtigung von Calcium. Aufgrund der carbonathaltigen Sedimente kann das Calcium aus den Calcitmineralen (es wurde Calcit als wesentliches Carbonatmineral festgestellt;

Kap. 5.1) die verwitterungsbedingten chemischen Veränderungen der Feldspäte und Glimmer verdecken. Daher wurde der Verwitterungsindex unter Berücksichtigung der molaren Verhältnisse der Elemente wie folgt berechnet:

Gleichung 12:

$$\text{CVI} = \frac{\text{Cr}}{(\text{Cr} \cdot \text{Na} \cdot \text{K} \cdot \text{Mg})} \cdot 10^4$$

Das Ergebnis weist mit zunehmendem Index auf einen höheren Verwitterungsgrad im Sediment hin. Außer diesem Verwitterungsindex wurde zusätzlich das K/Na-Verhältnis ermittelt (Smykatz-Kloss 2003). Bei der chemischen Verwitterung wird aufgrund der partiellen Adsorption des Kations  $\text{K}^+$  an organischen Substanzen und Tonmineralen das Kation  $\text{Na}^+$  stärker aus den angewitterten Horizonten entfernt als  $\text{K}^+$ . Die daraus resultierenden zunehmenden K/Na-Verhältnisse sind typisch für einen chemischen Verwitterungshorizont (Smykatz-Kloss 2003).

Als Referenz zu den Ergebnissen der untersuchten Profile wurde der chemische Verwitterungsgrad des lokal anstehenden Gesteins bzw. Sediments bestimmt.

#### *Kritik an den Indizes*

Die angewandten Verhältnisse sind nur hilfreich für die Charakterisierung der Verwitterung, wenn sie durch pedogene Prozesse verändert worden, und nicht durch diagenetische Mineralumbildung (Smykatz-Kloss 2003). Bei carbonathaltigen Sedimenten ist neben Ca auch Mg nur bedingt für die Verhältnisrechnung geeignet. Da der Carbonatgehalt im Wesentlichen vom Calcitmineral stammt, wurde Mg beibehalten. Weitere Faktoren, die den Verwitterungsindex (CVI) beeinflussen können, sind Sedimentherkunft, hydraulische Sortierung oder postsedimentäre Prozesse welche zur Anreicherung von  $\text{K}^+$  führen (Goldberg & Humayun 2010).

#### ■ Mineralbestimmung

Anhand der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimente kann auf die Herkunft der zuvor diagnostizierten chemischen Elemente (ICP-OES-Methode) geschlossen werden. Die Mineralbestimmung erfolgte röntgenographisch mit dem Röntgendiffraktometer nach BRAGG-BRENTANO der Firma Philips (PW 1729/40). Die Analyse beruht auf dem Grundsatz, dass „jede kristalline Substanz ihre eigene charakteristische Atom-Struktur besitzt, durch welche die Röntgenstrahlung in ebenso charakteristischer Weise gebeugt wird“ (Müller 1964). Ursache der Beugung ist die Reflexion der Röntgenstrahlung an den Netz- oder Gitterebenen innerhalb des Kristalls. Gemäß der Gleichung nach BRAGG (Gleichung 13) entsteht nur dann Reflexion, „wenn bei festgelegter Wellenlänge (monochromatisches Röntgenlicht)“ ein bestimmter Beugungswinkel auftritt (Müller 1964).

Gleichung 13:

$$n \lambda = 2 d \cdot \sin\theta$$

$n$  = Beugungsordnung

$\lambda$  = Wellenlänge der Röntgenstrahlung

$d$  = Abstand zwischen parallelen Gitterebenen

$\theta$  = Beugungswinkel (Theta) zwischen Röntgenstrahl und Gitterebene

Für die röntgenographische Identifizierung der sedimentbildenden Minerale am Auenstandort (TAG4) und in den Schwemmfächern (TAG3/7) wurde das „mit monochromatischem Röntgenlicht arbeitende Pulver-Verfahren“ (Müller 1964) angewandt. Aus den homogenisierten Proben wurden Pulverpräparate hergestellt, die für den Winkelbereich  $2,9^\circ$ – $70^\circ$   $2\theta$  mit Winkelschritten von  $0,02^\circ$   $2\theta$  unter  $\text{Cu}_{\text{K}\alpha}$ -Strahlung geröntgt wurden. Die reflektierte Röntgenstrahlung wird mit Hilfe eines Zählrohres (Proportionalitätszähler) registriert und die Intensitäten der Beugungspeaks über den entsprechenden Beugungswinkel  $2\theta$  in einem Diffraktogramm dargestellt.

Die Diffraktogramme wurden rechnergestützt geeicht (Quarz-Reflexlage  $26,64^\circ$   $2\theta$ ), korrigiert und qualitativ sowie quantitativ ausgewertet. Mit der Software PANalytical X'Pert HighScore Plus (vs. 3.0.5) wurden die  $d$ -Werte und ihre relativen Intensitäten der Mineralphasen berechnet und mit der ICSD Datenbank (Inorganic Crystal Structure Database 2011) des Fachinformationszentrum Karlsruhe abgeglichen und den entsprechenden Mineralen zugeordnet. Die möglichen Mineralvorkommen konnten anhand der bekannten Elementzusammensetzung der Proben manuell eingegrenzt werden. Mit der Software MacDiff 4.2.6 (Petschick 2010) wurden alle Diffraktogramme über programmierbare Peakanalyse automatisiert untersucht.

Die Mengenanteile der kristallinen Bestandteile sind über die Intensitäten der Beugungspeaks und die Konzentration der Mineralphasen abschätzbar. Die Angaben sind semiquantitativer Art und folgen der Klassifizierung nach Krings (2007) (Tab. A2-7).

#### *Methodenkritik*

Die Probenpräparation hat einen wesentlichen Einfluss auf die Intensitäten der Beugungspeaks (Peakhöhe) (Füchtbauer 1988). Die Art und Weise des Mörserns und Einpressens des Sedimentpulvers in den Probenträger kann zu Präparathöhenfehlern führen oder zu Textur- und Oberflächenrauigkeitseffekten (Suortti 1972, Allmann & Kern 2003). Im Diffraktogramm zeigen sich die Fehler als Überlagerung, Verschiebung oder Höhenänderung der Peaks, wodurch die korrekte Intensitätszuordnung erschwert wird (Allmann & Kern 2003).

### **2.2.4 Paläoökologische Analysen**

Fossile Pflanzen- und Tierreste sind unerlässliche Indikatoren für die Rekonstruktion vergangener Umwelt- und Klimabedingungen. Sie zeugen vom Lebensmilieu der Organismen aber auch von den Ablagerungsbedingungen der fossilienführenden Sedimente.

Im Untersuchungsgebiet bieten die Feuchtsedimente der Auen- und Altarmbereiche günstige Voraussetzungen für die Erhaltung organischer Reste. Daher wurden die Profilkern TAG4 und SAM1

auf Mikro- (< 0,1 mm) und Makrofossilien (mit bloßem Auge oder mit starker Lupe sichtbar) untersucht. Während die Pollen- und Sporenkörner als Mikroreste vor allem regionale Umweltbedingung anzeigen, sind die Makroreste zuverlässige Indikatoren für lokale Habitatveränderungen nahe der Stelle ihrer Ablagerung. Die Interpretation der Beziehung zwischen Organismus und seiner Umwelt basiert auf dem Wissen über die heutigen Ökosysteme (Aktualismusprinzip).

Aufgrund ihrer Aussagekraft sind paläoökologische Informationen kritisch zu hinterfragen hinsichtlich der Prozesse der Ablagerung, Fossilierung und Konservierung, des Effekts der Verunreinigung durch jüngere oder ältere Reste sowie der Probleme bei der Beprobung und Bestimmung der Fossilien. (Birks & Birks 1980).

### ■ Pollen- und Sporenanalyse

Palynologische Daten sind eine reichhaltige Quelle paläoökologischer Informationen. Sie informieren direkt oder indirekt über die Vegetations- und Umweltentwicklung im weiteren Umkreis sowie über die Landnutzung und Wirtschaftsweise durch den Menschen. Sie gelten aber auch als Proxy für die klimatischen Verhältnisse, denn oft ist die Änderung der Pflanzendecke mit der Änderung des Klimas verbunden.

Die Methode beruht auf der guten Erhaltungsfähigkeit der mikroskopisch kleinen (5–200 µm) Pollen- und Sporenkörner unter anaeroben Bedingungen, sowie auf der sicheren Bestimmbarkeit ihrer Formen.

Für die Analyse wurden den Kernen Proben von 1 cm<sup>3</sup> Feuchtsediment im Abstand von 10 cm genommen und im Labor der Geographie an der Freien Universität Berlin chemisch aufbereitet. Die Aufbereitung erfolgte durch die chemisch-technische Assistentin M. Riese nach dem Standardverfahren nach Erdtmann (1943). Hierfür wurden die Proben mit Salzsäure (32 %), Kaliumhydroxyd (10 %), Flusssäure (40 %) und Azetolyse behandelt und abschließend im Ultraschallbad gesiebt (120 µm). Das gewonnene Pollenmaterial wurde in Glycerin eingebettet und zu mikroskopischen Präparaten verarbeitet. Für die Bestimmung der Pollen- und Sporenkonzentration wurde den Proben eine definierte Menge an Markersporen (*Lycopodium clavatum*) in Tablettenform zugegeben. Die Auswertung der Präparate erfolgte am Durchlichtmikroskop Leica DM 2000 bei 400facher Vergrößerung. Die Bestimmung und Auszählung der Pollen- und Sporenkörner wurde von Dipl. Geograph M. Fast durchgeführt. Nach Durchsicht aller Proben wurden aufgrund des insgesamt geringen Pollengehalts nur 5 Proben aus dem Liegenden des Profils TAG4 sowie 3 Oberflächenproben aus dem nahen Umfeld ausgezählt. Die Zählsumme von 50 bzw. 100 Baum- und Nichtbaumpollen wurde aufgrund der geringen Typenvielfalt als ausreichend erachtet, um ein generelles Bild der Vegetationszusammensetzung im Arbeitsgebiet zu erhalten.

Die statistische Auswertung der Pollendaten und Darstellung in einem stratigraphischen Diagramm erfolgte mit dem Programm „C2 data analysis“ (Juggins 2003). Die Anordnung der einzelnen Pollenkurven erfolgte weitgehend aus ökologischer sowie chronologischer Sicht. Die einzelnen Taxa sind in Prozent pro cm<sup>3</sup> in Bezug auf die Gesamtpollensumme angegeben.

Für zusätzliche qualitative Informationen über die Klima- und Vegetationsbedingungen wurden nach Herzsuh (2007) verschiedene Pollenverhältnisse berechnet: die Baumpollensumme (AP), das

Verhältnis *Artemisia*/Chenopodiaceae als Trockenheitspollenindex und der Aridität-Pollen-Index nach Fowell et al. (2003) (*Artemisia* plus Chenopodiaceae/Poacea) zur Unterscheidung von trockener Steppe und feuchter Wiesensteppe und Waldsteppe.

### *Methodenkritik*

Die geringe Dichte und schlechte Erhaltung der Pollen- und Sporenkörner resultiert aus den ungünstigen Einbettungs- und Lagerungsbedingungen der Sedimente. Im Forschungsraum sind keine geeigneten Pollenarchive vorhanden, wie z. B. Moore oder Seen, die eine kontinuierliche, ungestörte Akkumulation unter Sauerstoffmangel aufweisen. Als erschwerend für die Konservierung des organischen Materials kommen Faktoren hinzu, wie die klimatisch bedingten Feuchtigkeitsschwankungen im Holozän (Kremenetski et al. 1999, Spiridonova & Alešinskaja 1999) und die Entwässerung und Absenkung des Grundwasserspiegels infolge der intensiven Landnutzung in den letzten Jahrzehnten (Kap. 3.2.2, 3.2.3, 4.2.6).

Die Auswertung von Pollendaten aus umgelagerten und akkumulierten Sedimenten, wie aus der Flussaue des Sambek, ist in der Regel kritisch zu betrachten (Jacomet & Kreuz 1999). Durch sekundären Eintrag aus fluvialem Transport, Umlagerung und Oberflächenabfluss können die Pollenfunde zeitlich nicht sicher eingeordnet werden. Darüber hinaus ist in der offenen Steppenlandschaft unter einem ausgeprägten Windregime mit der Einwehung von zum Teil überregionalen Pollentypen mit hoher Windtransportfähigkeit zu rechnen (Liu et al. 2006, Xu et al. 2014). Auch die lokalen, steppentypischen Taxa werden aufgrund von hoher oder niedriger Pollenproduktion nicht in den realen Verhältnisse repräsentiert (Xu et al. 2014).

### ■ **Analyse botanischer Großreste**

Ergänzend zur palynologischen Untersuchung wurden die organikreichen Feuchtsedimente hinsichtlich makroskopischer Pflanzenreste analysiert. Hierzu gehören Früchte, Samen, vegetative Pflanzenteile sowie Reste von Holz und Holzkohle. Im Gegensatz zu den Pollen und Sporen geben pflanzliche Großreste Auskunft über den lokalen Pflanzenbestand. Sie haben den Vorteil, dass sie genauer, bis zur Art hin bestimmt werden können. Auf diese Weise ergänzen sich die Methoden der botanischen Mikro- und Makrorestanalyse gegenseitig und erreichen durch ihre kombinierte Anwendung eine größere Aussagebreite über die Vegetationsverhältnisse zur Zeit der Ablagerung. (Lang 1994).

Aus den organikreichen Kernabschnitten wurde stichprobenartig Material von mindestens 110 cm<sup>3</sup> entnommen und per Flotationsverfahren aufbereitet. Die Proben wurde hierfür mehrmals in Wasser aufgeschwemmt, durch ein Sieb von 200 µm Maschenweite filtriert und in Wasser gespült. Die Schlämffraktion wurde im Auflicht unter einer Stereolupe bei 10–20facher Vergrößerung durchmustert und ausgelesen. Die Bestimmung der Reste erfolgte durch Dr. R. Neef von der naturwissenschaftlichen Arbeitsgruppe des Deutschen Archäologischen Instituts in Berlin.

Die Großreste werden als rein qualitative Aussage für die Verhältnisse am Standort verwendet. Die quantitative Deutung ist mit großer Vorsicht zu sehen, da die Mengenanteile stark von lokalen



Zufällen abhängig sind (Lang 1994). Auf Grund des insgesamt geringen Probenmaterials wurde eine quantitative Analyse nicht durchgeführt.

#### ■ Ostrakoden

Das Vorkommen von Ostrakodenklappen in Sedimenten zeugt von der ehemaligen Existenz eines aquatischen Habitats. Die kleinen (< 2 mm) zweisehaligen Muschelkrebse können nahezu alle aquatischen Lebensräume von salzhaltigem bis frischem Wasser besiedeln. Anhand der Form und Gestalt der Kalkschalen kann Art, Geschlecht sowie der Entwicklungsstand (Juvenil oder Adult) unterschieden werden. Ihre Verbreitung und Gestalt wird beeinflusst von physikalischen und chemischen Faktoren, wie Salinität, Temperatur, Habitatstruktur, Wasserbewegung, Wassertiefe, Sauerstoff und Nahrungsverfügbarkeit (Rapp & Hill 2006). Ostrakoden reagieren empfindlich auf Änderungen ihres Lebensraumes; dadurch sind sie ausgezeichnete biologische und geochemische Indikatoren für Klima- und Umweltänderungen.

Für die Analyse wurden Proben von 110 cm<sup>3</sup> aus jeder Sedimenteinheit genommen. Nach Einwiegen des Materials wurde die Proben in Wasser weitestgehend aufgelöst und anschließend über einem Sieb von 63 µm gewaschen. Der Siebrest wurde getrocknet und in Fraktionen größer 63, 125, 200 und 315 µm gesiebt und ausgewogen. Nach Kontrolldurchsicht wurden alle Fraktionen größer 125 µm unter der Stereolupe komplett bzw. auf 500 Ostrakodenklappen ausgelesen. Die Bestimmung der Ostrakoden erfolgte durch Dr. Liz Pérez vom Institut für Umweltgeologie der TU Braunschweig. Neben der quantitativen Analyse wurde das Probenmaterial nach Menge der Ostrakoden, Verhältnis der juvenilen zu adulten Arten, nach Erhaltung der Klappen und nach morphologischen Besonderheiten (Farbe, Buckelbildung, Verkieselung) charakterisiert. Da die Häufigkeit der Ostrakoden generell niedrig ist, wird die Anzahl der Ostrakoden-Klappen auf 5 g getrocknetes Sediment angegeben. Arten, die nicht näher bestimmt werden konnten, wurden zur Gattung zusammengefasst (betrifft Ilyocypris und Pseudocandona). Die Ostrakodentypen wurden klassifiziert in bodenbewohnende Individuen (bentisch - B) und Bodenschwimmer (nektobentisch - NB). Für jede Probe wurde das Verhältnis von nektobentischen und bentischen Arten (NB : B) berechnet (Pérez et al. 2010).

#### *Methodenkritik*

Ostrakoden sind nicht nur in den feinkörnigen, organikreichen Sedimenten zu finden, sondern kommen im Untersuchungsgebiet auch im anstehenden miozänen Kalkgestein vor. Durch fluviale Erosion und Transport wird das Gestein aufgearbeitet und die fossilen Ostrakoden herausgelöst und an anderer Stelle abgelagert. Der sekundäre Eintrag verfälscht das Artenspektrum und deren paläoökologische Information.

Weiterhin ist zu berücksichtigen, dass die Sedimentfazies die Verteilung der Ostrakoden bestimmt. So sind reine Sande meist arm an Ostrakoden, während Mischsubstrate, wie mit Detritus oder Schlack vermischte Böden, eine höhere Artenzahl aufweisen (Hartmann 1966-1989).

### ■ Mollusken

Schnecken und Muscheln gehören zu den häufigsten Typen wirbelloser Tierreste, die in Verbindung mit quartären Ablagerungen und archäologischen Stätten analysiert werden. Ihr Lebensraum ist weit; er reicht über Land sowie Frisch-, Brack- und Meereswasser. Die Schalen sind in einer Vielfalt von Ablagerungen zu finden, vornehmlich in basenreichen Sedimenten (Rapp & Hill 2006). Im Arbeitsgebiet betrifft das sowohl die fluvialen als auch die kolluvialen Sedimente.

Die Schnecken und Muscheln wurden entweder direkt aus dem Bohrprofil entnommen (SAM1) oder aus dem Sediment geschlämmt (TAG4). Für letzteres wurde mindestens 110 cm<sup>3</sup> Probenmaterial im Wasser aufgelöst und anschließend über einem Sieb von 200 µm gewaschen. Nach Trocknung des Filtrats wurden die Mollusken unter der Stereolupe bei 10–20facher Vergrößerung ausgelesen und bestimmt. Die Bestimmung erfolgte durch Prof. Dr. Frank Riedel und Dr. PD Annette Kossler vom Institut für Geologische Wissenschaften, Bereich Paläontologie der Freien Universität Berlin.

Die Mollusken werden als rein qualitative Aussage für die ökologischen Verhältnisse am Standort angewandt. Eine quantitative Analyse wurde auf Grund des geringen Probenvolumens nicht durchgeführt. Wie bei den Ostrakoden besteht auch hier die Gefahr des sekundären Eintrags fossiler Arten, die aus dem anstehenden miozänen Kalkgestein herausgelöst wurden.

### 2.2.5 Datierung

Die zeitliche Einordnung der Kernprofile erfolgt mittels der Radiokarbondatierung von Holz, Holzkohlepartikeln, Samen und organikreichen Mischproben. Über die Datierung der verschiedenen Sediment- und Bodenabschnitte kann ein Altersmodell für die Entwicklung des mittleren Sambektales erstellt werden. Diese lokale Geochronologie erlaubt schließlich die Verknüpfung der paläogeographischen Daten mit den archäologischen Befunden.

Die Aufbereitung und Datierung der Proben wurde vom Radiokohlenstoff-Labor in Poznań durchgeführt. Mit einem Beschleuniger-Massenspektrometer (AMS) wurde das konventionelle <sup>14</sup>C-Alter in Jahren BP (Jahre vor 1950) bestimmt. Die notwendige Kalibrierung der Daten wurde unabhängig mit dem Programm OxCal 4.2 (Ramsey 2009) unter Anwendung des Datensatzes IntCal13 (Reimer et al. 2013) vorgenommen.

Die im Text angegebenen <sup>14</sup>C-Alter sind als kalibrierte Alter vor 1950 (cal BP) mit einer Standardabweichung von  $\pm 2 \sigma$  (Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95,4 %) zu verstehen. Zitierte Altersangaben wurden, wenn möglich, neu kalibriert.

Die Zuverlässigkeit der <sup>14</sup>C-Methode ist u. a. abhängig von der Datierungsprobe und der Kalibrierung. Generell ist mit einer Verzerrung der Altersangaben zu rechnen, d. h. mit einer Altersüber- oder -unterschätzung.

Die Datierung der Profile erwies sich als schwierig, da kaum organisches Material in den Sedimenten enthalten war. Erst über Schlämmen konnten datierbare Reste terrestrischer Pflanzen gefunden werden. Meist wurden jedoch Mischproben aus Schichten mit hohem organischen Kohlenstoffgehalt datiert. Die Altersbestimmung war daher nur mit der AMS-Methode möglich, welche jedoch im

Vergleich zur konventionellen Radiokohlenstoffdatierung ungenauer ist (Walker 2005). Eine Altersverzerrung ergibt sich außerdem aus der Kalibrierungskurve, welche für einen Teil der gemessenen Radiokarbonalter Plateaus von mehr oder weniger konstantem Alter aufweist. Das kalibrierte Zeitintervall ist dadurch weiter ist als in Realzeit.

### 2.3 Datenverarbeitung

Alle vorliegenden bzw. erhobenen Informationen aus Kartographie und Geländearbeit mit einem bestimmten räumlichen Bezug wurden in einem Geographischen Informationssystem (ESRI ArcMap 9.1) erfasst, bearbeitet und analysiert.

Zur Auswertung der physikalischen, chemischen und paläoökologischen Daten wurden die Programme ‚Microsoft Excel‘, ‚IBM SPSS Statistics‘ und ‚C2 data analysis‘ verwendet. Die statistische Auswertung erfolgte mit Methoden der deskriptiven Statistik zur Ermittlung von Minimal-, Maximal-, Mittelwert und Standardabweichung. Die Beziehung von Variablen wurde mit der Korrelationsanalyse untersucht. Dabei gibt der Korrelationskoeffizient  $r$  die Stärke der Korrelation der beiden verglichenen Variablen an. Mit Hilfe der Regressionsanalyse wurde über den linearen Zusammenhang zweier unabhängiger Variablen eine abhängige Variable berechnet. Der lineare Zusammenhang wurde zuvor graphisch über Streudiagramme geprüft. Zur Bewertung der statistischen Zusammenhänge wurde in der Regel mit dem 95 %-Signifikanzniveau gearbeitet.

Die graphische Aufbereitung der Daten erfolgte mit Hilfe der Software ‚Adobe Illustrator‘, ‚ESRI ArcMap‘, ‚Grapher‘ und ‚Surfer‘ (Golden Software, Inc.).

Ein Teil der Daten der Kernprofile wurden für die statistische und graphische Verarbeitung korrigiert. Während des Bohrens kam es mehrmals zur Komprimierung der weichen und lockeren Sedimente. Die dadurch entstandenen Kernlücken in den oberen Dezimetern der einzelnen Bohrmeter wurden mit der Gleichung 14 interpoliert.

Gleichung 14:

$$T_{\text{korr}} = \frac{T}{1 - K} - \frac{K}{1 - K} + ((n_B - 1) \cdot 100)$$

$T_{\text{korr}}$  ... cm korrigierte Probtiefe in Bezug auf die Gesamtteufe

$T$  ... cm komprimierte Probtiefe im Bohrmeter  $n_B$

$K$  ... cm Kernlücke durch Kompression im Bohrmeter  $n_B$

$n_B$  ... Zahl des Bohrmeters

## Kapitel 3

### Geographische Grundlagen des Forschungsraumes

Die Studie zur holozänen Landschaftsgeschichte ist großräumig in der Schwarzmeersteppe, dem westlichen Ausläufer der eurasischen Steppenzone, im Bereich des nordöstlichen Schwarzmeerbekens zu verorten (Abb. 3-1). Das Gebiet liegt in Südrussland im Grenzraum zur Ukraine und gehört administrativ zur Rostov Provinz (oblast), mit Rostov am Don als Hauptstadt.

#### 3.1 Der Naturraum

Das Gebiet zählt naturräumlich zur Azov Ebene, welche sich nördlich an das Azovsche Meer anschließt. Die naturräumlichen Grenzen des Forschungsraumes sind der Donecrücken im Norden und die Bucht von Taganrog und das Südufer des Don im Süden, sowie das Tuclovtal im Osten und das Elančiktal im Westen (Abb. 3-2). Die wesentlichen Landschaftselemente des Raumes sind die Plateauflächen, die sie zerschneidenden Fluss- und Trockentäler, die Steilküste sowie das Dondelta.

Der Raum ist geprägt vom semiariden Landschaftstyp der Steppe (russ. Sg. step), welche durch eine baumfreie Grasvegetation, tiefgründige Schwarzerden und limitiertes Wasserdargebot charakterisiert ist (Walter & Breckle 1986). Die Herausbildung der Steppenzone in der Don-Azov Region begann bereits im frühen Quartär (2,7–2,1 Mio BP) (Velichko et al. 2012).

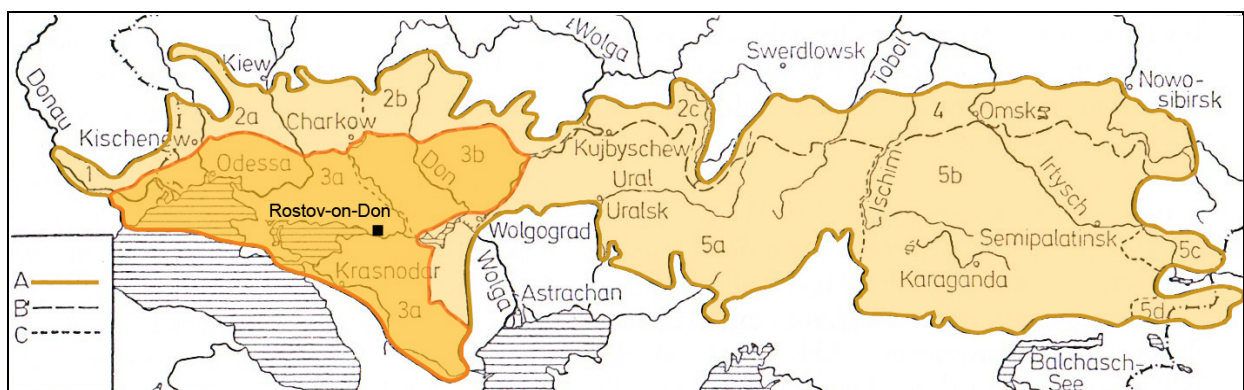


Abb. 3-1: Gliederung des westlichen Bereichs der Schwarzmeer-Kasachischen Steppenregion (nach Lavrenko 1991): (A) Grenze der Region, (B) Grenzen der Steppenprovinzen, (C) Grenzen der Unterprovinzen. Farblich markiert Schwarzmeersteppe (3) am Schwarzen und Azovschen Meer (a) und am mittleren Don (b) (Walter 1974, verändert).

Fig. 3-1: Structure of the western Black Sea-Kazakh steppe region (after Lavrenko 1991): (A) border of the region, (B) border of the steppe province, (C) border of the subprovince. Colour-marked Black Sea steppe (3) at the Black Sea and Azov Sea (a) and at the middle Don (b) (Walter 1974, modified).

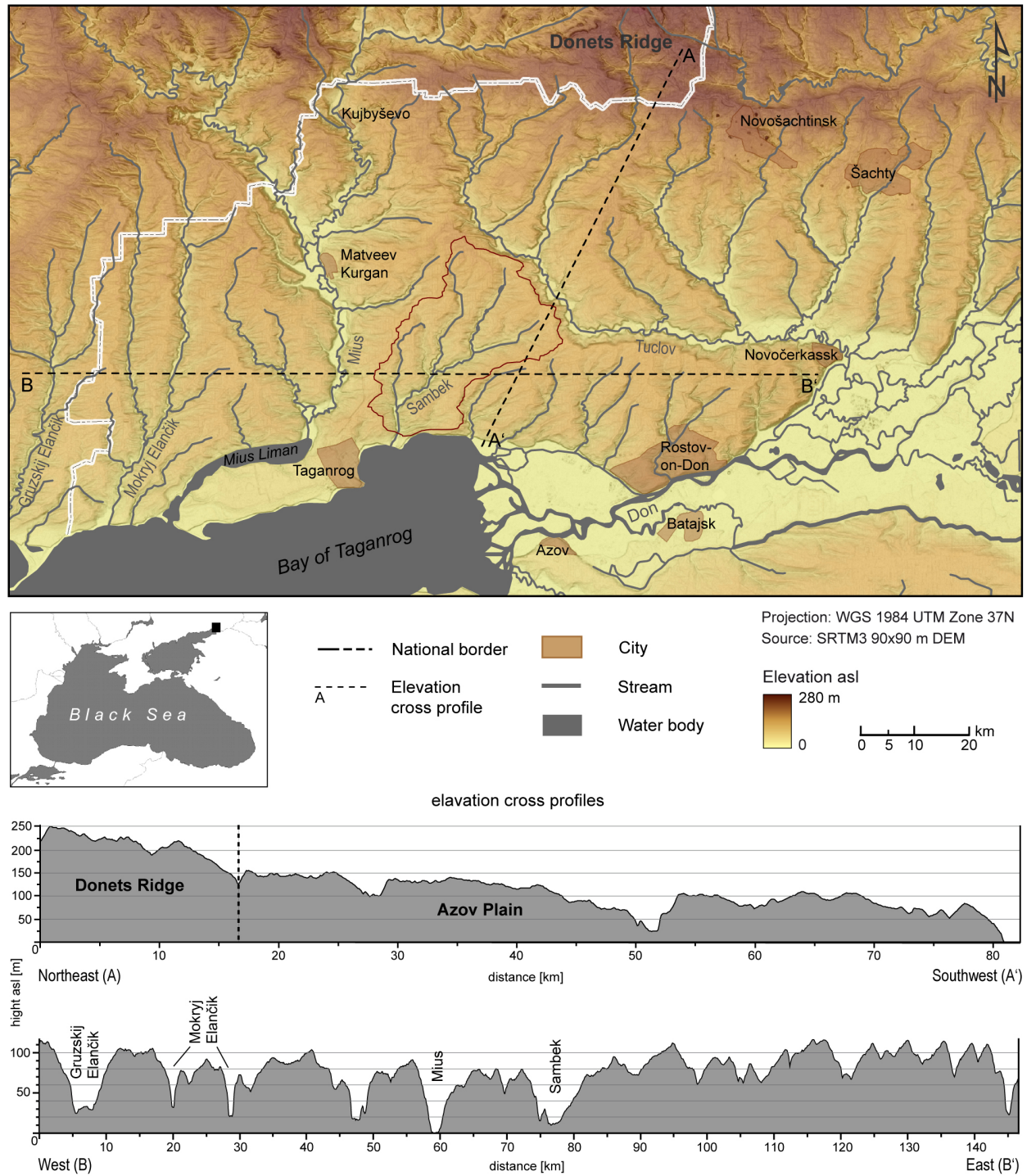


Abb. 3-2: Übersichtskarte zum Forschungsraum, mit Geländeprofilen vom Donecrücken zur Küste und vom Tal des Gruzskij Elančik zum Dontal.

Fig. 3-2: Overview map of the research area, with elevation profiles from the Donets Ridge to the coast line and from the Gruzskij Elančik valley to the Don valley.

### 3.1.1 Geologie und Relief

Das Fundament der Steppenlandschaft im Bereich der Azov Ebene bildet der Osteuropäische Kraton (syn: Russische Plattform/Tafel), ein präkambrischer kristalliner Block aus hauptsächlich Graniten und Gneisen (Sukhodolov et al. 2009), der von mächtigen Decksedimenten von überwiegend marinem Charakter überlagert wird (Abb. 3-3). Die Azov Ebene einschließlich des Azovschen Meeres liegen im Schelfbereich des Schwarzmeerbeckens, einem Backarc-Becken, welches südlich der Halbinseln Kerch und Taman beginnt und während der alpinen Orogenese entstand (Stephenson et al. 2004).

Die Russische Tafel gliedert sich durch Krustenverbiegung und -aufwölbung in Senken mit flach einfallenden Flanken (Syneklisen) und in dazwischenliegende Teilgewölbe mit Antiklinalcharakter (Anteklisen) (Franz 1973). Ein positives Strukturelement der Tafel ist der NW-SE streichende Ukrainische Schild, dessen südlicher Ausläufer die geologische Struktur der Forschungsregion bildet. Im Nordosten des Schildes grenzen die Donezk Faltenkette und das Donezk Becken an. Südlich der Russischen Tafel grenzt die junge epipaläozoische Skythische Tafel an, die zur alpidischen Faltenkette des Großen Kaukasus vermittelt (Chain & Koronovskij 1995).

Das untere Dontal und das Küstengebiet der Bucht von Taganrog liegen tektonisch am östlich abgetauchten Rand des Ukrainischen Schildes, im Bereich der sogenannten Rostov Aufdomung (Ruban 2003, Tesakov et al. 2010). Diese tektonische Struktur wird begrenzt von der Tuzvlov-Manytsch-Senke im Norden und der Azov-Kuban Depression im Süden (Tesakov et al. 2010). Das präkambrische kristalline Massiv liegt in einer Tiefe zwischen 350 und 400 m im Zentrum der Aufwölbung und 1400 m in den Randbereichen (Belov 1970). Es wird bedeckt von mächtigen Deckschichten aus kreidezeitlichen bis quartären Ablagerungen.

Die Rostov Aufdomung ist in der Kreidezeit und im Paläozän entstanden und wurde mehrere Male vom Meer aus südlicher Richtung bedeckt. Im Neogen war Südrussland von einem riesigen Becken eingenommen, dem Rest der zuvor existierenden Neotethys. Nach Beginn der alpidischen Orogenese teilte sich die Neotethys in zwei Teile, das Mittelmeer und die Paratethys. Das Gebiet der Rostov Aufwölbung befindet sich am Nordrand der östlichen Paratethys. Während der Zeit als dieses Urmeer ohne Verbindung zum Mittelmeer war (Oligozän bis Pliozän), lagerten sich Tone, Lehme, Sande, Mergel und Kalksteine ab. Die häufigste Ablagerung ist der skelettartige Kalkstein aus dem Oberen Miozän (Muschelschill), welcher aus kompletten Schalen von Bivalvenarten und einigen Gastropodenarten, sowie deren Reste von verschiedener Größe besteht (Ruban 2003). Die marinen Sedimente werden überdeckt von quartären Ablagerungen bestehend aus Lehmschichten über Tonen, darüber liegen jungquartäre lössartige Lehme mit Paläobodenbildungen (Tesakov et al. 2010).

Die Inlandbecken des Schwarzen und Azovschen Meeres sind Relikte des einstigen Ozeanbeckens der Paratethys (Svitoch 2008), und bilden bis heute eine Zone tektonischer Senkung (Franz 1973). Das Azovbecken weist aufgrund seiner Lage im Übergang von der Russischen Plattform zum alpidischen Krim-Kaukasus Orogen eine komplizierte geologische Struktur auf, die durch Faltung und Bruchtektonik des Grundgebirges geprägt ist (Šnjukov et al. 1974; Abb. 3-4). Latitudinale Tiefenverwerfungen und regionale Tiefenbrüche kontrollieren den marinen Bereich, meridionale Störungen bestimmen die alluvialen Terrassenkomplexe im nördlichen und südlichen Azov Gebiet.

Seit dem Pliozän hat sich die Richtung der Tektonik mehrmals geändert. Im Holozän erfolgt verstärkt die tektonische Bewegung entlang der latitudinalen Hauptlinien, und damit die Absenkung des Meeresbeckens. Die neotektonische Senkungsrates ist maximal im südlichen Teil des Azovbeckens und westlich der Bucht von Taganrog (Abb. 3-5).

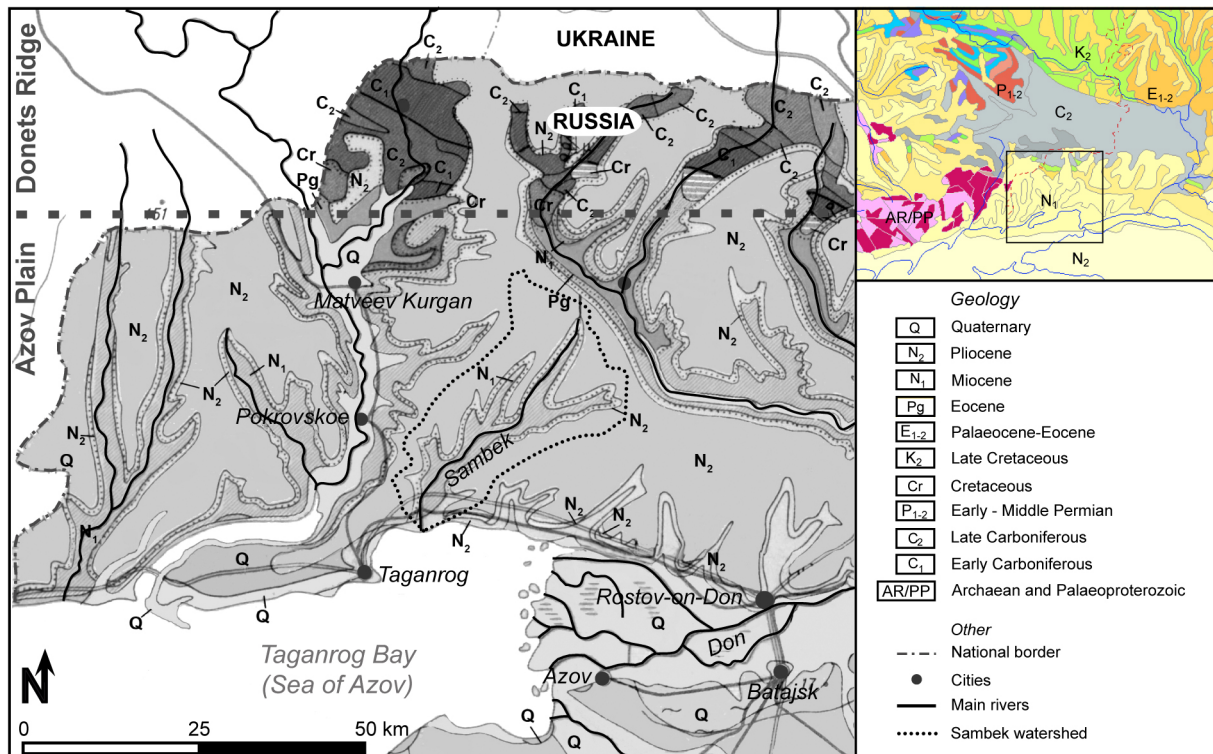


Abb. 3-3: Der oberflächennahe geologische Aufbau der Region (Anonymus 1966, verändert).

Fig. 3-3: Geological setting of the region (Anonymous 1966, modified).

Unter den tektonischen Gegebenheiten erfuhren das Schwarze und Azovsches Meer im Laufe der geologischen Entwicklung etliche Meeresspiegelschwankungen, die zu Änderungen der Umweltbedingungen und geomorphologischen Umformung der Küstenbereiche führten (Belov 1970, Šnjukov et al. 1974). Die größten Änderungen wurden durch die Kalt- und Warmzeiten im Quartär hervorgerufen (Panin & Popescu 2007). Im Zusammenhang mit den Klimaänderungen und den neotektonischen Bewegungen durchlief das Gebiet nördlich des Schwarzen Meeres eine Serie von marinen Transgressionen und Regressionen (Franz 1973). Die regressiven Phasen mit Schwankungen von wenigen 10er m bis einige 100er m erfolgten während der Zeiten der Inlandvereisung des Osteuropäischen Tieflandes (Panin & Popescu 2007; Abb. 3-6). Sie führten zur Isolierung des Schwarzmeeresbeckens von den angrenzenden Becken des Mittelmeeres und Kaspischen Meeres (Svitoch 2008). Die maximale Regression von -80 bis -110 m fand im späten Pleistozän zur Zeit des Letztglazialen Maximums statt (26,5–19 ka BP). Während des letzten Glazials war das Azovsches Meer eine flache Küstenebene, die vom Paleo-Don durchflossen wurde (Abb. 3-7). Die Mündung des Don befand sich 50 km südlich der Straße von Kerč (Kaplin & Selivanov 2004). Die transgressiven Phasen unterscheiden sich kaum in der Fläche und in der Höhe des Meeresspiegels. Der maximale Meeresspiegelhochstand war während des Eem Interglazials, mit einem vermuteten Wasserstand von 6–8 m über heutigem Meeresspiegel (Svitoch 2008).

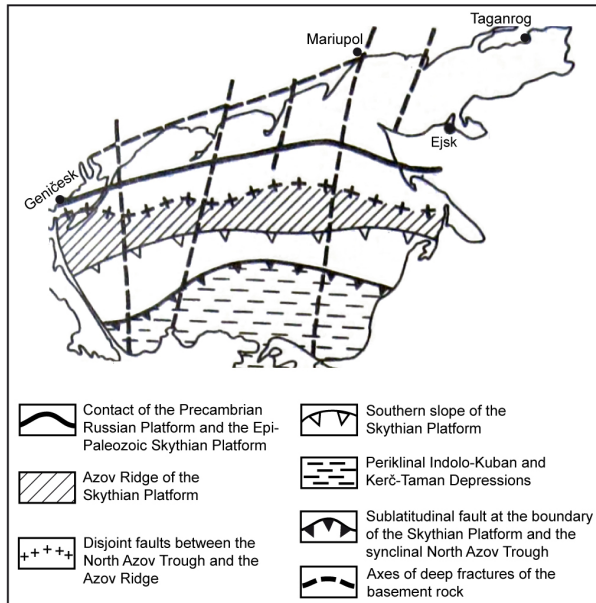


Abb. 3-4: Schema der tektonischen Struktur des Azovschen Meeresbeckens (nach Dumitraško 1979: 153).

Fig. 3-4: Schematic illustration of the tectonic structure of the Azov Sea basin (after Dumitraško 1979: 153).

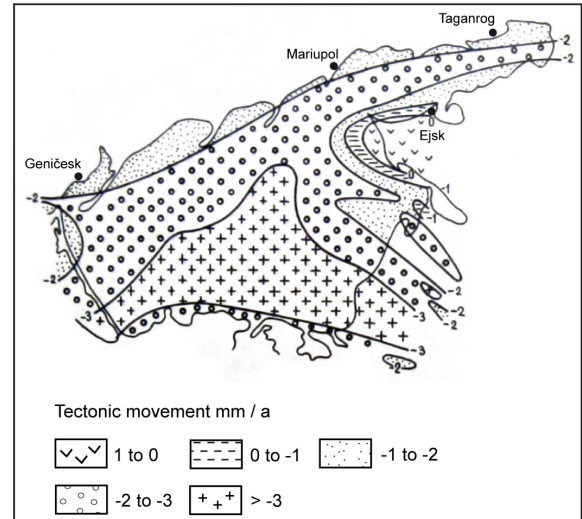


Abb. 3-5: Schema der tektonischen Bewegungen im Bereich der Küste und des Meeresbodens des Azovschen Meeres im Holozän (nach Chrustalev 1986: 204).

Fig. 3-5: Schematic illustration of tectonic movements of the coast and floor of the Azov Sea in the Holocene (after Chrustalev 1986: 204).

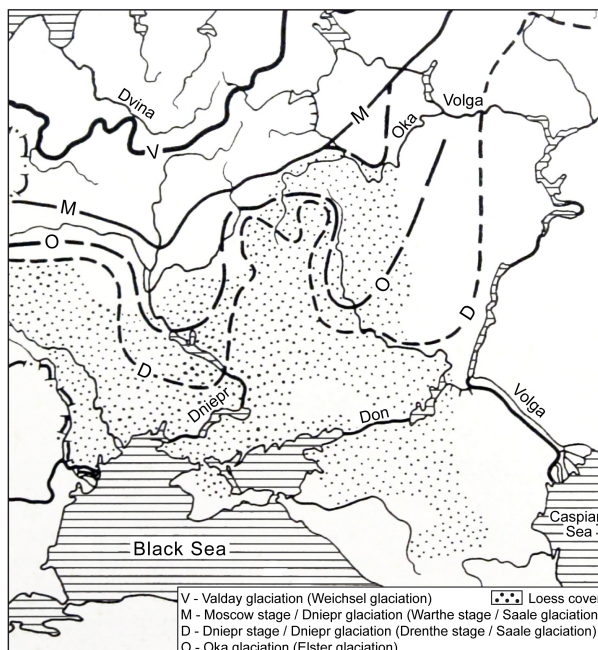


Abb. 3-6: Die Vereisungsphasen des Osteuropäischen Tieflandes (nach Spiridonov 1978).

Fig. 3-6: The glacial stages of the East European Plain (after Spiridonov 1978).

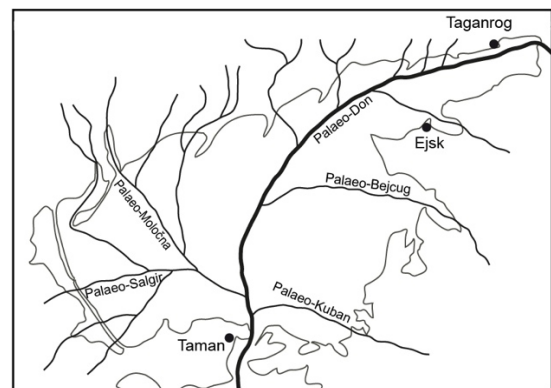


Abb. 3-7: Schematische Darstellung der Ausdehnung des Azovschen Meeres im Spätpleistozän (nach Panov & Chrustalev 1966: 431).

Fig. 3-7: Water expanse of the Azov Sea in the Late Pleistocene (after Panov & Chrustalev 1966).



Während der Glaziale lag das nördliche Schwarzmeer-Azov Gebiet stets südlich der Inlandvereisungen (Abb. 3-6). In diesen nicht vereisten Bereichen des Osteuropäischen Tieflandes lagerten sich verschieden mächtige Lössschichten ab, denen pleistozäne Bodenbildungen zwischengeschaltet sind (Velichko 1990, Velichko et al. 2009a, 2012). Ab dem Mittleren Pleistozän (780 ka BP) entwickelte sich ein Steppen-Ökosystem, das dem heutigen ähnlich ist (Velichko et al. 2012).

Im Holozän entwickelte sich das Schwarzmeer-Azov-Becken unabhängig vom Kaspischen Meer. Der bis heute bestehende Zustrom aus dem Mittelmeer über den Bosphorus wurde um 9300 BP zur Zeit der Schwarzmeer-Transgression (Flandrische Phase) hergestellt (Bahr et al. 2008). Nachfolgende Meeresspiegelschwankungen im Mittel- und Spätholozän erfolgten im Bereich von -3 bis +3 m, in Anhängigkeit vom globalen Meeresniveau und durch tektonische Senkung der Küstenbereiche (Kaplin & Selivanov 2004).

Geomorphologisch befindet sich die Forschungsregion im südlichsten Teil des Osteuropäischen Tieflandes (syn: Russische Ebene), im Vorland des Kaukasusgebirges. Hier bestimmen marine Akkumulationsebenen aus quartären Transgressionsablagerungen das Relief (Franz 1973). Das nördliche Hinterland der Bucht von Taganrog liegt im Bereich der Azov Ebene. Im Süden grenzt das untere Dontal und die Azov-Kuban Ebene an, im Norden und Nordosten schließen der plateauartige Donec-Höhenrücken (ø 200–300 m ü. M.) und die südlichen Ergenhöhen (bis 220 m ü. M.) die Vorkaukasusebene ein (Abb. 3-2).

Die Azovebene, mit Höhen von maximal 160 m ü. M. im Norden und 110 m ü. M. im Süden ist flach bis leicht wellig und durch ein Zerschneidungsrelief gekennzeichnet (Tafel 1). Die Ebene ist schwach gen Süden geneigt (Šnjukov et al. 1974), wodurch die Entwässerung und Orientierung der Täler in diese Richtung vorgegeben ist. Ein Netz von Taleinschnitten gliedert die Ebene in einzelne Plateaus, auf denen die Wasserscheiden durch Abtragungsprozesse zu Höhenrücken geformt sind (Abb. 3-2).

Das Talnetz der Azovebene setzt sich aus den Tälern der Flüsse sowie der Balki (russ., Plural) und Ovragi (russ., Plural) zusammen (Tafel 1). Die Nord-Süd verlaufenden Flusstäler zeigen ein asymmetrisches Querprofil, mit steilen rechten Hängen und sehr flach einfallenden linken Hängen. Diese rechtsseitige Asymmetrie ist typisch für die Flusstäler im Südteil der Osteuropäischen Ebene (Walter & Breckle 1986, Makarova et al. 2008). Auffällig ist außerdem eine im Vergleich zum Gerinneabfluss große Talweite. So hat beispielsweise das Tal des Mius eine durchschnittliche Weite von 4 km, das Flussbett ist aber nur 60–100 m breit (Tesakov et al. 2010). Das fluviale System in seinen heutigen Mustern ist das Ergebnis hohen Abflusses unter Periglazialbedingungen im Pleistozän (Stanko 2007).

Neben den Flüssen haben sich Balki und Ovragi in die Steppenebene eingetieft (Tafel 1). Beide Taltypen sind charakteristisch für die Lössgebiete Südrusslands (Schmidt 1948, Leger 1990). Als Balka werden die im Pleistozän unter Periglazialbedingungen angelegten Trockentäler bezeichnet, die „grundsätzlich den mitteleuropäischen Trockentälern entsprechen“ (Franz 1973: 191). Die Balki bilden weite Mulden- oder flache Kastentäler mit einem postglazialen Kerbtälchen in der

Tiefenlinie (Schmidt 1948, Leger 1990). Die Trockentäler haben eine Länge von bis zu mehreren Kilometern und münden in die Täler der Flüsse.

Die Hänge der Flusstäler und Balki sind abschnittsweise eng von linearen Erosionsschluchten und -rinnen zerschnitten. Die tiefen, steilwandigen, meist verzweigten Schluchten werden als Ovragi bezeichnet (Schmidt 1948, Franz 1973). Sie beginnen als kerbförmige Tiefenlinie auf den Plateaus und schneiden sich unvermittelt, vor allem an den steilen, kurzen und konvexen Hangbereichen tief ein. Die Ovragi sind nur wenige hundert Meter lang, 4 bis 20 m tief und haben ein kerbförmiges Profil (Schmidt 1948, Franz 1973). Die Bildung der Steppenschluchten wird insbesondere durch die Schneeschmelze und sommerliche Starkregenereignisse ausgelöst (Franz 1973). Jedoch wird die Ovragebildung durch Zerstörung der Boden- und Pflanzendecke infolge der intensiven Kultivierung der Steppenplateaus gefördert und beschleunigt. Die Länge und Anzahl der Ovragi pro 100 km<sup>2</sup> wird als Indikator für die Erosion in der Region verwendet (Litvin et al. 2003).

Ein besonderes Landschaftselement des Steppengebietes in der Forschungsregion ist die im Süden gelegene Steilküste entlang der Bucht von Taganrog (Tafel 1). Die Küstenlinie verläuft zwischen 10 und 15 m über dem Meeresspiegel. Die Kliffe mit einer Höhe zwischen 8 und 30 m schneiden an der Basis die Miozänen Kalke an, aber vor allem die Quartären Tone, Sande und Löss-Boden-Sequenzen (Tesakov et al. 2010; Tafel 1).

Aufgrund der hohen Erosivität der Lockersedimente finden an vielen Stellen aktive Kliffabbrüche und Rutschungen statt. Die ständige Erosion führt zur Rückverlegung der Küstenlinie gen Landesinnere um 0,1 bis 0,9 m pro Jahr (Messzeitraum 1980–2000; Ivlieva & Berdnikov 2005). Der Uferbereich ist als schmaler Saum von 2 bis 10 m (Mamykina & Khrustalev 1990) zwischen Meer und Abrasionsküste ausgebildet. Hier, am Fuß der Kliffe lagern die teils mächtigen Sturz- und Rutschungsmassen in Form von Schollen oder Halden (Tafel 1).

Durch Strandversatz und den Zufluss und Sedimenteintrag der Flüsse, sind entlang der Küste typische Akkumulationsformen, wie Sandbänke, Schorren und Nehrungen ausgebildet. Die Nehrungen, d. h. die schmalen bis zu 40 km langgestreckten Landzungen, sind charakteristisch für die Nordwestküste des Azovschen Meers (Ivlieva & Berdnikov 2005, Matichov et al. 2006). Die prominenteste Landzunge im Forschungsgebiet ist die Nehrung von Beglica (5 km lang und 3 km breit, Ivlieva & Berdnikov 2005), im Westen der Mius-Halbinsel (Tafel 1). Die Nehrungen bestehen aus Sedimenten des Don und erodiertem Material der Steilküste, vor allem Sande und Schalenersatz. Das Alter der Nehrungen in der Bucht von Taganrog wird bei maximal 2500 Jahre vermutet (Bird 2010).

Sowohl die Küste als auch das Hinterland sind stark geprägt von linienhaften Erosions- und Akkumulationsformen. Neben den lithologischen Gegebenheiten hat das Wasser eine bedeutende reliefformende Wirkung. Die Küsten- und Landformen sind aber auch das Ergebnis der tektonischen Strukturen im Untergrund und der neotektonischen Senkung des Gebietes.

### 3.1.2 Klima und Witterung

Auf Grundlage der ökophysiologischen Merkmale der realen Vegetation ist das Forschungsgebiet von kühl gemäßigtem, mesothermen, subhumiden Kontinentalklima geprägt (Lauer & Rafiqpoor 2002, Abb. 3-8). Aus dem thermisch-hygrischen Jahresverlauf ergibt sich ein winterkaltes Feuchtsteppenklimate (Troll & Pfaffen 1964), mit kalten nivalen Wintern, einem warmen und niederschlagsreichen Frühling (April–Juni) und einer ariden Phase im Spätsommer bzw. Herbst (Juli–September) (Abb. 3-9).

Im Winter wirken die westlichen Ausläufer des Sibirischen Hochs, die kalte trockene Luftmassen aus Norden und Nordosten bringen. Der weitere Jahresgang wird beeinflusst von Zyklonen aus den gemäßigten Breiten, die warme feuchte Luftmassen vom Atlantik und vom Mittelmeer aus Westen und Südwesten bringen. Im Sommer werden sie überlagert von lokalen atmosphärischen Prozessen, verursacht durch die hohe solare Einstrahlung und Erwärmung des Festlandes (Dolukhanov 2009).

Der Jahresniederschlag in der Region liegt zwischen 500 und 600 mm, in Taganrog beträgt er im Mittel 549 mm (Abb. 3-9). Die niederschlagsreichsten Zeiten sind der Frühsommer mit durchschnittlich 111 mm (Mai–Juni, 48–63 mm/Monat) und der Winter mit 157 mm (November–Januar; 48–57 mm/Monat). Die geringsten Niederschläge fallen im März und April mit insgesamt 76 mm (38 mm/Monat) und im Juli, August und Oktober mit 115 mm (36–40 mm/Monat).

Die mittlere Temperatur in Taganrog liegt im Jahresverlauf bei 10,7 °C, wobei sie maximal 24,1 °C im Juli und minimal -2,4 °C im Januar beträgt (Abb. 3-9). Die wärmste Zeit mit Temperaturen größer 15 °C ist von Mai bis September. Der Hochsommer (Juli, August) ist geprägt von einer Dürreperiode von 20–30 Tagen (Chrustalev et al. 2002).

Im Winter (Dezember bis Februar) liegen die Temperaturen unter 0 °C und es liegt eine instabile Schneedecke von 4–8 cm. Die Bucht von Taganrog friert aufgrund der geringen Tiefe und des niedrigen Salzgehalts zwischen November und März vollständig zu. Die permanente Eisdecke erreicht eine Stärke von 60–80 cm (Chrustalev et al. 2002, Miščenko 2006).

Die atmosphärische Zirkulation und die Verteilung der Land- und Wassermassen führen zu einem ausgeprägten Windregime. Im Winter wehen kalt Ostwinde, die im Dezember Jahreshöchstgeschwindigkeiten von 5,6 m/s an der Küste erreichen. Im Sommer hingegen kommen heiße Winde aus Westen, die zur Trockenheit beitragen und die sich zu Staubstürmen während der ariden Periode entwickeln.

Die durch das Windregime verursachten Stürme wirken auch auf die flache Bucht von Taganrog. Hier können Wellen mit Höhen von 6 m entstehen sowie Seiches von 20–50 cm hervorgerufen werden (Matishov & Inzhebeikin 2009). Letztere sind stehende Wasserwellen, die für Minuten bis Stunden eine Änderung des Meeresspiegels verursachen. Dieses Phänomen ist kennzeichnend für Binnenmeere und eine typische Art der Seespiegeländerung im Azovschen Meer (Matishov & Inzhebeikin 2009, Kosarev et al. 2010).

Die klimatischen Verhältnisse innerhalb der weiten Steppenzonen verändern sich von Nord nach Süd und von West nach Ost. Nach Süden und Osten nimmt die Aridität zu, d. h. die Jahresniederschlagsmengen sinken, die Jahresmitteltemperaturen steigen und entsprechend länger und stärker

wird die Trockenphase im Spätsommer (Karamyševa 2004). In den Küstenbereichen hat die Nähe zum Meer eine deutlich mildernde Wirkung auf das Klima, wie in Rostov am Don zu verzeichnen ist (Jahresmittel 9,7 °C, 600 mm). Das Festland um das Azovsche Meer wird jedoch kaum von dem kleinen, flachen Meeresbecken beeinflusst. Vielmehr ist der klimatische Einfluss des Festlandes größer, v. a. im Bereich der Taganrog Bucht (Halstead 1965, Chrustalev et al. 2002).

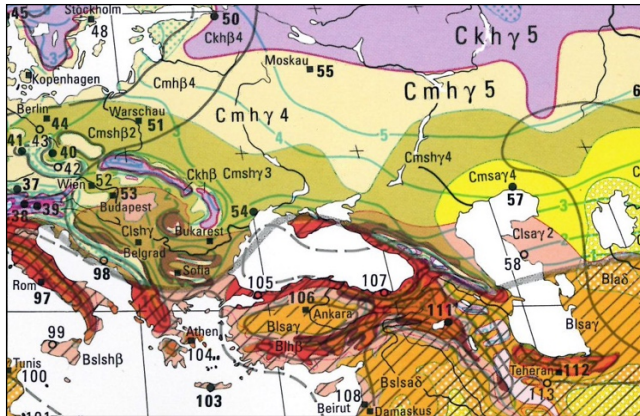


Abb. 3-8: Klimatische Einordnung des Nordschwarzmeerraumes auf ökophysiologischer Grundlage (Lauer & Rafiqpoor 2002, verändert). C: Mittelbreiten / m: mesotherm / sa: semiarid, sh: subhumid, h: humid / γx: kontinental mit x Monaten Schneebedeckung.

Fig. 3-8: Climatic setting of the northern Black Sea region based on eco-physiological features (Lauer & Rafiqpoor 2002, modified). C: midlatitudes / m: mesotherm / sa: semiarid, sh: subhumid, h: humid / γx: continental with x month snowcover.

### 3.1.3 Boden und Vegetation

Die zonale Ausdehnung der Steppe entspricht im Allgemeinen dem Verbreitungsgebiet der Schwarzerden (Tschernoseme). Sie gehören zu den fruchtbarsten und produktivsten Böden für den Ackerbau. In der nordöstlichen Region des Azovschen Meeres kommen vor allem Gewöhnliche und Südliche Schwarzerden vor (Pesochina 2010; Abb. 3-10), sowie Wiesen-Schwarzerden in den nassen Niederungen.

Die dunklen Böden, mit einem hohen Schluffgehalt und einem mächtigen Humushorizont, haben sich auf den kalkreichen Lössen und lössartigen Lehmen entwickelt (Pesochina 2010). Das feinkörnige, nährstoffreiche Ausgangsmaterial, mit einer hohen Wasserkapazität fördert zusammen mit dem kontinentalen Steppenklima die Biomassenproduktion der Vegetationsdecke während der feuchten Monate. Intensive Bioturbation führt zu einer tiefgründigen Humusakkumulation, deren Mineralisation in den trockenen und kalten Monaten gehemmt wird. Trotz der stabilen Bodenstruktur sind die Böden während der trockenen Monate anfällig gegenüber Erosion und Stoffeintrag und Austrag durch Wind, vor allem von Salzen.

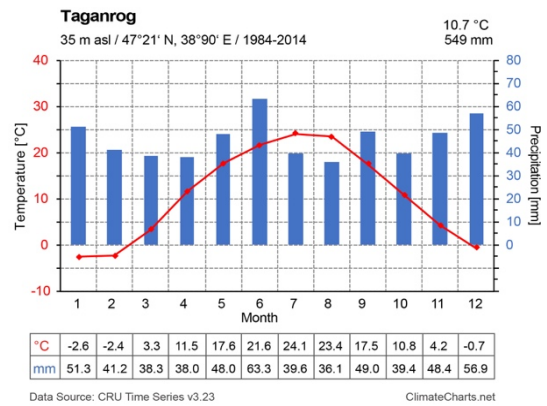


Abb. 3-9: Klimadiagramm für die Stadt Taganrog (Datenreihe 1984–2014), Datenquelle: CRU Time Series.

Fig. 3-9: Climate diagram of Taganrog (data set 1984–2014), source: CRU Time Series.

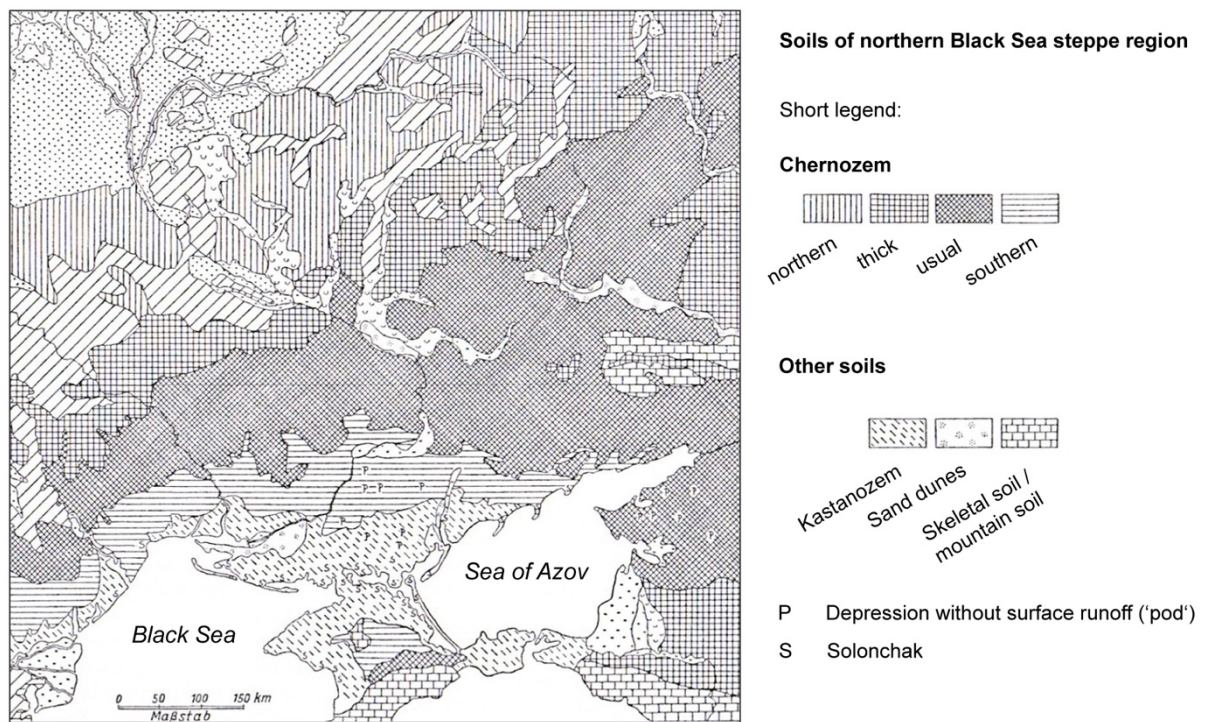


Abb. 3-10: Verbreitung der Tschernoseme im Nordschwarzmeerraum (Walter & Breckle 1986).

Fig. 3-10: Distribution of Chernozems in the northern Black Sea region (Walter & Breckle 1986).

Im Profil zeigen die Schwarzerden zwei Horizonte. Die Tschernoseme in der Forschungsregion haben meist einen mittelmächtigen Oberboden (A-Horizont) von etwa 0,6 m mit einem Humusgehalt größer 2 %. Durch deszendente Verlagerungsprozesse ist der Oberboden bis maximal 0,4 m Tiefe entkalkt. Das ausgewaschene Calciumcarbonat ist im Ausgangsmaterial (C-Horizont) als sichtbare sekundäre Kalkausfällungen angereichert. In den Böden der Region finden sich Sekundärkalke in Form von Pseudomycelien ab 0,6 m Tiefe und Lösskindl ab 1,2 m Tiefe (Pesochina 2010).

Auf den Schwarzerden in der Forschungsregion ist die natürliche Vegetation eine Kraut-Grassteppe, in der verschiedenen Federgras-Arten (*Stipa ucrainica*, *S. zaleskii*, *S. anomala*) und der Schwingel (*Festuca valesiaca*) dominieren, sowie unter den Kräutern xerophile und mesoxerophile Arten vorkommen (Karamyševa 2004, Abb. 3-11). Die Grasvegetation ist vor allem auf den weiten Plateaus und an den Hängen verbreitet (Tafel 1). Neben den ausdauernden, winterharten und dürreresistenten Gräsern sind Sträucher wie Schlehe (*Prunus spinosa*), Erbsenstrauch (*Caragana*) und Spiersträucher (*Spiraea*) charakteristischer Bestandteil der Steppenvegetation (Berg 1959). Bäume wachsen nur auf ausreichend mit Wasser versorgten Standorten. Daher kommen sie, ebenso wie die Sträucher, nur an schattigen Unterhängen, in Flussniederungen, entlang von Bächen und Flüssen als Galeriewälder oder in den Balki und tiefen Erosionsrinnen vor (Tafel 1). Vorherrschende Baumart ist die Eiche (*Quercus rubor*), neben Tatarischem Ahorn (*Acer tataricum*), Pappel, Esche und Ulme (Berg 1959). Neben den natürlichen Standorten ist die Baum- und Strauchvegetation auch auf den Feldern als Schutzstreifen zu finden (Tafel 1). Als azonale Vegetation der Steppe sind litorale Salzwiesen und Salzpflanzengesellschaften entlang der Bucht von Taganrog verbreitet (Walter & Breckle 1986).

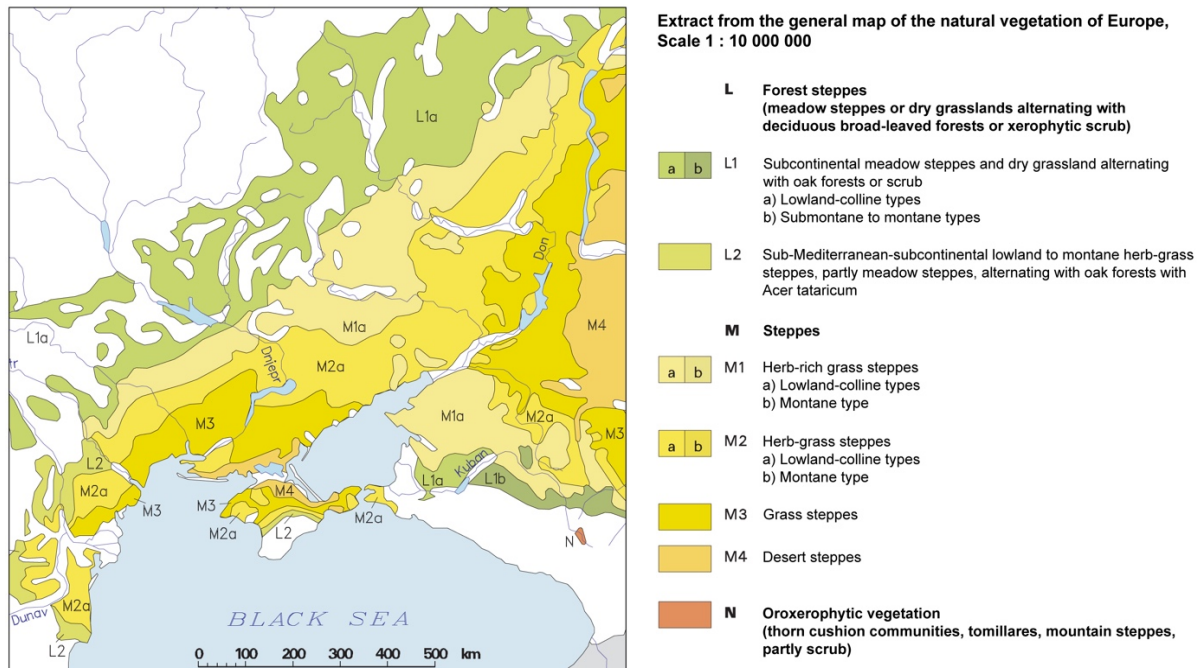


Abb. 3-11: Verbreitung der Steppenvegetation im Nordschwarzmeerraum (verändert nach: Karte der natürlichen Vegetation Europas, Maßstab 1 : 10 000 000, Bundesamt für Naturschutz 2001).

Fig. 3-11: Distribution of steppe vegetation in the northern Black Sea region (modified after: Map of the natural vegetation of Europe, Scale 1 : 10 000 000, Bundesamt für Naturschutz 2001).

Die optimalen Wachstumsbedingungen für die Vegetation herrschen von April bis Ende Juli (Karamyševa 2004). Klimabedingt weist die Steppenzone eine zonale Vegetationsabfolge von Nord nach Süd auf. Im Norden grenzt die Waldsteppe an, im Südosten geht die Steppe in die Wüstensteppe über. Mit zunehmender Aridität in südlicher Richtung verringert sich der Deckungsgrad der Krautschicht und es nehmen u. a. die Artenvielfalt und die Wuchshöhe der Gräser und Kräuter ab (Karamyševa 2004).

Die Steppenlandschaft reagiert empfindlich auf Klimaschwankungen, die mit Änderungen der thermischen und hygri-schen Verhältnisse einhergehen (Kotova & Makhortych 2010). Zunehmende Feuchtigkeit ermöglicht die Ausbreitung von Bäumen in die Steppe und damit die südwärts gerichtete Ausdehnung der Waldsteppe. Seit dem Ende der letzten Kaltzeit haben sich die Steppenvegetation ebenso wie die Böden ständig den Klimaschwankungen angepasst (Walter & Breckle 1986). Für die Entstehung und Erhaltung der steppenspezifischen Böden und Vegetation sind neben dem Klima auch eine extensive Beweidung, die Existenz der Wildtiere (Huf- und Nagetiere) und natürliche Feuer entscheidend. Die Faktoren begünstigen den Graswuchs und verhindern die Bewaldung (Walter & Breckle 1986).



Tafel 1: Natürliche Landschaftselemente der Nordazov-Ebene im Küstenbereich und im Hinterland.

Plate 1: Landscape characteristics of the coastal area and in the hinterland of the North Azov Plain.

(1) cliffed coast at Morskaja characterised by overgrown landslide material, (2) cliffed coast at Beglica characterised by slump blocks, (3) spit at Beglica, (4) river valley of the Mokryj Elančik, (5) typical u-shaped dry valley, Balka Chabaly, (6) example of an ovrage, (7) view over one of the plateaus, (8) ridge on a plateau.

### 3.1.4 Hydrographie und Gewässernetz

Das Gewässersystem besteht aus einem dichten Netz von perennierenden und intermittierenden Flüssen, natürlichen und künstlichen Seen sowie Küstengewässern und Feuchtgebieten, die alle mit dem Becken des Azovschen Meeres verbunden sind.

Die Hauptflüsse der Region sind von Ost nach West: Don, Sambek, Mius und Mokryj Elančik (Abb. 3-2). Es sind typische Tieflandsflüsse mit einem flachen Längsprofil und geringer Neigung und Fließgeschwindigkeit (0,1 m/s). Die Quellen liegen im Norden der Region und ihre Mündung im Süden, an der Bucht von Taganrog am Azovschen Meer. Bis auf den Don liegen die Quellen der Hauptflüsse in dem plateauartigen Höhenzug des Donrückens und durchfließen auf einer Länge (Sitov 1989) zwischen 56 km (Sambek) und 258 km (Mius) die Azovebene.

Nach der Größe des Einzugsgebietes (E) gehört der Don zur Kategorie der großen Flüsse ( $E > 50\,000\text{ km}^2$ ), während die drei anderen Hauptflüsse als kleine Flüsse ( $E\ 200\text{--}2000\text{ km}^2$ ) einzuordnen sind (Mikhailov & Mikhailova 2008). Sie alle sind perennierende Fließgewässer, während die sehr kleinen Nebenflüsse ( $E < 200\text{ km}^2$ ) unregelmäßig Wasser führen oder trocken gefallen sind. Die kleinen Flüsse Sambek, Mius und Mokryj Elančik münden ohne Delta in die Bucht von Taganrog, da deren Abfluss und die Sedimentfracht zu gering sind. Das Mündungsgebiet des Mius ist als Liman ausgebildet, ein typisches Merkmal der Flüsse, die nördlich in das Azovsche Meer entwässern. Limane bezeichnen den untersten Abschnitt flach eingeschnittene Flusstäler, die aufgrund des holozänen Meeresspiegelanstiegs überflutet wurden (Berg 1959, Dolotov & Kaplin 2007). Diese ertrunkenen Flusstäler bilden lagunenähnliche Küstengewässer, deren Küstenlinie als Nehrung ausgebildet ist. Der ca. 33 km lange Mius Liman ist „schmal und flussartig“ (Sokolow 1895), mit einer Breite zwischen 200 m und 3 km und einer Tiefe zwischen 1,7–5 m (Miščenko 2006).

Der Don (Tafel 2), der einzige ein Delta bildende Fluss in der Forschungsregion, entwässert nach 1870 km im Nordosten über die Bucht von Taganrog in das Azovsche Meer. Das Delta beginnt flussabwärts der Stadt Rostov am Don und erstreckt sich über eine Länge von 38 km. Es nimmt eine Fläche von  $540\text{ km}^2$  ein und hat eine Küstenlinie von 55 km Länge (Mikhailov & Mikhailova 2008). Trotz der geringen Größe ist das Dondelta dicht verzweigt, der Abfluss erfolgt über drei Haupttrinnen und viele Nebenarme. Infolge des anthropogen veränderten Abfluss- und Sedimentationsverhalten des Don, findet eine seewärtige Verlagerung der Deltafront nicht mehr statt.

Das gegenwärtige hydrologische Regime der Flüsse ist beeinflusst von der Regulierung sowie landwirtschaftlichen und industriellen Nutzung des Wassers. Dadurch ist der maximale Abfluss gemindert und der mittlere Niedrigwasserabfluss erhöht. Die Speisung der Flüsse erfolgt zu 65–70 % durch Schneeschmelzwasser (Miščenko 2006). Unter natürlichen Abflussbedingungen zeigen die Flüsse ein an die klimatischen Verhältnisse gekoppeltes, steppentypisches Verhalten: Hochwasser im Frühjahr, Niedrigwasser im Sommer, niederschlagsbedingte Überschwemmungen im Herbst und minimaler Abfluss im Winter (Sukhodolov et al. 2009). Die hohen Niederschläge im Sommer tragen aufgrund der hohen Verdunstung und des geringen Oberflächenabflusses kaum zur Wasserzufuhr bei.

Im Gegensatz zu dem dichten Fließgewässernetz, sind stehende Gewässer in der Steppenregion selten. Natürliche Seen sind nur im Dondelta als Frischwasser- und Salzwasserseen zu finden, sowie in



den weiten Auenflächen des unteren Don als Altarmseen. Hingegen weisen fast alle Täler Stauseen auf und in den Auenflächen der kleinen Flüsse und des Don sind Fischteiche vorhanden.

Häufiger als natürliche Seen gib es Feuchtgebiete. Sie kommen entlang der Küste und in den Talniederungen vor, in Form von Feuchtwiesen, Flachmooren und Sumpfgebieten. Das größte Feuchtgebiet ist das Dondelta. Die durch Schilfbewuchs auffällige Versumpfung der Täler ist durch den Aufstau der Flüsse verursacht.

Der größte Wasserkörper im Forschungsraum ist die Bucht von Taganrog (Abb. 3-2), mit einer Fläche von 5240 km<sup>2</sup>, einer Länge von 140 km und einer Breite zwischen 26–52 km. Die mittlere Tiefe beträgt 5 m (Mikhailov & Mikhailova 2008). Es ist die größte Bucht des Azovschen Meeres und ursprünglich ein vom Meer überfluteter Ästuar des Don. Im Längsverlauf der Bucht verläuft am Grund eine schwach geneigte Rinne, das Tal des Paläo-Don (Matishov et al. 2013; Abb. 3-7).

Das Azovsche Meer ist mit einer mittleren Tiefe von 7 m und einem Maximalwert von 14 m das flachste Meer der Welt (Kosarev et al. 2010). Es ist zugleich eine Meeresbucht im nordöstlichen Schelfbereich des Schwarzen Meeres mit welchem es über die Straße von Kerč im Süden verbunden ist. Charakteristisch für das Azovsche Meer ist die sehr hohe biologische Produktivität (Debolskaya et al. 2008) und die geringe Salinität zwischen 11–12 psu bzw. 2–7 psu in der Bucht von Taganrog (Kosarev et al. 2008; Vergleich: Zentralbereich Schwarzes Meer, oberflächennah 18–18,5 psu, Mittelmeer Ø 38 psu, Yakushev et al. 2008). Der Salzgehalt und Wasserstand des Meeres wird beeinflusst vom Zulauf brackischen Wassers aus dem Schwarzen Meer und Süßwasser aus den Hauptflüssen Don und Kuban sowie durch Niederschlagswasser und Verdunstung.

## 3.2 Der Kulturraum

Prähistorische Siedlungsfunde und unzählige Grabhügel (russ. Sg. Kurgan) im Hinterland der Bucht von Taganrog und im Umfeld des Dondeltas zeugen von einer Nutzung des Steppengebietes als Lebens- und Wirtschaftsraum seit dem Paläolithikum. Nicht nur verschiedene Landschaftstypen (Meeresbucht, Küste, Steppenebene, Aue, Feuchtgebiet) prägen den Raum, sondern auch verschiedene sesshafte und nomadische Kulturen haben über mehrere Jahrtausende die Region beeinflusst. Die wichtigsten Ertragsquellen sind bis heute die Land- und Viehwirtschaft sowie der Fischfang.

Das heutige Zentrum der Region, die Stadt Rostov am Don (Tafel 2) wird volkstümlich nicht ohne Grund das „Tor zum Kaukasus“ genannt. Die Stadt und ihr Umfeld sind bis zur Gegenwart wichtiger Knotenpunkt für Handel, Verkehr und Kulturaustausch zwischen Süd- und Zentralrussland sowie Süd- und Westeuropa.

### 3.2.1 Besiedlung

#### *Siedlungsphasen*

Die weiten Steppengebiete nördlich des Schwarzen Meeres sind seit dem frühen Mittelpaläolithikum (300 ka BP) bevölkert (Leonova 1994). Für die Rostov Region liegen vor allem Funde aus dem

späten Paläolithikum vor. Das Dondelta und die angrenzenden Küstengebiete sind eines der fundstättenreichsten Gebiete für diese Epoche (Leonova 1994). Am besten untersucht ist die Kamenaya Balka Kultur (Leonova et al. 2006), deren Fundplätze in einem Trockental 27 km östlich des Sambek liegen. Das späte Paläolithikum (27–16 ka BP) (Dolukhanov & Arslanov 2009) entspricht zeitlich der Maximalphase der letzten Eiszeit (26,5–19 ka BP). Die Region lag zu dieser Zeit südlich des Inlandeises; es herrschten periglaziale Bedingungen vor. Die seitdem vollzogenen Kulturepochen und deren zeitliche Abgrenzung sind in Tabelle 3-1 zusammengefasst.

Mit Beginn des Holozäns treten mesolithische Stätten im Nordpontikum auf, vor allem in den terrasierten Tälern der großen Flüsse wie Dniepr, Dniestr, Severskij Donec und Don (Dolukhanov & Arslanov 2009).

Ab 9000 BP beginnt die Ausbreitung der neolithischen Kultur in der Nordpontischen Steppe (Dolukhanov & Arslanov 2009, Kotova 2009). Die archäologischen Stätten sind vielzählig und vielfältig. Es findet sich Material von Fischern, Sammlern, Jägern und Hirten sowohl in den großen Flussgebieten als auch in den flachen Trockengebieten. Die wichtigsten Siedlungen in der Rostov Region sind Razdorskaja, Rakušėčnyj Jar, Matveev Kurgan und Gruntovsky (Kotova 2009).

Eine große Zahl der prähistorischen Siedlungen und Grabanlagen im Nordschwarzmeerraum geht auf das Äneolithikum und die Bronzezeit zurück (7.–3. Jt. BP). Die Stätten zeugen von reichen materiellen Kulturen und deren Bestattungsriten. Seit dem 6. Jahrtausend BP, vermehrt ab der frühen Bronzezeit (2. Hälfte des 6. Jt. BP) wurden Grabhügel als Hauptgrabform errichtet (Rassamakin 2004; Tafel 2). Die meisten Kurgane datieren in die mittlere und späte Bronzezeit. Die Grabform und die Grabbeigaben sind namensgebend für die bronzezeitlichen Kulturen der Nordpontischen Steppe. Nach Gorodcov (1907) erfolgt für den Nordpontischen Raum eine Dreiteilung der Bronzezeit in die Kulturen Jamna (Grubengrab-Kultur), Katakombengrab und Srubna (Balkengrab-Kultur). Auf regionaler Ebene ist die Kulturabfolge differenzierter. Van Hoof konnte anhand seiner Forschungen eine neue und detailliertere Chronologie der bronzezeitlichen Kulturen des nordöstlichen Azovraums aufstellen (van Hoof et al. 2012, van Hoof & Schlöffel 2016; Tab. 3-1). Er wies unter anderem eine Finale Bronzezeit mit der Kobjakovo-Kultur aus.

Die Eisenzeit (3. Jt. bis 1. Hälfte des 2. Jt. BP) wird bestimmt von einwandernden Nomadenkulturen aus den östlichen Steppengebieten – den Skythen und Sauromaten – und der mehr sesshaften mäotischen Kultur aus dem Kaukasus. Die ethnischen Kulturbezeichnungen sind namensgebend für die einzelnen Phasen der Eisenzeit. Sie sind jedoch nicht als ethnische Interpretation der damaligen Bevölkerung zu verstehen.

Neben den Nomadenstämmen aus dem Osten dringen die Griechen aus dem Westen in den Schwarzmeerraum vor. Erste Spuren ihrer Siedlungstätigkeit finden sich in Taganrog (2. Hälfte des 7. Jh. v. Chr.) (Dally et al. 2005). Im 3. Jahrtausend BP entsteht zwischen dem 7. und 5. Jahrhundert eine Kette an griechischen Kolonien entlang der nördlichen Schwarzmeerküste (Kotova & Markhor-tykh 2010). In den archäologischen Komplexen dieser Zeit zeigt sich eine deutliche kulturelle Durchdringung zwischen den einheimischen lokalen Stämmen und den einwandernden Kulturgruppen.

Tab. 3-1: Chronologisches Schema der Kulturepochen in der Rostov Region (nach van Hoof et al. 2012, 2013, van Hoof &amp; Schlöffel 2016)

Tab. 3-1: Chronological scheme of cultural phases of the Rostov region (after van Hoof et al. 2012, 2013, van Hoof &amp; Schlöffel 2016)

Culture phase	Culture name	<sup>14</sup> C calBC	<sup>14</sup> C calBP
Late Paleolithic	e.g. Kamenaja Balka Culture	15760 – 14500/10900	17710 – 16450/12850
Mesolithic		10000 – 6000	11950 – 7950
Neolithic		6000 – 4500	7950 – 6450
Eneolithic		4500 – 3500/3400	6450 – 5450/5350
Early Bronze Age	Yamna or pit-grave culture	3100/3000 – 2500	5050/4950 – 4450
Middle Bronze Age	Catacomb-grave culture	3000/2900 – 2200	4950/4850 – 4150
Transitional Phase	Babino or Mnogovalikova culture	2200 – 1900	4150 – 3850
Late Bronze Age	Srubna or timber-grave culture	2200/1900 – 1400	4150/3850 – 3350
Final Bronze Age	Kobjakovo culture	1400 – 800	3350 – 2750
Pre-Skythian Iron Age (Early Iron Age)		800 – 600	2750 – 2550
Scythian Iron Age		600 – 200	2550 – 2150
Sarmatian-Meotic Iron Age		200 BC – 400 AD	2150 – 1550
Middle Ages	Hunnic and Early Turkic periods	300 – 750 AD	1650 – 1200
	Khazar Middle Ages, Pecheneg and other late nomadic tribes	750 – 1000 AD	1200 – 950
	Golden Horde (Mongol period)	1250 – 1450 AD	700 – 500
Ottoman Empire		1450 – 1700 AD	500 – 250
Russian Colonisation		1700 – 1800 AD	250 – 150

Im Mittelalter (4.–15. Jh.) wird das Gebiet erneut von einfallenden Nomadenstämmen aus Asien bevölkert. Zwischen dem 7. und 10. Jahrhundert ist die Region Teil eines mächtigen unabhängigen Staates der Chasaren (Chasaren Khanat). Zu dieser Zeit dringen slawische Stämme bis an den unteren Don vor und siedeln am Dondelta und an der Azovküste. Nach dem Niedergang der Chasaren folgt die Invasion von Petschenegen (oghusischer Stamm) und Kiptschak. Sie charakterisieren eine neue Etappe der historischen Entwicklung der Region. Bis ins 13. Jahrhundert gibt es nicht mehr einen einzigen ethno-territorialen Staat, sondern es existieren verschiedene turksprachige Stammesverbände, geleitet von unabhängigen Herrschern. Im 13. Jahrhundert fallen mongolische Horden in die südrussische Steppe ein und die Region wird Teil der Großmacht der Goldenen Horde. Im 13. und 14. Jahrhundert gründen Kaufleute aus Venedig, Genua und Pisa Handelsposten an der Küste des Azovschen Meeres (z. B. Taganrog, Azov). Im 15. Jahrhundert endet die Herrschaft der Goldenen Horde und das Nordufer des Azovschen Meeres fällt unter die Herrschaft des Osmanischen Reiches. Nach Zurückdrängung der Türken im 18. Jahrhundert wurde das Gebiet in das Russische Kaiserreich eingegliedert und die Kolonialisierung Südrusslands durch Katharina II. forciert. Mit der Besiedlung des Landes durch Europäer und Kosaken stiegen die Bevölkerungszahlen rasch an.

Im Jahr 1797 erhält die damalige Festungssiedlung Rostov am Don den Stadtstatus und fungiert seitdem als Kreisstadt. (Sukhodolov et al. 2009)

### *Siedlungsdynamik seit der Bronzezeit*

Die Besiedlung des Steppengebietes nordöstlich des Azovschen Meeres verlief weder kontinuierlich noch gleichmäßig über Raum und Zeit (Abb. 3-12). Insbesondere ab der Bronzezeit geben die Siedlungsdaten starke Schwankungen wieder. Die Zahl der Gräber ist meist viel größer als die der Siedlungsspuren. Auch sind die Grabanlagen über die gesamte Bronzezeit flächendeckend in dem Steppenraum zu finden, während die Siedlungsdaten auf eine klare räumliche Differenzierung hinweisen. Das widersprüchliche Verhältnis von Siedlungen und Gräbern in der frühen und mittleren Bronzezeit wird auf die schwierige archäologische Nachweisbarkeit der Hausanlagen zurückgeführt (van Hoof et al. 2012), während die Grabhügel deutlich in der Landschaft zu erkennen sind.

Eine genaue Analyse und Interpretation der Siedlungs- und Gräberdaten erfolgt in der Dissertationsarbeit von Leon van Hoof (in Vorb.), der die Daten hinsichtlich der Siedlungs- und Wirtschaftsweise (permanent, saisonal und Jäger, Ackerbau, Viehzucht) sowie der Gesellschafts-/Lebensform (sesshaft, nomadisch) auswertet.

Bis zum Beginn der späten Bronzezeit sind Siedlungen im Untersuchungsraum sehr spärlich belegt. Für die mittlere Bronzezeit sind in der gesamten Rostov Region nur fünf Siedlungsfunde bekannt. Sie liegen an der Küste und am Don. Die hingegen große Anzahl an Gräbern verteilt sich vorrangig auf die wassernahen Landschaftsbereiche, d. h. auf das Dondelta, die Küste und die großen Flusstäler. Nur ein geringer Anteil ist im trockenen Hinterland in den kleineren Flusstälern zu finden (van Hoof et al. 2012).

Am Übergang zur späten Bronzezeit nimmt die Zahl der bekannten Siedlungsplätze deutlich zu und erreicht Maximalwerte in der späten Bronzezeit. Während der Srubna-Kultur sind hunderte von Siedlungen flächendeckend über das Steppengebiet der Rostov Region verteilt. Die Zahl der Gräber ist kaum gestiegen im Vergleich zu den früheren Epochen, jedoch zeigt sich eine klare räumliche Differenzierung. Der Anteil der Gräber im trockenen Hinterland ist deutlich größer als zuvor. Zusammen mit der hohen Siedlungszahl ist in der späten Bronzezeit von einer intensiven oder permanenten Besiedlung der Steppe auszugehen, die sich auch auf die trockenen und kleineren Flusstäler erstreckt (van Hoof et al. 2012).

Die Finale Bronzezeit beginnt mit einem scharfen Bruch im Siedlungssystem, das dichte Siedlungsnetz scheint zusammenzubrechen und die Steppe wird entsiedelt (van Hoof et al. 2012). Sowohl die Zahl der Siedlungen als auch der Gräber geht stark zurück. Nur noch am Dondelta und in den angrenzenden Bereichen sind einzelne Siedlungen zu finden, Bestattungen finden kaum noch statt. Zu dieser Zeit bilden sich zwei Typen von Gesellschafts-/Lebensformen heraus, ein sesshafter Typ am Dondelta und an der angrenzenden Küste und ein mobiler Typ im Steppenhinterland (van Hoof et al. 2012).

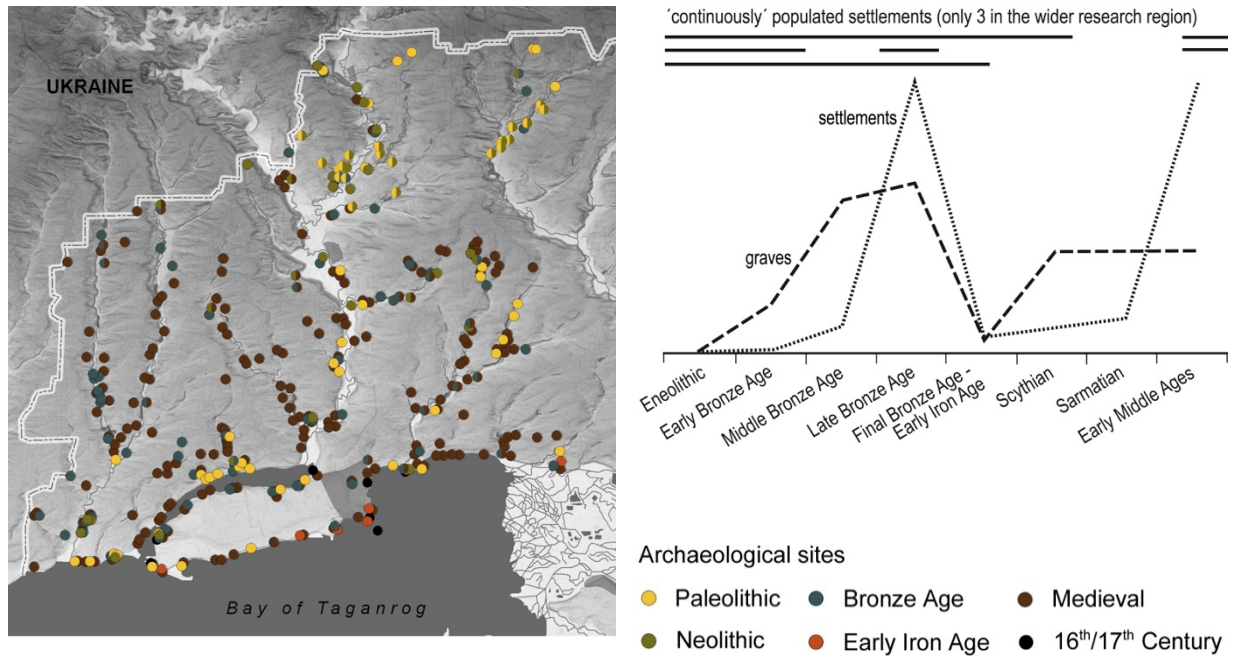


Abb. 3-12: Verteilung archäologischer Fundplätze in Raum und Zeit. Links: Räumliche Verteilung von Fundplätzen, exemplarisch für einen Teil der Forschungsregion (basierend auf Surveydaten von P. Larenok). Rechts: Schema der chronologischen Verteilung archäologischer Fundplätze in der Rostov Region (van Hoof in Vorb.).

Fig. 3-12: Distribution of archaeological sites in space and time. Left: Spatial distribution of archaeological sites, in a part of the research area (based on survey data of P. Larenok). Right: Scheme of the chronological distribution of archaeological sites within the Rostov region (van Hoof in prep.).

Mit der Einwanderung von Nomadenstämmen aus Asien und Griechen aus dem Mittelmeerraum ab der Eisenzeit nimmt die Zahl der Siedlungen allmählich zu; ebenso entsteht eine Vielzahl neuer Gräberfelder. Die letzte Etappe der Siedlungsentwicklung setzt Ende des 18. Jahrhundert mit der russischen Kolonialisierung ein. Am Don entstehen agrar-militärische Siedlungen der Kosaken, aus denen erste Stadtgründungen hervorgehen (Rostankowski 1969, Sukhodolov et al. 2009); im Hinterland entstehen Siedlungen in Zusammenhang mit der Kultivierung der Steppe.

### 3.2.2 Landnutzung

Bis zur russischen Kolonisierung der Rostov Region Ende des 18. Jh. wurde die Steppe von sesshaften und nomadisch lebenden Völkern als Weideland für die Viehzucht sowie für die Jagd genutzt (Sukhodolov et al. 2009). Im geringen Maße, vor allem für die Eigenversorgung, erfolgte Ackerbau; im Küstenbereich war der Fischfang von Bedeutung.

Mit der Landexpansion Russlands im 18. Jahrhundert wurde die Steppenzzone erschlossen und bis dahin kaum berührten Gebiete kultiviert. Während die Kolonialisierung zu einem schnellen Bevölkerungswachstum führte, schritt die landwirtschaftliche Entwicklung nur langsam voran (Alayev et al. 1990). So wurde am unteren Donbecken erst in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhundert mit dem Pflügen begonnen (Goloso 1998). Erst die Agrarreform von Stolypin führte ab 1900 zu einer

zunehmend landwirtschaftlichen Nutzung der Steppengebiete und damit zu einer aktiven Entwicklung Südrusslands (Golosov 1998). In der Rostov Region wurden vorrangig Weizen, Wein und Tabak angebaut.

Im nördlich gelegenen, rohstoffreichen Donecbecken begann bereits Anfang des 19. Jahrhundert der Kohlebergbau. Mit ihm entstanden Bergarbeitersiedlungen, die heutigen Städte Šachty und Novošachtynsk. Erstere war zur Jahrhundertwende wichtigstes Kohleförderzentrum Südrusslands.

Eng verbunden mit der landwirtschaftlichen Produktion und dem Kohle- und Erzvorkommen ist die Industrialisierung der Region ab Ende des 19. Jahrhundert Rostov am Don wurde aufgrund seiner Lage am Don und Nähe zum Meer zum wichtigsten Handels- und Verkehrsknoten im Süden Russlands. Auch Taganrog entwickelte sich zu einem wichtigen Handelshafen (Tafel 2), insbesondere für den Austausch von Getreide. Neben den Wasserstraßen wurden Verkehrswege auf dem Land nötig, Straßen und Eisenbahnverbindungen entstanden (Alayev et al. 1990).

Zu Zeiten der Sowjetunion (1922–1991) wurde die Industrialisierung noch stärker vorangetrieben und die Landwirtschaft neuorganisiert. Die wirtschaftliche Entwicklung ging einher mit einem starken Anstieg der urbanen Bevölkerung durch Wachstum und Neugründung von Städten und einem Rückgang ländlicher Siedlungen (Alayev et al. 1990). Die Landwirtschaft veränderte sich tiefgreifend durch großmaßstäbige Kollektivierung und Gründung staatlicher Landwirtschaftsbetriebe zwischen 1928–1934 (Golosov 1998). Neben der enormen Vergrößerung der Felder wurden nun auch unberührte Gebiete in Nutzung genommen und Maschinen sowie Chemie zur Steigerung des Bodenertrags eingesetzt (Alayev et al. 1990). Zwischen 1954–1964 wurde der Einsatz an Agrarmaschinerie verstärkt (Golosov 1998) und die bis dahin letzten ungepflügten Flächen in Äcker umgewandelt (Sidorchuk & Golosov 2003). Davon betroffen waren vor allem die Auen, welche bisher zur Heunutzung, zum Holzeinschlag und begrenzt ackerbaulich genutzt wurden. Darüber hinaus wurde die Zahl der Großviecher drastisch erhöht und Pflanzenschutzmittel intensiv und in großen Mengen angewendet (Miščenko 2006).

Die Intensivierung der Agrarwirtschaft konnte unter den semiariden Klimabedingungen nur über Bewässerung erreicht werden. Daher wurden die Flüsse begradigt und über Wassermühlen und Stauanlagen reguliert. In der Rostov Region begann der Bau von Stauseen ab 1952. Großflächige Bewässerung über entsprechende Anlagen (Bewässerungssysteme) (Mius, Mius-Halbinsel, unterer Donlauf) fand bis 1990 statt. Auf den bewässerten Böden wurden Futterpflanzen, Gemüse und Getreide angebaut; im Dontaal sogar Reis (Novikova 2008).

Nach dem Bau des Zimljansk Stausees, der den Don über ca. 300 km aufstaut, wurden große Teile der Donauen in Agrarland umgewandelt. Im Dondelta entstanden kommerzielle Fischfarmen und Zuchtstätten sowie Kiesgruben für den Straßen- und Schienenverkehr entlang des Don (Marushevsky 2003).

Das gegenwärtige Agrarsystem basiert nach wie vor stark auf dem kollektiven Bewirtschaftungssystem. Die Landwirtschaft ist zwar deutlich zurückgegangen (Sukhodolov et al. 2009), dennoch ist die Rostov Region ein wichtiger Lieferant für landwirtschaftliche Produkte in Russland. 84,6 % der Fläche werden landwirtschaftlich genutzt, davon sind 67 % Acker, 1,1 % Heuwiesen und 31 % Weiden.

Nur 7,5 % der Fläche stehen unter Schutz. Die Region ist zudem führend in der Haltung und Zucht von Fleisch- und Milchvieh (Miščenko 2006).

### 3.2.3 Anthropogene Veränderungen der Landschaft

Die landwirtschaftliche und industrielle Entwicklung der Region seit dem Ende des 19. Jahrhunderts ist mit einem erheblichen und umfangreichen Wandel der Landschaft verbunden, insbesondere der Flora, Bodendecke und der Gewässer (Alayev et al. 1990).

Die Steppenvegetation hat sich in den letzten 100–150 Jahren vollständig gewandelt (Alayev et al. 1990). Gab es noch bis in die 1960er Jahre natürliche unberührte Gebiete (Golosoov 1998), so sind heute nur noch Reste der Steppenwiesen an den steilen Talhängen zu finden. Auch die Auenvegetation der mittleren und großen Flüsse hat sich stark verändert, ebenso der Waldanteil. Die Bewaldung ist von ehemals 1–10 % (1898) auf unter 1 % zurückgegangen (Alayev et al. 1990).

Die intensive Landwirtschaft hat nicht nur die natürliche Vegetation verdrängt (Tafel 2), sie hatte auch weitreichende Folgen für den Boden: die Verringerung von Bodenfruchtbarkeit und Widerstandsfähigkeit gegen Erosion sowie die Veränderung der Mikroflora, der chemischen Bodenzusammensetzung und der Bodenwasserbedingungen (Sidorchuk & Golosoov 2003).

Infolge der großflächig fehlenden, bodenschützenden Vegetationsdecke wurde durch Wind und fließend Wasser (v. a. während der hohen Niederschläge im Frühjahr) der Boden flächenhaft verweht bzw. abgespült. Zum Schutz der Felder vor Winderosion wurden auf Beschluss von 1948 Waldstreifen angelegt, wodurch der Baumbestand auf den Plateaus anstieg (Berg 1959). Neben der flächenhaften Erosion nahm seit dem 20. Jahrhundert besonders die lineare Erosion stark zu. Nach Untersuchungen von Litvin et al. (2003) liegt der Untersuchungsraum in einem Gebiet hoher Gully-Dichte (50–100/100 km<sup>2</sup>).

Die großflächige Bewässerung der Böden, überwiegend Tschernoseme, führte zu negativen Bodenveränderungen, die bis heute erhalten sind: sekundäre Versalzung, Alkalisierung und Vergleyung sowie Vernässung (Minashina 2009). Gründe für den Misserfolg waren die fehlende Erfahrung in der Bewässerung von Steppenböden, ungeeignete Bewässerungssysteme und Bewässerung mit salzhaltigem Wasser (Minashina 2009).

Die intensive Bewirtschaftung der Flusseinzugsgebiete, einschließlich der Hänge, führte auf der einen Seite zu hohem Bodenabtrag auf den Plateaus und an den Hängen, und auf der anderen Seite zur Aufsedimentation der Balki sowie der kleinen und mittleren Flüsse (Golosoov 1996, 1998). Durch die Aggradation der Flusstäler verschwanden zum Teil die oberen Flussläufe; es verringerten sich der Abfluss und die Flusslänge und damit einhergehend die Flussmorphologie (Sidorchuk & Golosoov 2003). Nach Untersuchungen von Golosoov & Panin (2006) hat sich in der Steppenzone u. a. aufgrund der intensiven Landnutzung die Flussnetzdichte der permanenten Ströme deutlich reduziert. Viele der heute trockenen Balki wurden vor der Kultivierung der Steppe von Bächen durchflossen (Golosoov 1996). Auch die Auen sind in ihrer Fläche und Funktion degradiert infolge der landwirtschaftlichen Nutzung der Talböden, der erhöhten Sedimentation der Flüsse und der Anlage von Staustufen und Fischbecken (Sidorchuk & Golosoov 2003, Sukhodolov et al. 2009). Die Fließrinnen

der kleinen und mittleren Flüsse sind heute überwiegend versumpft und mit Schilf überwachsen (Litvin et al. 2003). Durch die Regulierung und Stauung der Flüsse, wird das Azovsche Meer heute im Wesentlichen nur noch durch den Don und den Kuban mit Wasser und Sedimentfracht gespeist. Kleine Flüsse wie der Sambek tragen heute kaum noch zum Zufluss des Azovschen Meeres bei, während es Anfang des 20. Jahrhunderts noch 20 Flüsse waren (Mikhailov & Mikhailova 2008).



Tafel 2: Elemente der Kulturlandschaft der Nordazov-Ebene.

Plate 2: Elements of the cultural landscape of the North Azov Plain.

(1) excavation site at Novo-Zolotovka at the cliffy coast at the Taganrog Bay, (2) excavation site at Levinsadovka at the eastern bank of the Mius Liman (3) the city Rostov-on-Don at the right bank of the River Don, (4) view to the seaport of Taganrog, (5) burial mounds on a plateau



## Kapitel 4

### Geländeaufnahmen und Beobachtungen im mittleren Sambektal

#### 4.1 Das Sambektal im Überblick

Zwischen der Mius-Halbinsel und dem Dondelta erstreckt sich von Nordost nach Südwest das Sambektal (Abb. 3-2, 4-1). Der Fluss Sambek ist charakteristisch für die kleinen Steppenflüsse in der Niederung des Azovschen Meeres (Kap. 3.1.4). Er entsteht aus dem Zusammenfließen der Flüsse Mokryj Sambek (Trockener Sambek), Suchoj Sambek (Feuchter Sambek) und Birjuč'ja (Abb. 4-2). Deren Quellen liegen im Hinterland ca. 35 km von der Küste entfernt. Mit einer Flusslänge von 56 km (Sitov 1989) und einem mittleren Gefälle von weniger als 0,05° bzw. 0,1 % durchschneidet der Sambek die Azovsche Ebene. Bei der Ortschaft Primorka mündet er in die Bucht von Taganrog (Tafel 3). Die Mündung liegt 10 km östlich der Stadt Taganrog und 15 km westlich des Dondeltas. Der Sambek und seine Tributäre entwässern eine Fläche von 679 km<sup>2</sup> (Sitov 1989). Trotz dieser relativ geringen Größe hat das Flussnetz des Sambek die höchsten Dichte in der Region (0,58 km/km<sup>2</sup>) (Sitov 1989). Der Abfluss im gesamten Flusssystem wird durch mehrere Staudämme reguliert, die alle nördlich der Ortschaft Kurlackoe liegen.

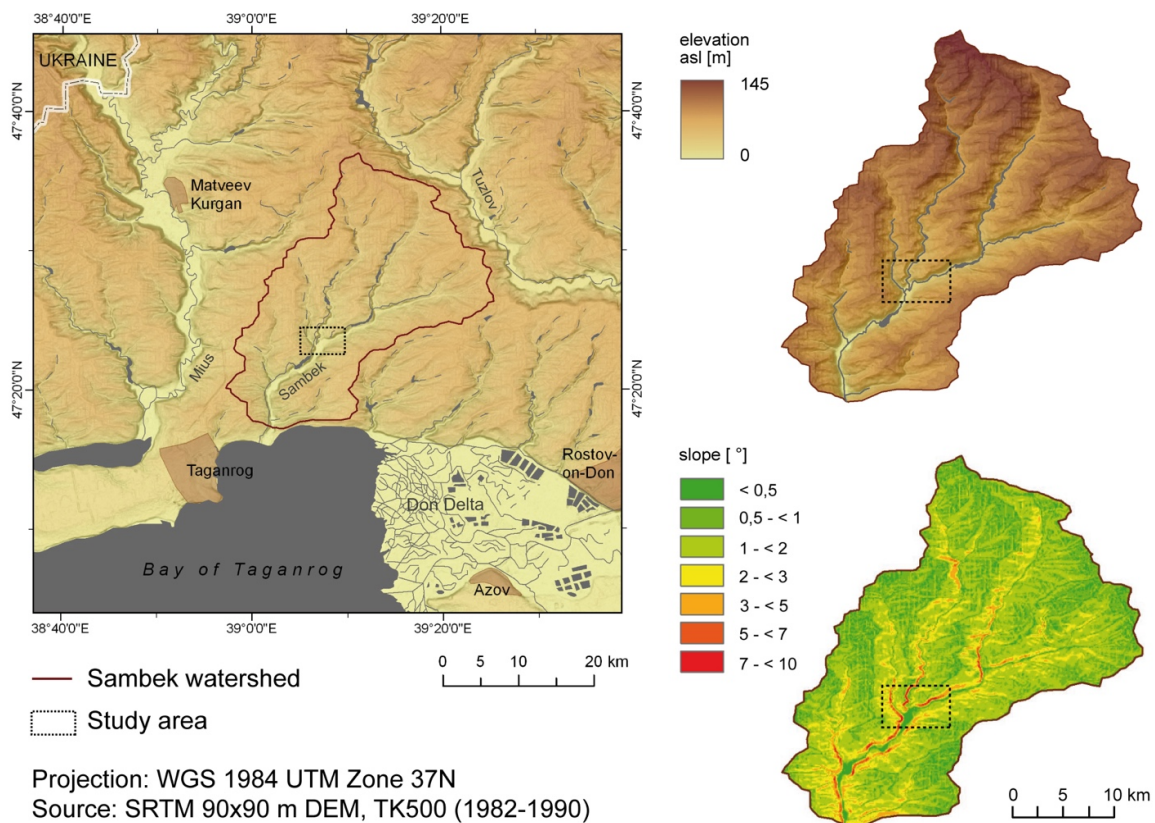


Abb. 4-1: Das Einzugsgebiet des Sambek.

Fig. 4-1: The Sambek catchment area.

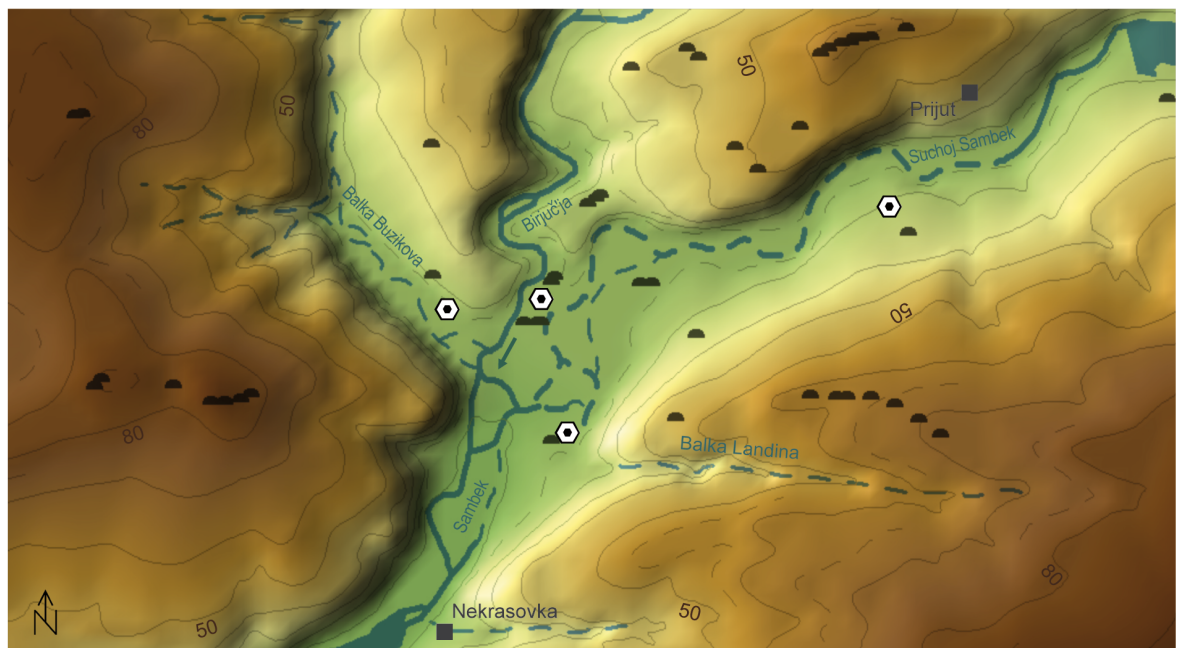
Das Talnetz besteht aus einem System von asymmetrischen Flusstälern und Steppentälern (russ. Pl. Balki), mit kurzen, steilen rechtsseitigen Hängen und langen, flachen linksseitigen Hängen (Kap. 3.1.1, Abb. 4-2). Die Flusstäler in Form von Sohlentälern mit echten Talmäandern liegen bis zu 30 m tief eingeschnitten in ein Plateau, welches im Einzugsgebiet Höhen von 58 bis 145 m über Meeresspiegel erreicht. Die Täler erscheinen überdimensioniert im Vergleich zum geringen Gerinneabfluss.

Gräberfelder und prähistorische bzw. historische Siedlungsplätze im Umfeld des Sambek zeugen von der Nutzung des Tales und seines Einzugsgebietes seit mindestens 4000 Jahren (van Hoof et al. 2013; Kap. 3.2.1, Abb. 4-11). Die Gräberfelder sind vorrangig auf dem lössbedeckten Plateau zu finden, oft auf den Wasserscheiden, den höchsten Punkten des Gebietes. Die Siedlungsplätze liegen meist im Hangfußbereich am Ausgang der Balki oder am Mittelhang der flach einfallenden Hänge.

Namensgebend für den Fluss ist die gleichnamige Gemeinde Sambek, welche am Unterlauf gelegen ist. Der Name Sambektal wird in der vorliegenden Arbeit als Bezeichnung für das Haupttal verwendet und meint die Flussabschnitte Suchoj Sambek und Sambek.

## 4.2 Geographische Situation im mittleren Sambektal

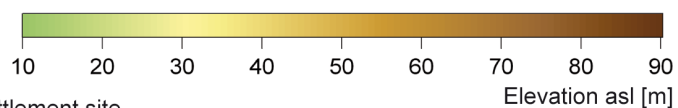
Die Untersuchungen im Sambektal konzentrieren sich auf den mittleren Talabschnitt, zwischen den Dörfern Prijut im Nordosten und Nekrasovka im Süden (Abb. 4-2). Hier, in ca. 10 km Entfernung von der Flussmündung, weitet sich das Tal bis zu 1 km beckenartig auf und es münden der Fluss Birjuč'ja sowie die Balki Buzikova und Landina in den Sambek (Tafel 5).



0 250 500 m

- Rural settlement
- ▲ Burial mound
- Perennial stream

- ⊕ Archaeologic settlement site
- - - Intermittent stream



- Reservoir / artificial lake

Abb. 4-2: Das Arbeitsgebiet ‚Mittleres Sambektal‘ (DGM und Gewässernetz abgeleitet aus der sowjetischen Generalstabskarte Nr. L-37-19-3).

Fig. 4-2: The study area: the middle Sambek valley (DEM and hydrography derived from the Sovjet military map no. L-37-19-3).

### 4.2.1 Geologische Betrachtungen

Das Arbeitsgebiet befindet sich auf dem südlichen Ausläufer des Osteuropäischen Kraton (Russische Plattform), innerhalb einer geologischen Sattelstruktur, der Rostov Aufdomung. Das präkambrische kristalline Massiv liegt mindestens 400 m unter Geländeoberfläche und wird von mächtigen kreidezeitlichen bis quartären Sedimentschichten bedeckt. (Kap. 3.1.1, Abb. 3-3)

Neogene Kalksteine bilden das anstehende Gestein im Arbeitsgebiet. Sie sind stellenweise an der Talkante und im Mittelhangbereich der steilen Talflanken freigelegt. Zum Teil sind sie auch in den tiefen Hangeinschnedungen und in den Balki aufgeschlossen. Bei größeren Aufschlüssen sind zwischengelagerte Ton und Sandbänder sowie deutlich horizontale Schichtungen und Schrägschichtungen zu erkennen. Auf den Plateauflächen finden sich jungquartäre Lössablagerungen mit rezenten Bodenbildung.

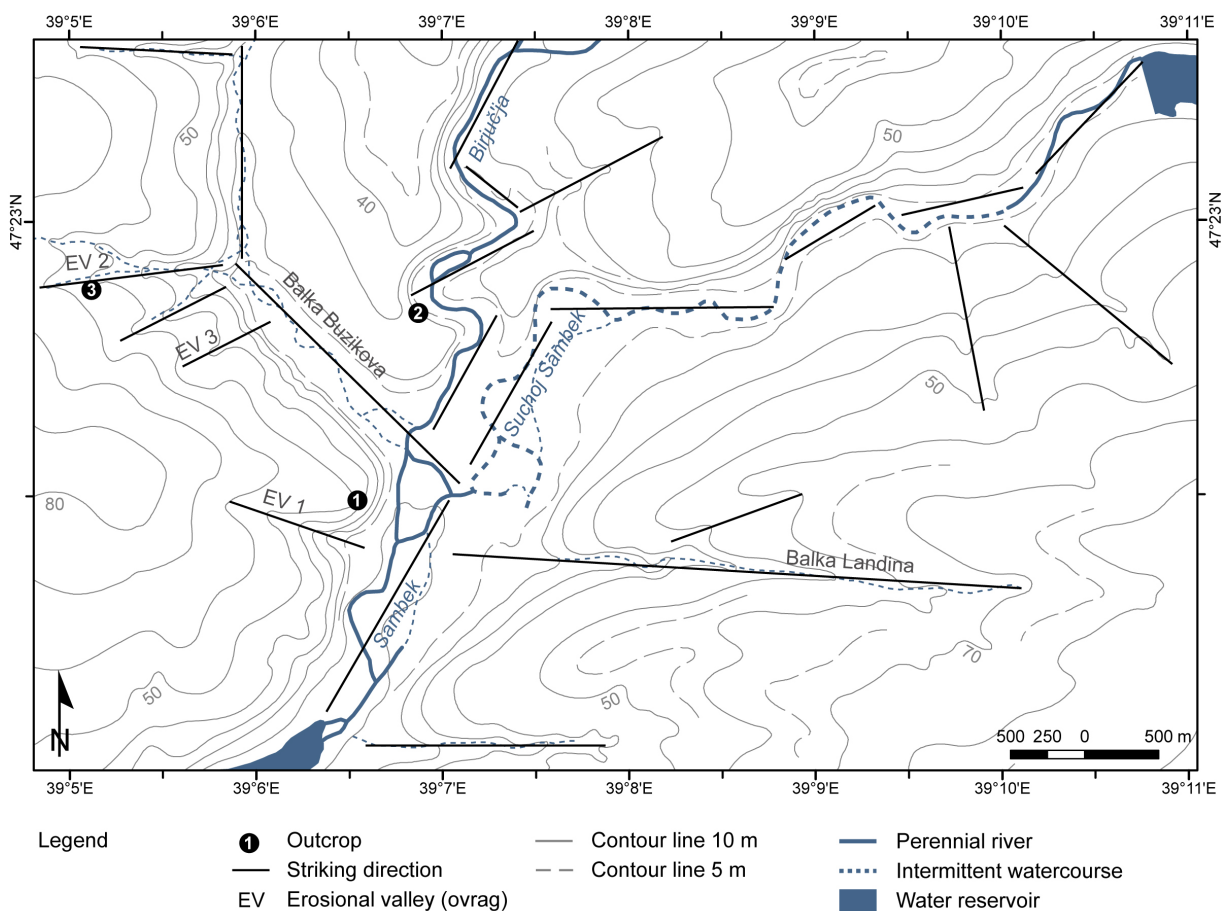
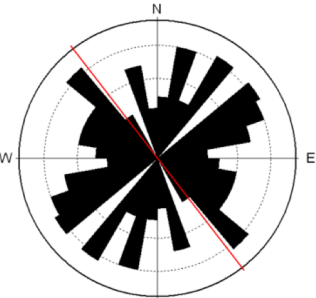
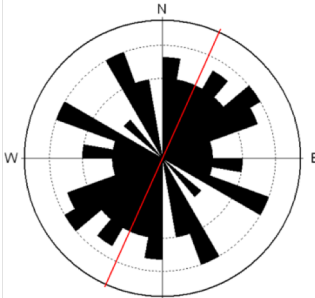
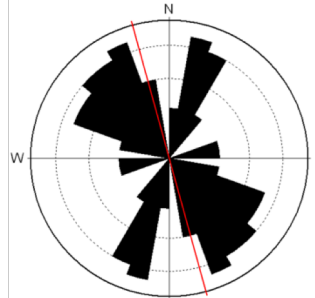
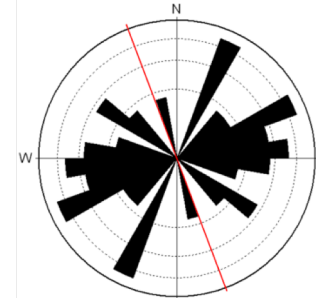
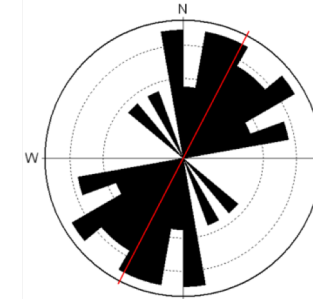


Abb. 4-3: Richtungsverlauf der Talstrukturen im Arbeitsgebiet.

Fig. 4-3: Orientation of the valley system.

Tab. 4-1: Richtungshäufigkeit der Klüfte und Täler im Arbeitsgebiet und in der Region

Tab. 4-1: Frequency of striking directions of joint planes and valleys in the study area and in the region

Bedrock outcrop	1	2	3	Valley striking direction	
Location	Sambek valley	Birjuč'ja valley	Ovrag, Balka Buzikova	Study area	Study region*
Rose diagram**					
Number of points	61	40	40	23	23
Max. class in %	11	12	12	17	13
Mean compass direction***	322° / NW-SE	26° / NE-SW	345° / NNW-SSE	339° / NNW-SSE	27° / NE-SW

\* limited to the north by Matveev Kurgan and the river Tuzlov

\*\* bidirectional joint diagram, 36 classes of 10°, circle grid interval 5 %

\*\*\* red line

Charakteristisch für das Arbeitsgebiet ist die Weitung des Sambektales am Schnittpunkt mit den Seitentälern. Diese beckenartige Struktur ist tektonisch bedingt und resultiert aus dem Zusammentreffen von Störungslinien im Untergrund, denen die Seitenflüsse folgen (Abb. 4-3). Der Bereich dieser Schnittstelle, die Talweitung, ist folglich ein Bereich tektonischer Senkung.

Die Hauptstreichrichtung der tektonischen Linien ist NE-SW und NW-SE (Abb. 4-3). Dies zeigen nicht nur die Talverläufe, sondern auch die Richtungshäufigkeiten der Klüfte, welche an drei Aufschlüssen im Arbeitsgebiet gemessen wurden (Tab. 4-1). Neben den Tälern im Arbeitsgebiet zeigen auch die Haupttäler in der Region südlich des Tuzlovtals (Tab. 4-1) den gleichen Richtungsverlauf wie die Streichrichtungen der gemessenen Klufflächen. Die großen Flusstäler folgen allgemein den NE-SW streichenden meridionalen Hauptlinien der tektonischen Tiefenbrüche des Grundgebirges (Dumitraško 1979; Kap. 3.1.1, Abb. 3-4). Einige Flussabschnitte sowie die kleineren Trockentäler (Balki) und Erosionsschluchten (Ovragi) streichen entgegengesetzt dazu. Sie verlaufen NW-SE oder latitudinal E-W und bilden ein Nebensystem zum tektonischen Hauptbruchsystem (Abb. 3-4).

## 4.2.2 Reliefzustand

### ■ Überblick

Das Arbeitsgebiet wird charakterisiert durch ausgedehnte Plateauflächen und ein Netz aus ganzjährig und episodisch durchflossenen Tälern und Erosionsschluchten (Kap. 3.1.1, Tafel 3). Hinsichtlich der geomorphologischen Struktur- und Prozessbereiche gliedert sich das Gebiet in drei Einheiten: die denudativ geprägten Plateaus (I) und Talflanken (II) und die fluvialen Bereiche des Talbodens (III) (Abb. 4-4, Beilage 1).

- I) Einen Großteil des Gebietes nehmen die Plateauflächen ein. Sie sind schwach gewellt und fallen allmählich zu den Talkanten hin ab, von 88 m auf 45 m ü. M. Die Formung der Plateaus erfolgt durch flächenhafte Abtragung der Bodendecke und der darunterliegenden lössartigen Lehme in Form von Deflation und spülaquatischen Prozessen. Auf den höchsten Bereichen der Plateaus stehen einzelne oder linienhaft angeordnete Grabhügel.
- II) Die einzelnen Plateauflächen resultieren aus der Einschneidung des Sambek und seiner Tributäre in die Azovebene. Die Flusstäler zeigen im Querschnitt ein asymmetrisches Profil in Länge und Neigung der Hänge (Abb. 4-4). Die flussabwärts linksseitigen Hänge sind lang gestreckt und schwach geneigt ( $2-6^\circ$ ), meist mit einem konvexen Oberhang und einem geraden Unterhang. Die rechtsseitigen kurzen, steilen Hänge ( $4-18^\circ$ ) zeigen im Längsprofil eine Zweistufung mit überwiegend konvex gewölbten Segmenten, die durch gerade Abschnitte verbunden sind.

Die Talflanken sind abschnittsweise als inaktive Prall- und Gleithänge ausgebildet und generell durch flächenhafte spülaquatische Prozesse geformt. An den steileren rechtsseitigen Hängen wirken zusätzlich linearer Abtrag durch Gerinne- und Fließprozesse sowie gravitative Verlagerung in Form von Rutschungen, die zur Feinstrukturierung der Hänge führt (Tafel 3). Die langgestreckten linksseitigen Hänge zeigen hingegen keine Differenzierung.

Der steile Westhang des Sambektales zeigt im oberen Bereich Boden- und Substratverlust durch flächenhafte Abspülung. Stellenweise ist die Bodendecke vollständig erodiert und der neogene

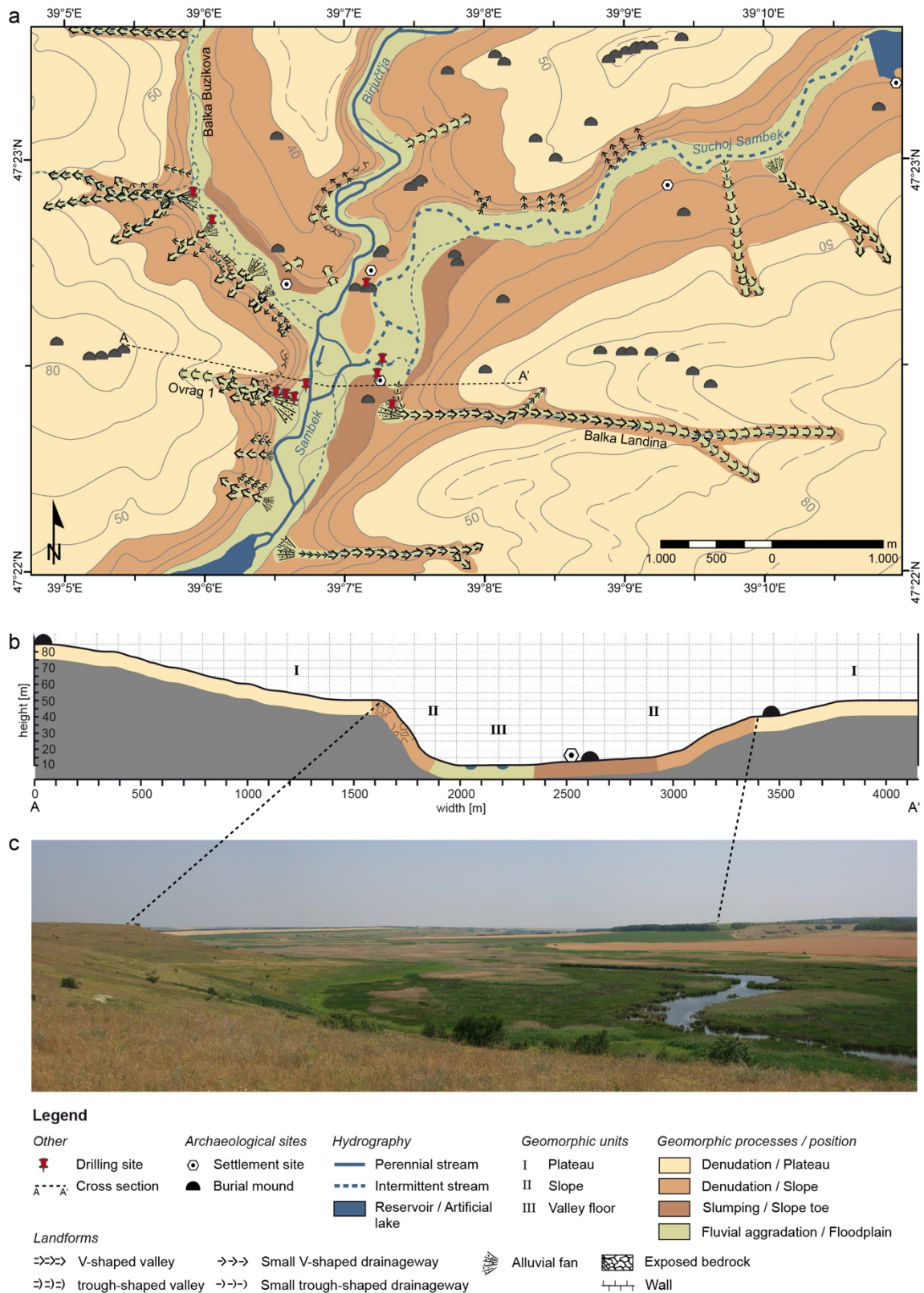


Abb. 4-4: Geomorphologische Situation des Arbeitsgebietes: a) geomorphologische Karte, b) Ost-West Querprofil durch das mittlere Sambektal, c) Blick in das Tal nach Norden (eigenes Foto, Juli 2009).

Fig. 4-4: Geomorphological setting of the study area: a) geomorphological map, b) East-West-transect through the Sambek valley at its middle course, c) View to the north into the valley (Author's photo, July 2009).

Kalkstein steht an (Tafel 3). Der mittlere Hangbereich ist von Verwitterungsschutt bedeckt, partiell streicht das Untergrundgestein aus. Eine dünne Bodendecke ist nur auf schwächer geneigten Bereichen erhalten. Unterhalb des freigelegten Gesteins geht die flächenhafte Abtragung in erosive hangfluviale Prozesse über. Die Hänge sind infolgedessen stark linear zerschnitten in Form von Rillen, Rinnen und verzweigte Kerbtälchen (Ovragi). Die Erosionstälchen sind teilweise bis in das anstehende Gestein eingeschnitten und haben sich durch regressive Erosion bis zu den Feldrändern auf den Plateaus entwickelt. Das erodierte Material lagert am Ausgang der Täler als flache Schwemmfächerbildung.

Die steilen Talflanken sind ferner durch Rutschungen geformt. Die Abrissnischen am Mittelhang werden meist durch inselartigen Schilf- und Buschbewuchs angezeigt (Tafel 3). Das abgetragene Lockermaterial lagert am Hangfuß als Rutschungswulst.

Der Übergang vom Talhang zur Talsohle wird bei den steilen Talflanken durch konvex gewölbte Akkumulationsformen wie Schwemmfächer oder Rutschungswülste gebildet. Die langgestreckten, schwach einfallenden Talflanken weisen hingegen ausgeprägte Hangfußflächen auf, die zu einer Hangschleppe verflachen und zwischen Talboden (III) und Gehänge vermitteln. Sie reichen zum Teil weit in die Alluvialebene des Sambek (III) hinein und sind von Schüttrinnen überprägt. Hier finden sich prähistorische Siedlungsplätze und einzelne Grabhügel (Kap. 4.3.3).

III) Zwischen den Talflanken liegt als Flachform die Talsohle. Sie resultiert aus dem Prozessgefüge von fluvialer Seitenerosion und Aufschüttung. In sie eingetieft ist das Gerinnebett des aktuellen Fließgewässers. Ein Teil des Talbodens wird bei Hochwasser überflutet und bildet die Talaue. Im Bereich der beckenartigen Weitung des mittleren Sambektales erreicht die Sohle eine maximale Weite von einem Kilometer und einen Höhenunterschied zur Talkante von über 35 m. Das Längsgefälle ist kleiner als  $0,05^\circ$ . Die Weite des Tales erscheint überdimensioniert zum Gerinneabfluss.

Die Sohle des Sambektales weist ein welliges Kleinrelief in Form zahlreicher Erosionsrinnen auf. Es sind semipermanente Muster, die aus Überspülungsprozessen bei Hochwasserstand resultieren. Ebenso durchziehen alte Rinnenbögen die Ebene. Sie zeugen von der lateralen Verlagerung der Mäander.

Das Relief zeigt ferner Merkmale anthropogener Überformung, die in der geomorphologischen Karte nur grob angedeutet sind. Im Sambektal und Balka Buzikova sind noch deutlich Strukturen des zweiten Weltkrieges, wie Gräben, Wälle und Einschlagstrichter zu finden. In der Balka Landina zeugen trockenliegende Staubecken, durchbrochene Dämme und ein ehemaliger Steinbruch von einer einst intensiveren Nutzung des Tales.

#### ■ Detailansicht: Trockental Balka Landina

Die Balka Landina mündet aus östlicher Richtung in die Talweitung des Sambek (Abb. 4-4). Sie verläuft auf einer geraden Ost-West-Linie über eine Strecke von ca. 4 km und eine Höhendifferenz von 60 m (Längsneigung ca.  $0,9^\circ$  bzw. 1,5 %).

Das Tal hat ein Einzugsgebiet von ca. 7,9 km<sup>2</sup> und führt nur periodisch Wasser. Während der Geländebegehung im Sommer 2009 lag das Gerinnebett bis auf einen Quellaustritt im Mittellauf trocken.

Das Tal ist umsäumt von Baumreihen, die zum Schutz der angrenzenden Felder angelegt wurden; im Talbereich zwischen den Baumreihen verlaufen längs und quer zum Tal unbefestigte Fahrwege.

Die Balka Landina kann in vier charakteristische Talabschnitte gegliedert werden (Abb. 4-5, Tab. 4-2). Die einzelnen Abschnitte differenzieren sich durch ihr Querprofil (Abb. 4-7) und ihre Längsneigung.

I) Der oberste Abschnitt reicht vom Beginn der Taleintiefung bis zu einer Gefällestufe kurz vor einem Querweg. Bis dorthin laufen zwei mit Schilf bewachsene, muldenförmige Tiefenlinien zu einem flachen Sohlental zusammen. Am Schnittpunkt der Tälchen ist in der topographischen Karte ein Quellaustritt vermerkt.

Das Sohlental weist ein schwach eingeschnittenes, leicht gewundenes Gerinnebett auf. Der Talboden ist nur noch gruppenweise mit Schilf und Igelkolben bewachsen.

Im Längsverlauf hat das Sohlental fast kein Gefälle, während im Querschnitt der Boden leicht gewölbt ist. Die Talflanken sind asymmetrisch, wobei der Südhang der längere und steilere von beiden ist (Abb. 4-5/7: Profil A). Die Grasnarbe ist hier nicht mehr flächendeckend vorhanden. Fraßspuren weisen auf Beweidung des Tales hin. Stellenweise ist flächen- und linienhaft Abspülung zu erkennen.

II) Im zweiten Abschnitten werden das Tal zunehmend breiter und tiefer und die Hänge steiler. Der Talquerschnitt ist muldenförmig ausgebildet und kerbförmig eingeschnitten (Abb. 4-5/7: Profil B). Talabwärts nimmt der Talboden eine zunehmend kastenartige Form an. Der Talweg ist anfangs noch gewunden, im weiteren Verlauf ist er gerade und abschnittsweise verbuscht.

Die Talasymmetrie ist schwach ausgeprägt und hinsichtlich der Neigung entgegengesetzt zum oberen Talbereich. Beide Talflanken sind gerade gestreckt. Der steilere Nordhang weist eine stark gestörte Grasnarbe und Viehtritte auf. Der Boden liegt teilweise bloß, sodass hier verstärkt flächenhafte Abspülung wirkt. Am Südhang ist der Grasbewuchs horstartig.

An der Nordflanke des mittleren Talabschnitts befindet sich ein 250 m breiter stillgelegter Steinbruch, in dem der geologische Untergrund stufenartig freigelegt ist. Der künstliche Aufschluss zeigt verschiedene, parallel lagernde Kalksteinschichten, die von maximal 1 m Boden bedeckt sind.

III) Der dritte Talabschnitt erstreckt sich ab einem NE-SW streichenden Seitenkerbtälchen bis zum obersten Staudamm. Direkt unterhalb der Mündung des Seitentälchens ist der steile Unterhang der nördlichen Talflanke stark erodiert, sodass der miozäne Kalkstein aufgeschlossen ist. Wasser tritt aus und führt zu Versumpfung und Verschilfung des weiteren Talwegs. Es wächst eine typische Feuchtvegetation und sogar Schildkröten haben hier ihren Lebensraum. Ab dem Quellaustritt ist das Gerinnebett deutlich eingeschnitten. Die Fließgeschwindigkeit des Abflusses ist allerdings sehr gering, weshalb sich die Stillwasser typische Pflanzen wie die Wasserlinse ausbreiten konnten. Bis zum ersten Damm ist der Talweg markant gewunden, mit einem Prallhang auf der südlichen Talseite. Das Tal hat sich in diesem Bereich am tiefsten eingeschnitten, auch die Längsneigung ist hier am größten.



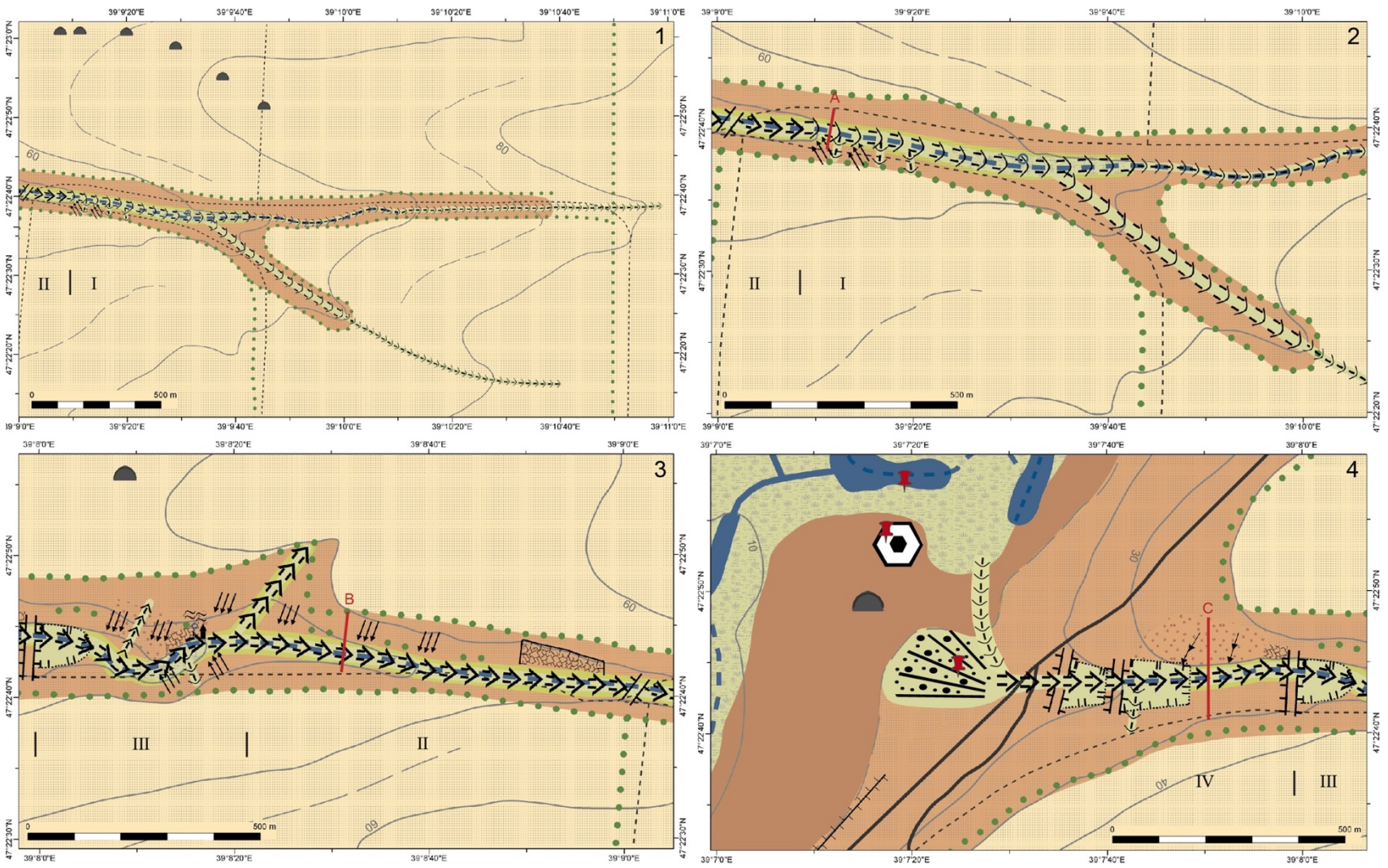


Abb. 4-5: Geomorphologische Karte der Balka Landina, unterteilt in vier Talabschnitte (römische Ziffern).  
 Legende siehe Abb. 4-6.

Fig. 4-5: Geomorphological map of the Balka Landina, divided in four valley sections (roman numerals).  
 Legend see Fig. 4-6.

**Legend**

Other	Landforms	Geomorphic processes	Anthropogenic structures and landforms
Drilling site	V-shaped valley	Sheet wash	Narrow strip of forest or individual trees or bushes
Profile line	trough-shaped valley	Rill erosion	Track
Contour line 10 m	Small V-shaped drainage way	Landslide, general	Road
Contour line 5 m	Small trough-shaped drainage way	Soil creep	Earth dam
<b>Archaeological sites</b>	Alluvial fan	Accumulation	Embankment dam
Settlement site	Landslide scar	<b>Areas of geomorphic processes</b>	Former shoreline of reservoir
Burial mound	<b>Surface material</b>	Denudation / Plateau	Quarry
<b>Hydrography</b>	Fine cover	Denudation / Slope	
Perennial stream	Debris cover	Slumping / Slope toe	
Intermittent stream	Bedrock	Gravitation / Slope	
Intermittent spring	Swamp	Fluvial aggradation (level 1)	
		Fluvial aggradation (level 2)	

Abb. 4-6: Kartenlegende der geomorphologischen Detailkarten.

Fig. 4-6: Map legend for the detailed geomorphological maps.

Beide Talflanken fallen steil ein und sind neben Hangdenudation vor allem von Viehgangeln überformt, insbesondere der Südhang. Die Asymmetrie ist ähnlich dem darüberliegenden Abschnitt. Der steilere Nordhang ist zusätzlich von Rutschungen betroffen, die sich durch Abrissnischen mit Baum- und Strauchbewuchs und konvexe Hangfußflächen abzeichnen. Die Hänge sind nur fleckenweise mit Gras bewachsen, Boden und Verwitterungsschutt liegen frei.

Der Talabschnitt wird talabwärts vom obersten der drei ehemaligen Dämme begrenzt. Wie die anderen Staumauern ist auch diese durchbrochen. Trotzdem staut sie teilweise den Quellbach auf. Vom ehemaligen Stausee ist noch deutlich die Uferlinie im Gelände sichtbar.

IV) Der unterste Talabschnitt wird durch Dämme und die dazugehörigen Staubecken markiert. Das Tal erreicht hier maximale Werte hinsichtlich der Talweite, Hanglänge und Talbodenbreite (Tab. 4-2). Das Gerinnebett ist kastenartig in das sonst muldenförmige Tal eingetieft. Das Talgefälle ist im Vergleich zum oberen Abschnitt (III) geringer. Im Querprofil ist der Abschnitt vornehmlich durch konvexe und gerade Hangsegmente charakterisiert sowie durch eine Stufe an der schwächer geneigten Südseite (Abb. 4-5/7: Profil C). Die Hänge sind überwiegend mit Horstgräsern bewachsen. Am steileren Nordhang ist der Boden flächenhaft abgespült, teilweise entlang von Rinnen, sodass nur noch Verwitterungsschutt den Hang bedeckt. Unterhalb des ersten Dammes ist der Hangfußbereich so stark erodiert, dass der Gesteinsuntergrund freiliegt.

Der Talweg wird durch drei ehemalige Dämme unterbrochen. Die einstigen Staubecken zeichnen sich noch deutlich durch eine Kante ab.

Die Balka Landina mündet auf die weit in die Sambekau reichende Hangfußfläche der östlichen Flanke des Sambektales. Infolge des Gefälleknicks hat sie dort einen Schwemmfächer geschüttet. Der Abfluss der Balka folgt einer Rinne durch die Hangfußfläche, die nach Nordosten in das Talbecken des Sambek entwässert.

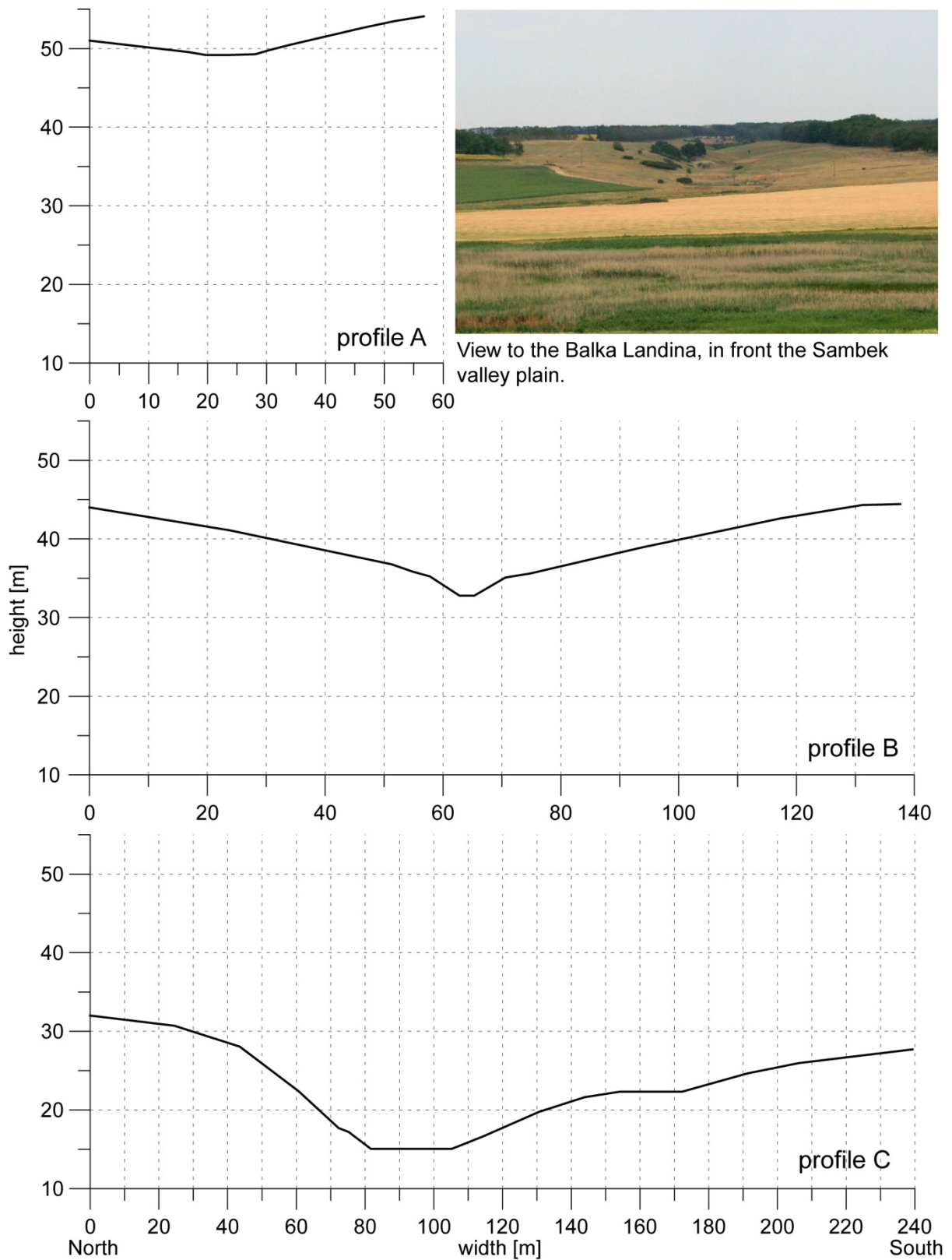


Abb. 4-7: Talquerprofile der Balka Landina.

Fig. 4-7: Cross profiles of the Balka Landina.

Tab. 4-2: Kennwerte der Querprofile der Balka Landina in den Talabschnitten I, II und IV

Tab. 4-2: Characteristics of the cross profiles of the valley sections I, II and IV

Cross profile	Profile width [m]	Valley depth [m]	Northern slope [m / °]*	Valley bottom [m / °]**	Southern slope [m / °]*
A	57	ca. 5	20 / 5-7	8 / 0-1	29 / 7-13
B	138	ca. 12	63 / 7-28	2.5 / 0	72 / 7-25
C	239	ca. 17	82 / 3-23	23.5 / 0	134 / 0-11

\* slope length and steepness

\*\* width and inclination of the valley bottom

### ■ Detailansicht: Fächerschlucht am Westhang (Erosionsschlucht / Ovrage 1)

Die steile westliche Talflanke des Sambek wird von einer geweihartig verzweigten Erosionsschlucht geschnitten (Abb. 4-5/8). Diese komplexe Form des Ovrage bezeichnet Schmidt (1948) als Fächerschlucht. Der Ovrage liegt direkt gegenüber der Balka Landina und damit auf einer Linie mit dem Trockental. Die Erosionsschlucht erstreckt sich über eine Länge von ca. 850 m und eine Höhendifferenz von ca. 45 m. Das Längsgefälle zur Talaue hin ist im Mittel schwach geneigt (ca. 3° bzw. 5,3 %). Das Einzugsgebiet hat eine Größe von ca. 0,83 km<sup>2</sup>.

Der zentrale Erosionsgraben beginnt als muldenförmige Tiefenlinie oberhalb der Talkante und des parallel zum Sambektal verlaufenden Fahrweges. Ab dem Weg beginnen die deutliche Eintiefung der Rinne und die Verzweigung in mehrere Seitentäler. Der Haupttalweg verläuft über fünf scharfe Abrissstufen, die bis in den Gesteinsuntergrund reichen. Sie sind auch in den größeren Seitentälchen zu finden.

Die Talquerprofile zeigen im oberen, mittleren und unteren Abschnitt (Abb. 4-8/9, Tab. 4-3) eine Kombination aus zwei Taltypen. In den konvex gewölbten Oberhängen zeichnet sich die Muldenform ab; die steilen, geraden Unterhängen und der schmale Talboden geben ein Kerbform wider. Beide Talformen sind getrennt durch eine Hangstufe, die vor allem im unteren Talabschnitt deutlich sichtbar ist. Die kerbförmige Einschnedung ist symmetrisch ausgebildet und 3,3–4,6 m tief. Die Flanken sind > 20° steil und steinig. Die Muldenform hingegen ist asymmetrisch ausgebildet, vor allem im unter Talabschnitt.

Generell ist die nördliche Talseite im Vergleich zum Südhang lang und steil und im oberen Abschnitt bis auf den anstehenden Kalkstein erodiert. Der Kalkstein steht in zwei Stufen an, am Ober- und am Mittelhang. Die fehlende Bodendecke sowie Hangabrisskanten, Bodenreissen und Rutschungsstufen spiegeln die starken Abtragungsprozesse an der steilen Nordseite wieder. Die südliche Talseite ist flacher, von Feinsubstrat bedeckt und stärker von Seitentälchen zerschnitten. Der maximal 2 m breite Talboden ist meist mit Steinen und Blöcken bedeckt und im unteren Talbereich schwach konvex gewölbt.

Die Seitentälchen beginnen meist auf einer Höhe, unterhalb des Anstehenden, als muldenförmige Tiefenlinien und schneiden sich dann kerbförmig in den Untergrund ein. Die Tälchen sind stellenweise dicht mit Bäumen und Sträuchern bewachsen.

Der episodische Abfluss des Erosionsgrabensystems schüttet aufgrund des Gefälleknicks am Austritt in die Schwemmebene des Sambek einen Schwemmfächer von ca. 230 m x 300 m Größe. Die im Grundriss dreieckige Akkumulationsform baut sich flach und schwach geneigt in der Talebene des Sambek auf. Im proximalen Teil wird der Schwemmfächer von einer rezenten Rinne angeschnitten.

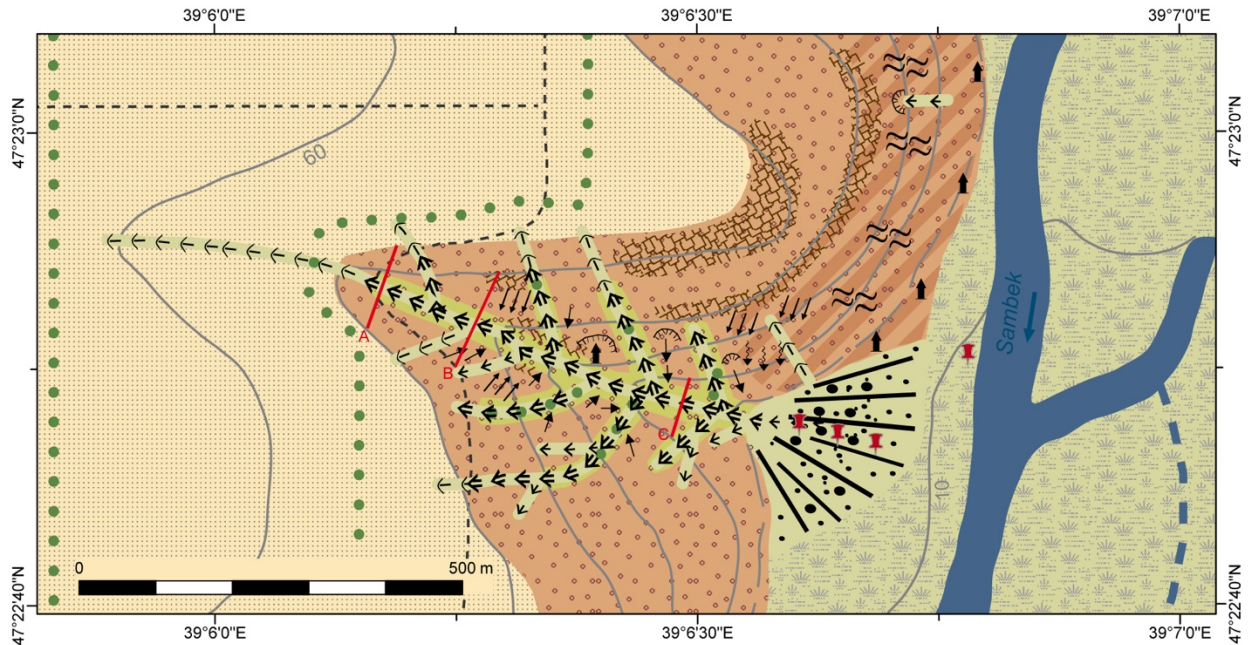


Abb. 4-8: Geomorphologische Karte der Fächerschucht am Westhang des Sambektales (Ovrage 1). Legende siehe Abb. 4-6.

Fig. 4-8: Geomorphological map of the gully system at the western slope of the Sambek valley (ovrage 1). Legend see Fig. 4-6.

Tab. 4-3: Kennwerte der Haupttalquerprofile der Fächerschucht am Westhang des Sambektales

Tab. 4-3: Characteristics of the cross profiles of the gully system at the western slope of the Sambek valley

Cross profile	Profile width [m]	Valley depth [m]	Northern slope [m / °]*	Valley bottom [m / °]**	Southern slope [m / °]*
A	81	ca. 8.5	50 / 2-30	1 / 0	30 / 4-29
B	120.5	ca. 13	71 / 4-22	2 / 1	49 / 4-29
C	270	ca. 28	176 / 1-22	1 / 0	92 / 2-24

\* slope length and steepness

\*\* width and inclination of the valley bottom

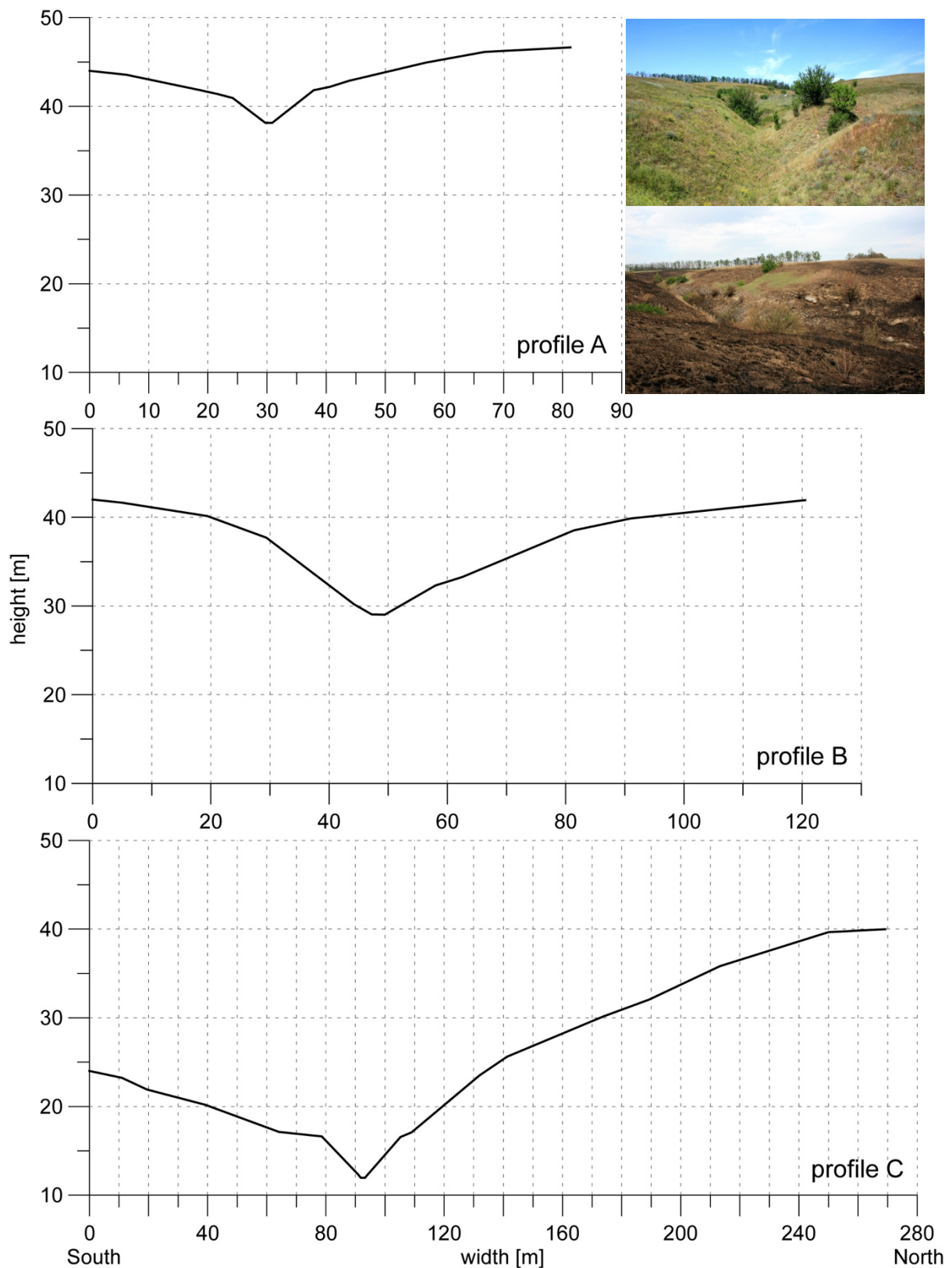


Abb. 4-9: Talquerprofile der Hauptschlucht des verzweigten Ovrags am Westhang des Sambektales.

Fig. 4-9: Cross profiles of the main erosion valley of the gully system at the western slope of the Sambek valley.

### 4.2.3 Hydrographische Situation

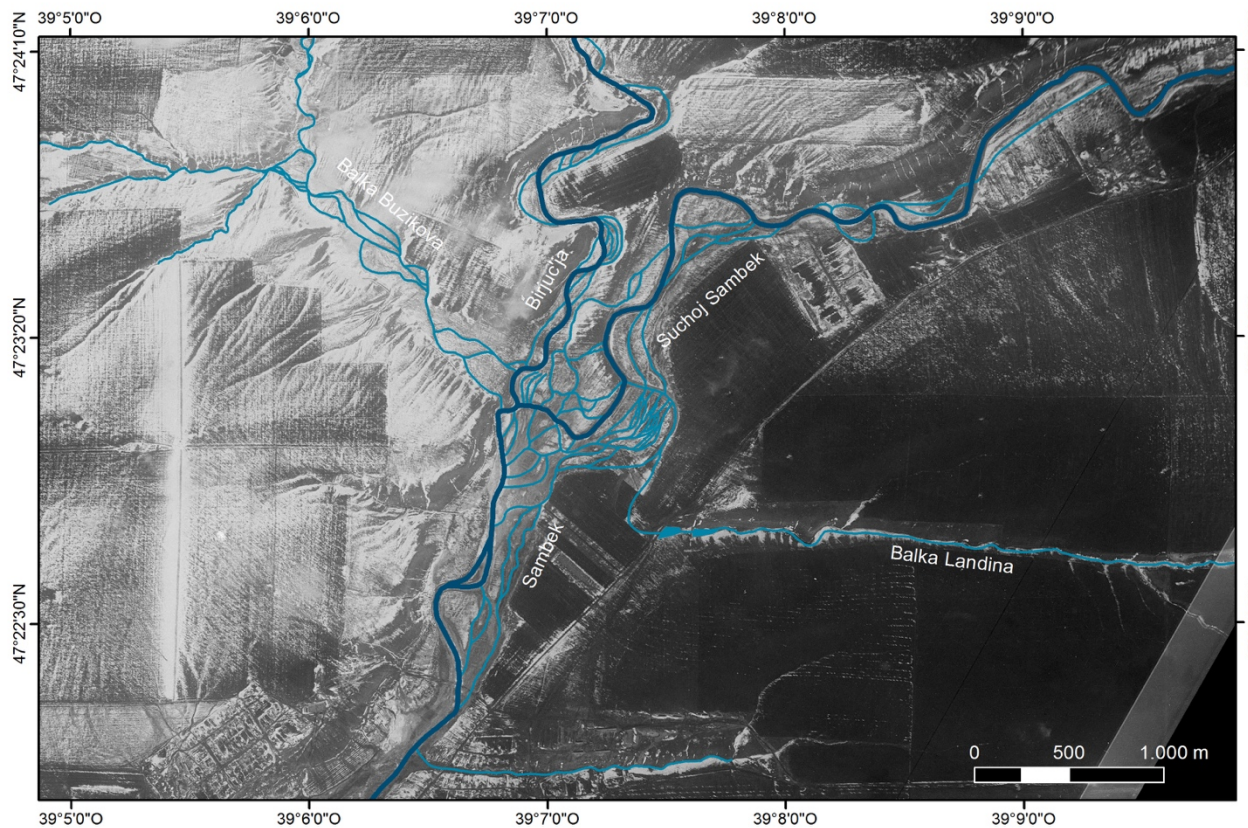


Abb. 4-10: Aktive (dunkelblau) und inaktive bzw. episodische (hellblau) Fließrinnen im Arbeitsgebiet vor dem Bau der Staumauern nördlich und südlich des Bildausschnittes (Corona Foto, 1962).

Fig. 4-10: Active (dark blue) and inactive or intermittent (light blue) channels in the study area before the construction of reservoirs north and south of the image (Corona image, 1962).

Das Gewässernetz im Arbeitsgebiet besteht aus den Flüssen Birjuč'ja und Suchoj Sambek, die zum Sambek zusammenfließen, sowie aus den Gerinnen Buzikova und Landina sowie den namenlosen Abflüssen der Erosionsschluchten (Abb. 4-4/10). Die Flüsse Birjuč'ja und Sambek sind ganzjährig wasserführend, alle anderen Wasserläufe, v. a. die Gerinne, fließen nur gelegentlich (Tafel 3). Die Rinnen der perennierenden Fließgewässer haben eine ungefähre Breite zwischen 25 und 30 m, deren Tiefe ist nicht bekannt.

Abbildung 4-10 zeigt den Verlauf der aktiven Fließrinnen sowie der inaktiven bzw. episodisch durchflossenen Rinnen vor dem Bau der Staumauern. Der Gewässergrundriss im Haupttal sowie in den Seitentälern ist durch gestreckte und mäandrierende Flussabschnitte gekennzeichnet. Gerade Flussabschnitte folgen tektonischen Linien und sind durch eine schmale Talsohle bedingt (Abb. 4-3). Wo sich Störungslinien treffen ändern die Flüsse in scharfer Biegung ihre Richtung und folgen einer anderen Lineation. In den ausgedehnten Alluvialebenen der breiten Talabschnitte und im zentralen Talbecken sind die Fließrinnen als bogenförmige Schlingen ausgebildet, wodurch die Flusslänge größer ist als die Tallänge (Sinuosität 1,35). Das sehr geringe Talweggefälle ( $< 0,1$ ; Abb. 4-1) und entsprechend geringe Strömungsgeschwindigkeiten im Lockersediment, bei insgesamt

geringer Sedimentfracht haben die Ausbildung von Flußmäandern begünstigt. Prall- und Gleithänge sind deutlich erkennbar, ebenso die seitwärts gerichtete Verlagerung der Mäander, die sich in alten Rinnenbögen widerspiegelt. Über die Mäanderbänke verlaufen semipermanente Erosionsrinnen, die bei Hochwasser aktiviert werden, genauso wie die ehemaligen Flussschlingen.

Das Abflussregime des Sambek wird seit den 1960er Jahren durch mehrere Staudämme im Haupttal und in den Nebentälern flussaufwärts reguliert. Die an das Arbeitsgebiet angrenzenden Stauseen haben eine Breite von 400–600 m und eine Länge von etwa 2,4 km. Die Staudämme in der Balka Landina sind heute nicht mehr in Funktion und liegen trocken. Durch die Regulierung der Gewässer ist der maximale Abfluss gemindert und der mittlere Niedrigwasserabfluss erhöht. Die Stromgeschwindigkeit ist aufgrund des Rückstaus der Flüsse und des geringen Talgefälles nahezu Null. Die vergleichbaren kleinen Flüsse der Ukraine fließen mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von weniger als 0,4 m/s (Kovalchuk & Vishnevskiy 2004). Seit der Regulierung hat der Sambek außerdem seinen aktiven Lauf zum Teil verlagert. Dies zeigt sich im Vergleich von Luftbildaufnahmen unterschiedlichen Alters zusammen mit der aktuellen topographischen Karte (Abb. 4-4/10, 5-1).

Der natürliche jährliche Abfluss setzt sich zum Großteil aus Schneeschmelzwasser und zu einem geringen Teil aus Niederschlagswasser zusammen (Miščenko 2006). Im Jahresverlauf sind Frühjahrshochwasser während der Schneeschmelze und niederschlagsbedingte Überschwemmungen im Herbst typisch, wobei letztere nicht die Magnitude der Frühjahrsflut erreichen (Chustalev et al. 2002). In den Zeiten dazwischen herrscht Niedrigwasserstand. Die hohen Niederschläge im Sommer tragen aufgrund der hohen Verdunstung und des geringen Oberflächenabflusses kaum zur Wasserzufuhr bei. Die Gerinne der Seitentäler fallen in dieser Zeit größtenteils trocken; im Winter friert das Gewässernetz weitestgehend zu. (Kap. 3.1.4)

Sedimenttransport sowie Erosions- und Sedimentationsaktivität der Flüsse findet unter natürlichen Abflussbedingungen während des Hochwassers im Frühjahr statt (Panin & Matlakhova 2015).

Neben den Wasserläufen kommen im Arbeitsgebiet Quellen vor, die jedoch keinen Quellbach bilden und damit abflusslos sind. Die Wasseraustritte befinden sich zum einen im mittleren Talabschnitt der Balka Landina, wo sie zu lokaler Versumpfung führen, und zum anderen am Oberhang der steilen Talflanke des Sambektales. Die Quellen stehen alle in Zusammenhang mit ausstreichenden Kalksteinschichten, die durch Erosion freigelegt sind. Am Hang zeigen sich diese feuchten Stellen durch Schilfrohrbewuchs.

#### 4.2.4 Bodenverhältnisse

Die Bodendecke wird im Wesentlichen durch den zonalen Bodentyp ‚Gewöhnlicher Tschernosem‘ gebildet (Kap. 3.1.3). Darüber hinaus kommen azonale Böden in den Balki und Erosionstälern vor, sowie intrazonale Böden in den Talniederungen (Bodenkarte des Neklinovski Bezirks 1 : 25 000, 1966/1993; Pesochina 2000).

Das Ausgangsmaterial für die Bodenbildung sind die lössartigen Lehme und der darunterliegende miozäne Kalkstein auf den Plateaus und an den Talflanken sowie die Kolluvien und tonig, lehmigen



Alluvialablagerungen in den Tälern. Bedingt durch den Kalkgehalt im mineralischen Untergrund weisen die Böden einen erhöhten Karbonatgehalt auf.

Nach der Bodenkarte des Neklinovski Bezirks 1 : 25 000 (1966/1993) sind im Arbeitsgebiet die gewöhnlichen Tschernosem-Böden durch einen mittelmächtigen (40–80 cm) bis mächtigen (80–120 cm) Humushorizont (Ivanova 1976) mit einem Humusgehalt um ca. 4 % charakterisiert. Mit zunehmender Hangneigung kann die Mächtigkeit des humosen Oberbodens bis unter 40 cm abnehmen. Bei Neigungen  $\geq 5^\circ$  ist der Boden so stark weggespült, dass überwiegend Schutt den Hang bedeckt. Auf den zentralen Bereichen der Plateaus und auf den Hangfussflächen der großen Täler sind die Tschernoseme meist mächtig (> 80 cm) und humusreicher (4–5 %).

In den langgestreckten, flachgeneigten Muldentälern kommen Wiesen-Tschernoseme vor. Diese allgemein feuchteren Böden unter Wiesenvegetation sind mächtiger (Humushorizont > 90 cm) und humusreicher (ca. 6 %) als die gewöhnlichen Tschernoseme.

In den Balki und Erosionsschluchten bedeckt gewöhnlicher Tschernosem die Hänge und Wiesenböden die Talsohle. Letzterer kann mit Schutt durchsetzt sein oder als Wiesen-Moor-Boden ausgeprägt sein (Balka Landina). Die in die Auen hineinreichenden Hangfußflächen bedecken halbhydromorphe Wiesen-Tschernoseme.

In den Flussauen des Sambek und Birjuč'ja sind alluviale, humusreiche und salzangereicherte Wiesenböden verbreitet, deren Unterboden in Verbindung mit dem Grundwasser steht (Vergleyung). Stellenweise sind die Niederungen versumpft, aufgrund der sehr geringen Strömungsgeschwindigkeit der Flüsse und des Rückstaus durch die Dämme. Vor allem die tiefer gelegene Sambekau, südlich des Talbeckens und nördlich des Stausees, ist überflutet.

Entsprechend der Standortbedingungen (Hangneigung, Landnutzung) sind die Böden schwach bis stark erodiert. Es dominiert die Erosion durch abfließendes Wasser, wodurch die Böden an den Talflanken flächenhaft abgeschwemmt und die Profile gekappt sind. Bodenverarmung durch Winderosion ist auf den konvexen Bereich der Plateaus verbreitet. Degradation durch Versalzung tritt nur in der Niederung der Flusstäler auf. Die Böden sind zum Teil stark versalzen. Die Salzanreicherung erfolgt intern, d. h. im Profil.

#### 4.2.5 Vegetationsmosaik

Infolge der großflächigen, intensiven Bewirtschaftung besteht die lokale Flora zum großen Teil aus Nutzpflanzen und künstlich hervorgerufenen Pflanzengesellschaften (Tafel 4). Die natürliche Vegetation der Kraut-Grassteppe (Kap. 3.1.3) ist nur noch kleinräumig, auf nicht genutzten Flächen zu finden.

Die weiten Plateaus und schwach geneigten Hänge liegen fast vollständig unter Acker, auf denen Getreide und Öl liefernde Pflanzen angebaut werden (Tafel 4). In den Tälern, Schluchten und an den Steilhängen zeigt sich in Abhängigkeit der lokalen Standortbedingungen ein Mosaik aus Steppen-, Wiesen-, Sumpf- und Strauchgesellschaften (Tafel 3). Pflanzenfamilien der Asteraceae und Poaceae dominieren das Vegetationsbild. Daneben kommen häufig Lamiaceae, Fabaceae, Brassicaceae und Apiaceae vor.



Tafel 3: Das Landschaftsmosaik des Sambektales mit unterschiedlicher Vegetationsbedeckung: Röhricht, krautreiche Wiesen, Formationen von Bäumen und Sträuchern.

Plate 3: Patterns of landscape elements in the Sambek valley with varying vegetation cover: reeds, forb-rich grassland, populations of trees and shrubs.

(1) junction of the Balka Buzikova into the basin-like widening of the Sambek valley, (2) right valley slope of the Balka Buzikova, (3) small erosional valley, (4) lower part of the erosional valley 2, (5) upper slope of the right side Sambek valley, (6) mouth of the Sambek river into the Azov Sea, (7) river bed of the Suchoj Sambek (Dry Sambek).



Tafel 4: Formen der Landnutzung im Sambektal.

Plate 4: Forms of land use in the Sambek valley.

(1) tillage on the gently inclined slopes, (2) harvesting of reed in the floodplain, (3) cultivation of sunflowers and (4) vegetable gardening such as tomatoes on the foot slopes, (5) burial mound and crop field on the plateau, (6) surface quarry in the Balka Landina, (7) pasture for cattle in the floodplain of the lower Sambek valley.

Die charakteristische Steppenvegetation ist nur an den steilen Talflanken der Flüsse, Balki und Schluchten erhalten (Tafel 3). Dort wachsen vorrangig Horstgräser der Gattungen *Stipa* und *Festuca*, mit Beimischung von Steppenkräutern. Letztere variieren in Deckung und Vielfalt in Abhängigkeit von der Bodendecke. Krautige Grassteppen sind in der Regel auf den Hangbereichen mit Bodenkrume verbreitet, während die hangschuttreichen Flächen eine offene Vegetationsdecke aus Horstgräsern bedeckt.

Neben der Steppe bildet die Auenvegetation in Form von Wiese und Röhricht einen wesentlichen Teil der naturnahen Vegetation (Tafel 3). Auf den hydromorphen Böden der Talniederung sind krautige, artenreiche Wiesen verbreitet. Im Flachwasser und Randbereich der Fließgewässer wächst Röhricht, bestehend aus großwüchsigen (bis ca. 3 m), schilfartigen Pflanzen worunter das Schilfrohr dominiert. Schilfbewuchs ist außerdem in den schwach einfallenden, muldenförmigen Tiefenlinien zu Beginn der größeren Erosionstäler zu finden, sowie in Rutschungsnischen am Hang. Durch den Stau des Sambek nördlich und südlich des Arbeitsgebietes ist das Haupttal großflächig versumpft und dadurch dicht verschilft (Tafel 3). Kleine, sehr lokale Versumpfungen sind an Quellaustritten im Balka Landina zu finden.

Die Baum- und Strauchvegetation findet sich vorrangig auf den landwirtschaftlich genutzten Plateauflächen, in Form von künstlichen Wäldern zum Schutz der Äcker vor Erosion (Tafel 4). Die streifenartig angelegten Wälder bestehen vor allem aus Robinie, Esche oder Pappel sowie nachträglich gewachsenen Wildpflanzengesellschaften.

Die natürliche Waldvegetation im Sambektal ist spärlich und kommt hauptsächlich als Strauchformation vor. Die Bäume und Sträucher (u. a. Steinobstgewächse / *Prunus*) wachsen einzeln am Oberhang und zum Teil flächenhaft am Unterhang der steilen Talflanken oder truppweise in Abrissnischen und entlang des Talweges der Balki, Schluchten und Erosionstälchen (Tafel 3).

#### 4.2.6 Landnutzung

Die gegenwärtigen Siedlungen im Sambektal gingen aus der Kolonisationswelle der Steppengebiete im 18. Jahrhundert unter Katharina II. hervor und reichen damit bis maximal ins 18. Jahrhundert zurück (Kap. 3.2.2).

Die Fläche im Arbeitsgebiet wird fast vollständig landwirtschaftlich genutzt. Die Plateauflächen und schwach geneigten Talflanken werden intensiv ackerbaulich bewirtschaftet durch den Anbau von Getreide und Sonnenblumen (Tafel 4). Die Intensität des Ackerbaus zeigt sich vor allem auf dem Plateau, in Form von großflächigen Feldern und einem Netz an Wegen und Windschutzgürteln.

Die Auen und unteren Hangbereiche des Sambek und seiner Tributäre werden hingegen extensiv als Grünland bewirtschaftet, insbesondere zum Ernten von Schilfrohr, sowie als Weideland genutzt (Tafel 4). Auf den Hangfußflächen im Haupttal wird privat, in geringem Umfang Gemüse angebaut. Spuren von ehemaligen Wegen und Entwässerungskanälen auf Luft- und Satellitenbildern weisen auf eine vergangene, intensivere Nutzung des Talbodens hin.

In den 1960er Jahren wurden im Sambektal bei Kurlackoje und Prjut Staumauern gebaut (Abb. 4-2). Die dadurch entstandenen Seen dienen der Wasserversorgung und Bewässerung für die Landwirtschaft.

Keine Nutzung erfahren die steilen Talflanken sowie die Tälchen, die sich in die Steilhänge eingeschnitten haben.

Im Balka Landina zeugen durchbrochene Dämme, Uferlinien ehemaliger Stauseen und ein alter Steinbruch von einer früheren Nutzung des Trockentales. Aktuell scheint das Tal als Weideland und Durchfahrtsweg zu dienen, wie Viehgangeln und Fahrspuren belegen.

### 4.3 Archäologische Fundplätze im Sambektal

Eine ausführliche Beschreibung der Archäologie des Sambektales geben die Publikationen von van Hoof et al. (2012, 2013). Die nachfolgenden Ausführungen zur Lage, Verbreitung und Chronologie (Kap. 4.3.1-4.3.3) fassen die wesentlichen Punkte dieser Publikationen zusammen und stehen im Kontext mit der Besiedlungsgeschichte der Region (Kap. 3.2.1). Die im Folgenden benannten Kulturepochen ordnen sich in das chronologische Schema der Rostov Region ein (Tab. 3-1).

Im Sambektal finden seit mehreren Jahrzehnten archäologische Untersuchungen im unteren Talbereich statt (Abb. 4-11a). Die Grabungen konzentrieren sich bis heute auf das Mündungsgebiet und den Talabschnitt unterhalb der Ortschaft Sambek. Die einzige Grabung am Oberlauf des Sambek ist zugleich die älteste Grabung im gesamten Tal. Sie wurde vor der Russischen Revolution von 1917 durchgeführt, deren Ergebnisse aber nie veröffentlicht.

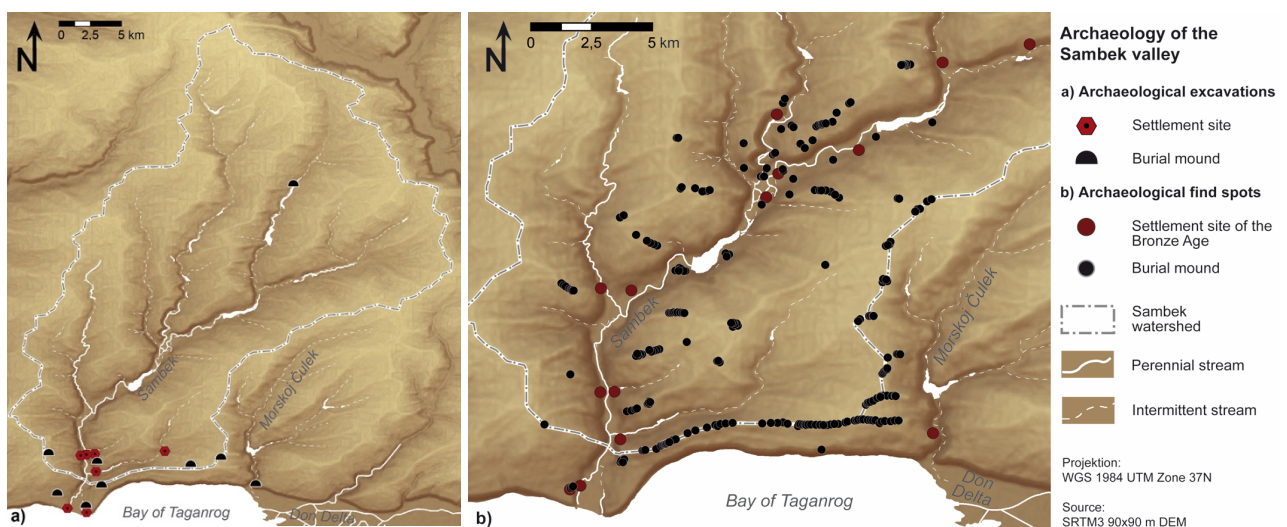


Abb. 4-11: Archäologische Situation im Sambektal: a) Archäologische Ausgrabungen im Sambektal, b) Verbreitung von Siedlungsplätzen und Grabhügeln im Sambektal, basierend auf den Kartierungen 2008–2011 von L. van Hoof (van Hoof et al. 2013).

Fig. 4-11: Archaeological setting of the Sambek valley: a) Archaeological excavations in the Sambek valley, b) Distribution of settlement sites and burial mounds in the Sambek valley, based on mapping after L. van Hoof 2008–2011 (van Hoof et al. 2013).

Ab den 1920er bis 1970er Jahren fanden Surveys und Grabungen an der erodierenden Küste im Mündungsbereich des Sambek statt. Ab den 80er Jahren wurden im Zusammenhang mit dem Bau von Straßen und Leitungstrassen intensiv Grabhügel und Siedlungsplätze im unteren Talverlauf erforscht.

Mit der Ausgrabung von Siedlungen (Primorka II, Varenovka) und Kurganen (Pjatichatki) konnten nun auch Radiokarbondatierungen durchgeführt werden.

Während eines umfassenden archäologischen Surveys des Neklinovskij-Bezirks Anfang der 1990er Jahre wurden auch das zum Bezirk gehörige Sambektal mit seinem Einzugsgebiet kartiert („Taganroger archäologische Expedition“ unter Leitung von P. A. Larenok). Die Daten dienten als Grundlage für die neuen Kartierungen von L. van Hoof im Zeitraum 2008–2011.

Van Hoof kartierte in einem Gebiet von 15 km x 15 km sowohl Gräberfelder als auch Siedlungsplätze (Abb. 4-11b). Die Grabhügel wurden einzeln fotografiert, vermessen und beschrieben. Die Siedlungsplätze wurden nur über ihre Position aufgenommen, da die Siedlungsgrenzen aufgrund von Überbauung schwer zu definieren und zu vermessen sind.

### 4.3.1 Lage und Verbreitung

Trotz weniger Siedlungsgrabungen und fehlenden Grabungen aus dem mittleren und oberen Sambektal ist eine Reihe von Siedlungsplätzen über den gesamten Talverlauf bekannt. Ihre Kenntnis beruht auf Lesefunden.

Die Fundplätze liegen im Tal auf den Hangfußflächen, am Ausgang der Trockentäler. In schmaleren Talabschnitten, wo keine Hangfußflächen ausgebildet sind, wie im unteren Sambektal, liegen die Siedlungen am flachen Hang oder an den Talkanten.

Das Sambektal und die angrenzenden Plateauflächen sind bis heute von zahlreichen Grabhügeln geprägt, die einzeln (Tafel 4), gruppiert oder in Reihe Gräberfelder bilden (Abb. 4-4). Van Hoof hat für das Sambektal auf einer Fläche von 15 km x 15 km 259 Kurgane in 40 Gräberfeldern kartiert (Abb. 4-11b). Nach der Lage der Grabhügel lassen sich drei Typen differenzieren:

- i) Kurgane in Riedellage: Die Grabhügel liegen in kurzen Reihen auf den rückartigen, höchsten Bereichen der Plateaus, die zugleich die Wasserscheiden der Nebentäler des Sambek sind. Eine Ausnahme bildet die ca. 13 km lange, küstenparallel verlaufende Gräberreihe zwischen den Flüssen Sambek und Morskoj Čulek. Die Reihe ist Teil einer Kette, die mindestens von der Mius-Mündung im Westen bis Novočerkassk im Osten verläuft.
- ii) Kurgane in Spornlage: Zum Tal hin sind die äußersten Kurgane der Grabreihen auf den Riedeln nicht mehr linear angeordnet. Stattdessen liegen sie konzentriert als Gruppe auf den Spornpositionen am Rand der Plateaus, oberhalb der Mündung der Nebentäler in den Sambek.
- iii) Kurgane in Tallage: Die Kurgane liegen im Tal auf den weiten Fußflächen der langen, schwach einfallenden linksseitigen Hänge, meist am Mündungsbereich der Trockentäler (Balki). Die Grabhügel stehen entweder einzeln oder als Gruppe von zwei bis drei Kurganen.

Die meisten Grabhügel sind mindestens ein Meter hoch und haben ein asymmetrisches Profil mit einer steilen Nord- und einer flachen Südseite. Diese Asymmetrie entsteht infolge spätbronzezeitlicher Nachbestattungen, die mit einer Aufschüttung des Hügels vor allem an der Südseite verbunden sind. Kurgane dieser Form stehen meist isoliert oder in kleinen nichtlinearen Gruppen.

Die 40 kartierten Gräberfelder bestehen, bis auf drei Ausnahmen, aus weniger als zehn Kurganen. Herausragend ist das Primorskij 1- Gräberfeld entlang der Küste mit 61 Grabhügeln, wobei vor 20 Jahren noch mehr als 100 Hügel gezählt worden.

### 4.3.2 Zeitliche Einordnung

Im Gegensatz zu dem breiten zeitlichen Spektrum der Siedlungen an der Küste und am Don, sind die Siedlungen im Sambektal nach van Hoof et al. (2013) drei Kulturphasen zuzuordnen: der Mno-govalikova- und Srubna-Kultur der ausgehenden mittleren und späten Bronzezeit (ca. 2200–1400 cal BC), und Kulturen des Mittelalters der Saltovo-Majacka-Kultur (750–1000 AD) und vereinzelt der Zeit der Goldenen Horde (1250–1450 AD) (Kap. 3.2.1, Tab. 3-1). Siedlungen der Eisenzeit fehlen vollständig, obwohl es zahlreiche Grabhügel dieser Kulturperiode gibt. Die ältesten Siedlungsfunde stammen aus dem späten Paläolithikum, vor allem aus dem Tal des Mokryj Sambek (Leonova 1994).

Von den genannten Lagetypen der Grabhügel werden die Typen 2 und 3 aufgrund ihrer Nähe zu den Siedlungen oft als zugehörig interpretiert. Die Kurgane auf den Hangfußflächen liegen meist auf oder direkt neben den kartierten spätbronzezeitlichen Siedlungsplätzen; die Kurgangruppen auf den Spornpositionen liegt meist oberhalb der Siedlungen.

Die Altersüberprüfung der Grablegungen sowie die zeitliche Zuordnung der Gräber und Siedlungen sind schwierig und meist nur indirekt bestimmbar:

- Bislang wurden keine Kurgane in Tallage ausgegraben, weder im Sambektal noch in der Region. Obwohl Flachgräber verschiedener Srubna-Siedlungen im Sambektal (Varenovka) als auch in der Region bekannt sind, ist die chronologische Zugehörigkeit der Kurgane zu den Siedlungen erst durch Grabungsergebnisse sicher belegbar.
- Untersuchungen der Gräberfelder an den Plateaurändern in Spornlage oberhalb der Siedlungen ergaben, dass die Gräber zeitgleich mit den Siedlungen angelegt wurden, aber dass auch Gräber oft älterer Epochen vorhanden sind. Die Kurgangruppen auf den Plateaurücken sind zum Teil weitab von den Siedlungen in den Tälern gelegen. Eine chronologische Verbindung zwischen beiden ist daher sehr schwer herzustellen.
- Während der Bronzezeit wurden Grabhügel nicht für Einzelbestattungen genutzt, sondern für Folgebestattungen aus der Gemeinschaft. So kann ein bronzezeitlicher Grabhügel bis zu 50 Bestattungen aus der gesamten Bronzezeit umfassen, sowie noch Grablegungen aus späteren Kulturphasen. Durch die kontinuierliche Nutzung erreichten die Hügel ein beträchtliches Ausmaß, wodurch sie bis heute ein dominierendes Landschaftselement sind. Die Grabhügel liegen meist einzeln oder in kleinen, nichtlinearen Gruppen. Die asymmetrische Form der Hügel infolge der Nachbestattungen, sowie die nichtlineare Anordnung gelten als Kriterien für die Datierung des Errichtungszeitpunktes der Kurgane in die Bronzezeit.

- Am Übergang von der Bronze- zur Eisenzeit änderte sich die Bestattungstradition hin zu Einzelbestattungen. Nur noch selten wurden zwei bis drei Personen unter einem Grabhügel bestattet. Auch in älteren Kurganen wird ab der Eisenzeit nur noch ein Grab pro Kulturphase angelegt. Die Zahl der Grabhügel wuchs deshalb stark an und veränderte entscheidend das Bild der Landschaft. Es entstanden lange lineare Gräberfelder z. B. entlang der Küste oder am Dondelta. Dieses Muster der Gräberfelder setzt in der Region in der Eisenzeit ein.
- Während der Eisenzeit entstanden im unteren Donbecken frühskythische Elitegräberfelder mit Großkurganen. Im Sambektal sind vergleichbar große Kurgane einzig im Gräberfeld Sereďnjanskij II (auf der östlichen Wasserscheide zum Morskoj Čulek) zu finden. Form und Lage weichen hier von dem bronzezeitlichen Muster ab. Auf einer Ost-West-Linie liegen vier kreisrunde Hügel, von denen zwei eindeutig Großkurgane sind. Aufgrund der Grabhügelform und linearen Anordnung wäre dieses Gräberfeld das einzig mögliche eisenzeitliche Elitegräberfeld im Sambektal.

### 4.3.3 Archäologische Befunde im Arbeitsgebiet

Basierend auf den Kartierungen von P. A. Larenok im Sambektal (unveröff.) sind für das Arbeitsgebiet drei Siedlungsplätze der Mnogovalikova-/Srubna-Kultur ausgewiesen: linksseitig des Suchoj Sambek, zwischen den Flüssen Suchoj Sambek und Birjuč'ja und nahe der Mündung der Balka Landina (Abb. 4-4). Sie liegen alle auf Hangfußflächen, zwei davon im Bereich der beckenartigen Talweitung. Alle Plätze wurden im Mittelalter in der Chasarenzeit (Saltovo-Majacka-Kultur) erneut besiedelt. Für diese Zeit kommt eine weitere Siedlungsfläche hinzu. Sie liegt am Ausgang der Balka Buzikova, auf der linken Talseite.

Die drei Lagetypen der Kurgane (Kap. 4.3.1) finden sich auch im mittleren Sambektal wieder. Im Bereich der Balka Landina sind die verschiedene Lage und Anordnung der Grabhügel gut zu erkennen: eine kurze Kurganreihe auf dem Plateaurücken, nördlich der Balka, in Fortsetzung der Grabreihe ein einzelner Hügel am Plateaurand und ein einzelner Kurgan nahe der Siedlungsfläche am Ausgang der Balka. Auch im direkten Umfeld der zwei anderen Siedlungsplätze gibt es Grabhügel.

Nach Lage, Form und Anordnung der Kurgane ist folgende chronologische Einordnung möglich:

- das lineare Gräberfeld nördlich der Balka Landina wurde in der frühen Eisenzeit angelegt,
- die Gräber mit Tallage werden den benachbarten Siedlungen zugeordnet und datieren damit in die späte Bronzezeit,
- die einzelnen oder kleinen Gruppen von Kurganen auf dem Plateau wurden größtenteils in der Bronzezeit errichtet und zum Teil in späteren Epochen weiter genutzt.



## Kapitel 5

### Die stratigraphisch-sedimentologischen Verhältnisse im mittleren Sambektal

Die landschaftsgenetischen Untersuchungen im mittleren Sambektal basieren auf Bohrprofilen (Kap. 2.1.2), die aus verschiedenen Sedimentationsbereichen am Talgrund und an den Flanken des Sambektales stammen (Abb. 4-4, 5-1, Tafel 5). Sie dokumentieren die lithostratigraphischen Verhältnisse links- und rechtsseitig des Sambek.



Abb. 5-1: Lage der Bohrpunkte im Arbeitsgebiet (Kartengrundlage: Google Earth, Aufnahme vom 20.10.2013).

Fig. 5-1: Overview of drilling sites in the study area (map source: Google Earth, date 20-10-2013).

Im Folgenden werden die Ergebnisse der makroskopischen Profilaufnahme und der Laboranalytik vorgestellt. Unter ‚Generelle Ergebnisse‘ (Kap. 5.1) wird auf die Zusammenhänge und Zuverlässigkeit einzelner Parameter hingewiesen, sowie auf deren Relevanz für die Landschaftsrekonstruktion. Anschließend, in den Kapiteln 5.2 und 5.3, werden für jedes Profil die lithostratigraphischen Einheiten und deren physikalischen, chemischen und teilweise biologischen Eigenschaften dargelegt (Stratigraphie abhängige Eigenschaften). Parameter, die sich stratigraphisch unabhängig verhalten, sind gesondert aufgeführt. Die Ergebnisse der Radiokohlenstoffdatierung werden am Ende, in Kapitel 5.4 vorgestellt.



Tafel 5: Lage der Bohrpunkte im Arbeitsgebiet.

Plate 5: Location of drilling sites of this study.

(1) alluvial fan with Profiles TAG5/6/7, (2) Profile TAG6, (3) view over the Sambek floodplain to the slope toe of the left valley side, (4) Profile TAG4 in an old branch of the Sambek river, (5) burial mound with profile TAG11, (6) alluvial fan with profile TAG8 at the right side of the Balka Buzikova, (7) alluvial fan with profile TAG9 at the right side of the Balka Buzikova

Die Tiefenangaben im Text und in den Profilzeichnungen entsprechen den korrigierten Tiefen nach der Interpolation der Kernlücken, welche durch Komprimierung während des Bohrens entstanden sind (Kap. 2.3).

## 5.1 Generelle Ergebnisse

Unabhängig von den Untersuchungsstandorten gelten für alle Kernprofile folgende allgemeine Erkenntnisse und Zusammenhänge hinsichtlich der physikalischen und chemischen Sedimentmerkmale.

### Sedimenthelligkeit

Die Helligkeitswerte  $L^*$  korrelieren negativ mit dem organischen Kohlenstoffgehalt ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ ) zwischen -0,8 und -0,9 (Tab. A1-1). Mit zunehmendem TOC-Gehalt nimmt die Helligkeit der Ablagerungen ab. Die Helligkeitsganglinie kann demnach zur Kontrolle und als Parameter für die relative Änderung des Gehalts an organischen Kohlenstoff genutzt werden. Zu berücksichtigen ist die aufhellende Wirkung von Calciumcarbonat. Bei 5 von 9 Profilen korreliert er positiv mit der Helligkeit zwischen 0,7 und 0,8 (Tab. A1-1). Bei diesen Profilen gilt, je heller der Farbwert, desto größer ist der Carbonatgehalt der Probe.

Basierend auf dem Zusammenhang zwischen Helligkeit und Kohlenstoffgehalt, lassen sich über den Helligkeitsverlauf durch Vergleich von Kurventrends und Peaks stratigraphische Einheiten abgrenzen und korrelieren. Im terrestrischen Bereich werden die Wechsel von gelben bzw. gelbbraunen Sediment mit höheren  $\text{CaCO}_3$ -Werten ( $L^*$  größer 50) zum auflagernden braunen Material ( $L^*$  kleiner 50) mit höheren  $\text{TOC}_{\text{reg}}$ -Werten gut wiedergegeben.

Die grobe Gliederung der Bohrprofile über die Werte der Sedimenthelligkeit  $L^*$  in dunklere und hellere Abschnitte wird durch die Farbansprache mit der Munsell Farbskala bestätigt.

### pH-Wert

Die Messwerte schwanken zwischen pH 6,9 und 8,9. Sie liegen somit im neutralen bis mäßig alkalischen Bereich. Unter Berücksichtigung der Messgenauigkeit des pH-Testers von  $\pm 0,1$  pH und der Einstufung der pH-Werte nach Ad-hoc-AG Boden (2005) sind minimale Schwankungen innerhalb der pH-Bereiche vernachlässigbar.

### Elektrische Leitfähigkeit / Salzgehalt

Aus den Messwerten der elektrischen Leitfähigkeit wurde für alle Kernprofile der Salzgehalt berechnet (Kap. 2.2.3). Die Mehrheit der Profile hat einen Salzgehalt von kleiner  $1 \text{ g l}^{-1}$ . In den Sedimenten der Kerne TAG4/9/11 wurde ein Gehalt von größer  $1 \text{ g l}^{-1}$  ermittelt.

### Magnetische Suszeptibilität

Die Werte der magnetischen Suszeptibilität (MS) liegen im Bereich  $0-74 \cdot 10^{-5}$  SI. Nach der Klassifizierung von Dearing (1994) reicht das magnetische Verhalten der Sedimente von paramagnetisch ( $0-15/20 \cdot 10^{-5}$  SI) über antiferromagnetisch ( $15/20-< 30$  SI) hin zu ferrimagnetisch ( $\geq 30 \cdot 10^{-5}$  SI). Generell korreliert eine starke magnetische Suszeptibilität mit hohen organischen Kohlenstoffwerten und niedrigen Helligkeitswerten.

### Chemische Zusammensetzung

Die Bewertung der Elementkonzentrationen in den Sedimenten erfolgt über den Vergleich mit den geogenen Hintergrundwerteb. Hierfür wird das anstehende Material als Referenz herangezogen (Tab. 5-2, Tab. A2-5).

Für die Feinsedimente der Kernprofile wird vor allem die chemische Zusammensetzung der regionalen Lössablagerungen als bedeutend angesehen. Es liegen drei Lössproben aus einer Löss-Boden-Sequenz vor, die an der Steilküste der Mius-Halbinsel, bei Novo-Zolotovka aufgeschlossen ist (34 km südwestlich des Arbeitsgebietes, Abb. 5-2). Nach den Untersuchungen von Velichko et al. (2012) an der Nordküste der Taganrog Bucht stammt die unterste Lössprobe N-4 aus dem Dnieper Glazial (Saale Glazial), dem späten Mittelpleistozän. Die Probe wurde unterhalb des deutlich ausgebildeten Mezin Boden-Komplexes des Mikulino Interglazials (MIS5e, Eem Interglazial, 135–117 ka BP) genommen. Aus einer Zwischenlage dieses Boden-Komplexes stammt die mittlere Lössprobe N-2. Die oberste und jüngste Probe N-1 entspricht der Lössablagerung des Frühen Valdaj Glazials (Weichsel Glazial). Das beprobte Lösspaket wird vom Bryansk Paläoboden (31–25 ka BP) (Tesakov et al. 2010) bedeckt, welcher sich im Dunaevo Interstadial (MIS3, 60–23 ka BP) bildete.

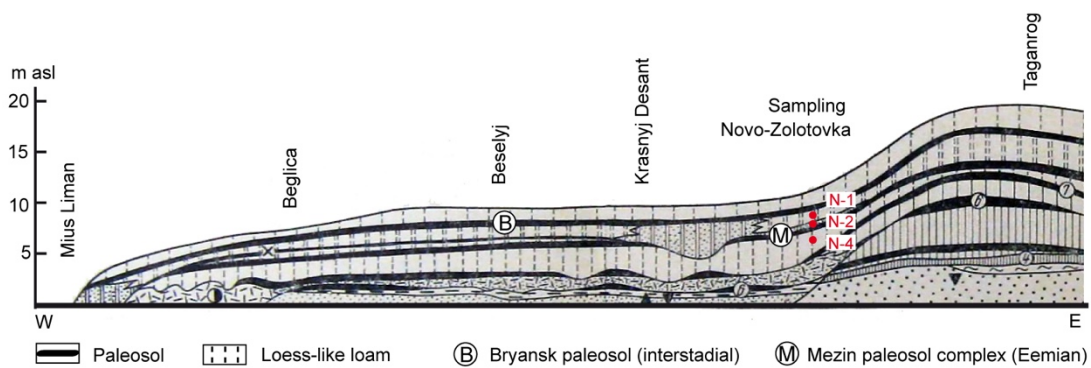


Abb. 5-2: Skizze der Löss-Boden-Sequenz, aufgeschlossen an der Steilküste bei Novo-Zolotovka / Mius-Halbinsel (verändert nach Lebedeva 1972), mit Markierung der Entnahmestellen der Referenzproben.

Fig. 5-2: Schematic illustration of the loess-soil sequence at the cliff near Novo-Zolotovka / Mius peninsula (modified after Lebedeva 1972). Sampled depths are highlighted.

Die Elementkonzentrationen der Schwemmfächerprofile TAG3/7 liegen mit Ausnahme einzelner Elemente oberhalb der geogenen Hintergrundwerte der Referenzmaterialien, insbesondere der

Lössproben N-2 und N-4 (Tab. A2-2, A2-4, A2-5). Konzentrationen über dem Referenzniveau weisen auf eine chemische Veränderung der Ablagerungen hin, die postsedimentär erfolgt sein muss.

Der CVI-Index und das K/Na-Verhältnis zur Charakterisierung der chemischen Verwitterung zeigen Veränderungen in einer Spannweite zwischen 6 und 11 an. Der CVI-Index bewegt sich in beiden Schwemmfächerprofilen ausgeglichen in einem fast identischen Wertebereich zwischen 21 und 28 und oberhalb der Werte der drei Lössproben (Abb. A2-2). Nach dem CVI-Index liegt eine höhere Verwitterung gegenüber den Lössablagerungen vor.

Das K/Na-Verhältnis zeigt größere Schwankungen und Unterschiede zwischen den Schwemmfächerprofilen (Abb. A2-1). Nur das Profil TAG7 weist zum Teil Verwitterungsgrade auf, die oberhalb der Referenzwerte liegen.

Die chemische Zusammensetzung des Auenprofils entspricht den geogenen Verhältnissen der Lössprobe N-1. Die Index-Werte unterscheiden sich deutlich von den Schwemmfächerprofilen. Eine chemische Verwitterung ist über die Indizes nicht ableitbar, da die Werte im Bereich der Lössprobe N-1 liegen.

### **Mineralogische Zusammensetzung**

Die mineralogische Hauptkomponente in dem Auenprofil TAG4 und in den Schwemmfächerstandorten TAG3/7 bilden hauptsächlich Quarze. Die Sedimente enthalten außerdem Calcit und wenig bis in Spuren Feldspäte und Blödit. In Spuren konnten Glimmer, Hornblende, Gips und Chloride nachgewiesen werden. Im Vergleich der Standorte gibt es nur geringfügige Unterschiede hinsichtlich der Mengenanteile von Calcit, alle anderen Minerale zeigen keine mengenmäßigen Veränderungen (Tab. A2-6).

### **Stratigraphisches Verhalten der Sedimenteigenschaften**

Auf Grundlage der ermittelten physikalischen, chemischen und gegebenenfalls biologischen Eigenschaften der Sedimente konnten für jedes Kernprofil lithostratigraphische Einheiten abgegrenzt werden. Die gemessenen Laborkennwerte verhalten sich abhängig oder unabhängig zur Stratigraphie (Tab. 5-1). Stratigraphie abhängige Parameter sind bei allen Profilen der organische Kohlenstoffgehalt sowie überwiegend die magnetische Suszeptibilität und die Helligkeit der Sedimente. Schichtübergreifende Parameter wie sekundäre Kalk- und Gipsausfällungen oder verfüllte Röhren und Gänge weisen auf postsedimentäre Prozesse hin.



## 5.2 Die Sedimente linksseitig des Sambek

Der linksseitige Talgrundverlauf weist drei Akkumulationsräume auf, die punktuell beprobt und analysiert wurden (Abb. 5-3, Tafel 5):

- den Talboden mit dem gegenwärtigen Überschwemmungsbereich des Sambek (TAG4),
- den in die Aue hineinreichende Hangfußbereich des östlichen Talgehänges (TAG1/2), mit prähistorischen Siedlungsspuren,
- die Schwemmfächeraufschüttung am Ausgang des Trockentales Balka Landina, am Übergang zur Hangfußfläche (TAG3).

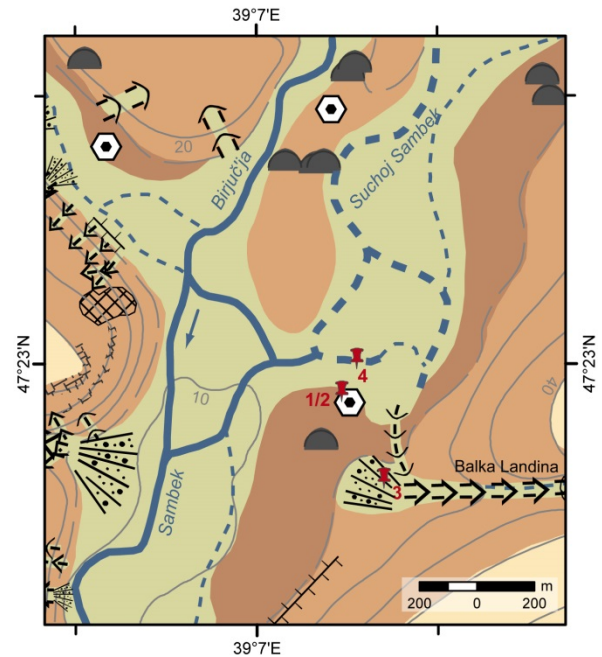


Abb. 5-3: Die Bohrpunkte linksseitig des Sambek (Legende siehe Abb. 4-6).

Fig. 5-3: Coring sites left of the Sambek river (legend see Fig. 4-6).

### 5.2.1 Hangfußbereich

#### Profile TAG1 und TAG2

##### Lage

Die Kernbohrung TAG1 (Abb. A5-1) mit einer Teufe von 5 m wurde auf einer vermeintlichen Siedlungsfläche im Hangfußbereich des östlichen Talgehänges niedergebracht (Abb. 5-3). Das Grundwasser stand zur Zeit der Bohrung in 3 m Tiefe.

Im Bereich der Bohrstelle ist der Unterhang zu einer Hangschleppe verflacht und geht allmählich in die Talaue über. Die Fläche ist schwach konvex gewölbt und fällt zur Talflanke hin leicht ab. Hier, zwischen Hangschleppe und Hang, hat sich die Abflussbahn der nahe gelegenen Balka Landina eingetieft, um in den Sambek zu entwässern. Der Schwemmfächer der Balka ist am Talausgang, südlich der Siedlungsfläche gelegen.

Die Fläche im Bereich der Bohrung TAG1 war laut Lesefunden in der Bronzezeit und im Mittelalter besiedelt. Ob es sich um einen permanenten Siedlungsplatz oder um einen saisonalen Lagerplatz handelte kann anhand der Funde nicht geklärt werden. Wenige Meter südlich der Siedlungsfläche zeichnet sich schwach von der Geländeoberfläche ein Grabhügel ab, der in die Bronzezeit datiert (Kap. 4.3.3).

Aufgrund einer Kernlücke von 0,6 m im zweiten Bohrmeter wurde als Ergänzung die Bohrung TAG2, drei Meter weiter westlich abgeteuft (Abb. 5-3).

### Lithostratigraphie

Das Hauptprofil TAG1 (Abb. 5-4a) zeigt eine deutliche Zweiteilung. Das Liegende (Einheiten 1–5) besteht aus gelbbraunen Tonschluffschichten. Die Matrix ist homogen, klastenfrei, carbonatreich und feucht. Das Hangende (Einheiten 6/7) zeigt durchwurzelt, dunkelbraun bis dunkelgraubraune feinkörnige Ablagerungen mit schwachen Kalkausfällungen unterhalb von 0,5 m u. GOF. Im Liegenden ist die Matrix deutlich schluffiger, heller und weniger verdichtet als im Hangenden.

Bedingt durch das Schlagbohren wurde das Kernprofil im zweiten Bohrmeter so stark komprimiert, dass eine Lücke von 0,6 m entstand. Das gestauchte Material (Einheit 6) lässt zum Liegenden hin einen Übergangsbereich (Einheit 5) erkennen, der sich scharf und gerade vom Untergrund abgrenzt. Die Schicht ist deutlich toniger als das darüberliegenden Material, von dunkelgraubrauner bis gelbbrauner Farbe und zeigt glatte Bruchflächen.

Das ergänzende Profil TAG2 (Abb. A5-2) entspricht hinsichtlich der Lithostratigraphie und der Laborwerte im Wesentlichen dem Hauptprofil. Wie in TAG1 enthält es im zweiten Bohrmeter eine ähnlich große Kernlücke. Abweichungen bestehen im Hangenden. Im obersten Meter gibt es zwei geringmächtige Lagen (Einheiten 4/5), die sich von ihrer Konsistenz, Bodenart und Farbe vom restlichen Material im Hangenden unterscheiden. Der Übergangsbereich (Einheit 2) zum Liegenden (Einheit 1) ist deutlicher ausgeprägt als in Profil TAG1. Er ist fleckiger und durchmischer; nach oben (Einheiten 3–6) grenzt er sich durch eine sehr dunkelgraue, homogene Schicht ab.

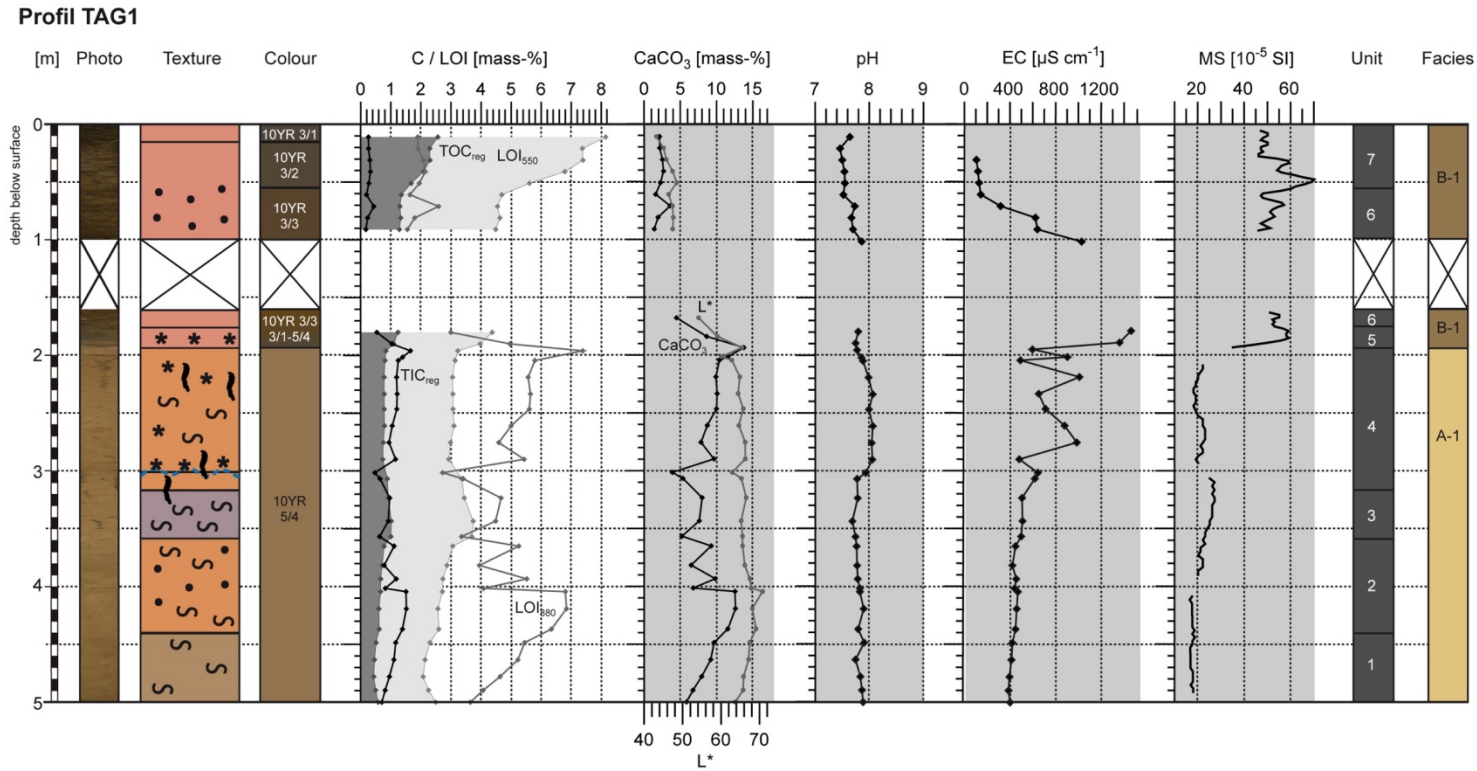
### Stratigraphie abhängige Eigenschaften

Der **organische Kohlenstoffgehalt** ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ ) ist maximal (2,6 Masse-%) nahe der Geländeoberfläche (Einheit 7). Darunter, in den weiteren dunkelfarbigten Einheiten (Einheiten 5/6) ist er konstant bei 1,3 Masse-% ( $n = 4$ , Std. = 0,16). Die gelbbraune, schluffige Matrix im Liegenden hat gleichbleibend niedrige  $\text{TOC}_{\text{reg}}$ -Werte von  $< 0,9$  Masse-%, mit abnehmender Tendenz zur Basis hin. Leicht höhere Werte zeigt die tonige Matrix in Einheit 3.

Die  $\kappa$ -Werte der **magnetischen Suszeptibilität** liegen zwischen  $18 \cdot 10^{-5}$  und  $70 \cdot 10^{-5}$  SI. Der obere dunkle Profilabschnitt (Einheiten 6/7) weist mit Werten zwischen  $46 \cdot 10^{-5}$  und  $70 \cdot 10^{-5}$  SI eine deutlich höhere Magnetisierbarkeit auf (ferrigmagnetisch) als die Sedimente darunter (Einheiten 1–4). Die Höchstwerte liegen nahe der Oberfläche (Einheit 7). Am Übergang zum Liegenden nehmen die Werte steil ab und schwanken in den Einheiten 1 bis 4 im antiferromagnetischen Bereich um den Mittelwert  $22 \cdot 10^{-5}$  SI ( $n = 83$ , Std. = 2,6). Ab 4 m u. GOF ist die Magnetisierbarkeit konstant niedrig bei  $17 \cdot 10^{-5}$  SI.

Die Ganglinie der **Helligkeit** spiegelt die grobe Zweiteilung des Profils wieder. Die Werte korrelieren negativ mit dem organischen Kohlenstoffgehalt ( $r = -0,9$ ,  $n = 34$ ). Die geringste Lichtreflexion und damit die dunkelsten Farbwerte zeigen die oberflächennahen Proben mit maximalem  $\text{TOC}_{\text{reg}}$ -Gehalt. Die Einheiten im Hangenden ( $L^* = 43\text{--}49$ ) sind deutlich dunkler als die Sedimente im Liegenden ( $L^* = 60\text{--}71$ ).

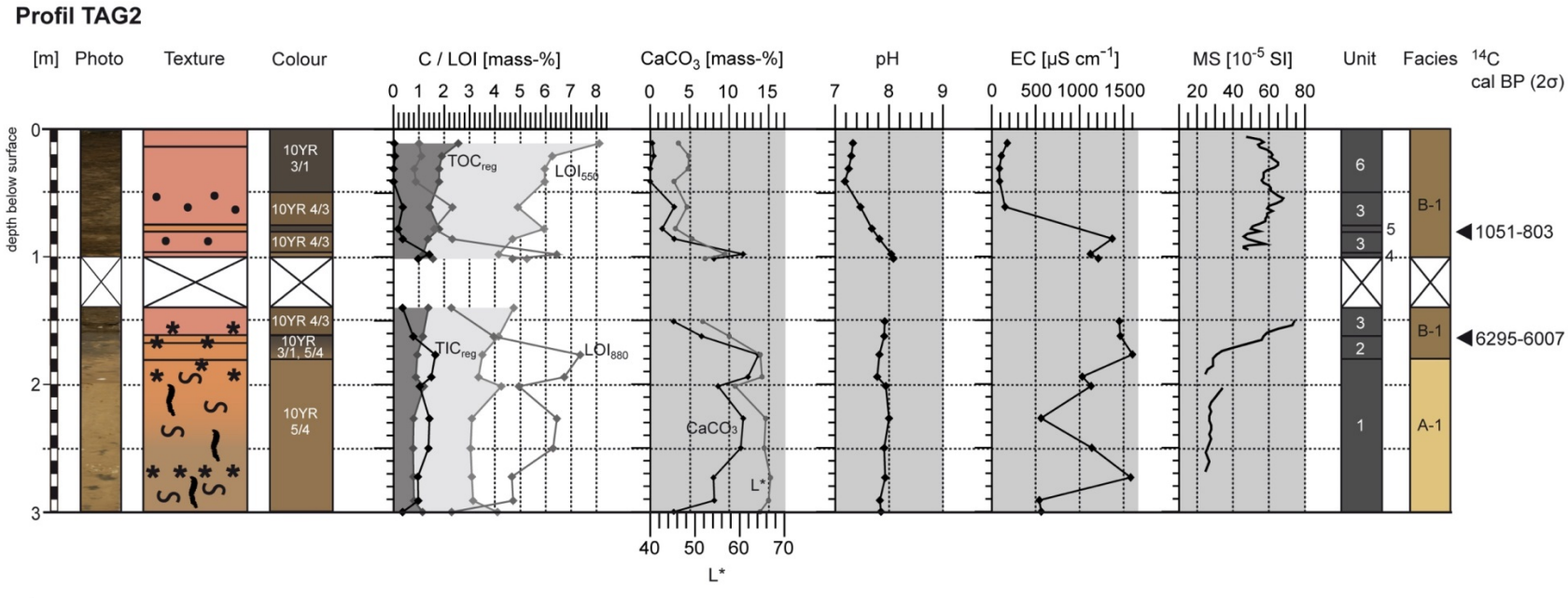




**Legend**

<b>Texture</b>		<b>Constituent</b>		<b>Facies categories</b>		
Sand	Loam silt	Debris	Sand	Loess sediments (A-1/2)	Channel deposits (C-1)	Reworked solum, rich in humus (D-1)
Loam sand	Clay silt	Loss of sediment	Debris	Solum (B-1/2/4)	Oxbow / palustrine (C-2/6)	Reworked solum, rich in debris (D-2)
Sand loam	Silt clay	Groundwater level	Charcoal	Solum, anthropogenic (B-3)	Overbank fine deposits (C-3/4)	Colluvial deposits (D-3/4)
Loam	Loam clay		Macro rests		Overbank coarse deposits (C-5)	Debris (D-5)
Clay loam	Clay		Mollusc			
			Shell debris			
			Carbonate precipitation			
			Gypsum precipitation			
			Iron and / or manganese			
			Root cast			

Abb. 5-4a: Stratigraphische Merkmale des Profils TAG1.  
 Fig. 5-4a: Stratigraphical features of sediment profile TAG1.



### Legend

#### Texture


#### Constituent


#### Facies categories


Abb. 5-4b: Stratigraphische Merkmale des Profils TAG2.  
 Fig. 5-4b: Stratigraphical features of sediment profile TAG2.

### Stratigraphie unabhängige Eigenschaften

Die Sedimente im Liegenden weisen verstreut Mangankonkretionen auf. Sekundäre Kalkausfällungen (Flecken, Schlieren) sind im Liegenden in 4,4–3,6 m u. GOF und oberflächennah in 1–0,5 m u. GOF zu finden. Gipsausscheidungen (Gipsdrusen) konzentrieren sich in 2 und 3 m Tiefe. Die Dichte der Gipskonkretionen nimmt vom Liegenden zum Hangenden hin ab. Schwarze vertikale Schlieren durchziehen unregelmäßig die Sedimente in Einheit 4 und teilweise in Einheit 3.

Der **anorganische Kohlenstoffgehalt** ( $TIC_{reg}$ ) ist in der dunkelfarbigem Matrix sehr gering. Die  $TIC_{reg}$ -Werte sind stabil bei 0,3 Masse-% ( $n = 10$ , Std. = 0,07). Erst im Übergang zum Liegenden nehmen sie gegen 1 Masse-% zu und sind anschließend konstant bei 1,2 Masse-% ( $n = 8$ , Std. = 0,1) im Bereich der sekundären Gipsanreicherungen. Unterhalb des Grundwasserspiegels in 3 m Tiefe, im Bereich der Kalkausscheidungen schwankt der anorganische Kohlenstoffgehalt um die 0,8 Masse-% ( $n = 9$ , Std. = 0,2). Ab 4 m u. GOF nimmt der Gehalt stetig von 1,5 auf 0,7 Masse-% ab.

Der berechnete **Calciumcarbonatgehalt** liegt im Bereich von 1,4–13,8 Masse-%. Die Sedimente sind überwiegend carbonathaltig und teilweise carbonatreich. Die oberen Einheiten (5–7) sind carbonatarm bis schwach carbonathaltig mit einem mittleren Gehalt von 2,3 Masse-% ( $n = 9$ , Std. = 0,6). Von der Geländeoberfläche bis in 4 m Tiefe schwanken die Werte zwischen 3,9 und 13,8 Masse-%. Im untersten Profilmeter nimmt der Carbonatgehalt kontinuierlich von 12,5 auf 5,9 Masse-% ab.

Der **pH-Wert** ist über das gesamte Profil stabil. Mit Werten zwischen 7,5 und 8 liegt er im sehr schwach bis schwach alkalischen Bereich.

Die **elektrische Leitfähigkeit** hat eine Spannweite von  $1369 \mu\text{S cm}^{-1}$ . Die Werte sind mit durchschnittlich  $125 \mu\text{S cm}^{-1}$  ( $n = 4$ , Std. = 14) am niedrigsten nahe der Geländeoberfläche, oberhalb der Kalkausscheidungen. Bis zur Übergangsschicht (Einheit 5) nimmt die Leitfähigkeit mit der Tiefe zu und erreicht ihr Maximum von  $1475 \mu\text{S cm}^{-1}$  im Bereich der Gipskonzentrationen. Bis zum Grundwasserspiegel schwankt die Leitfähigkeit zwischen 496 und  $1022 \mu\text{S cm}^{-1}$ . Im Bereich des Grundwassers sind die Werte stabil und nehmen mit der Tiefe allmählich ab auf ca.  $400 \mu\text{S cm}^{-1}$ .

## 5.2.2 Schwemmfächerschüttung

### Profil TAG3

#### Lage

Nahe der Siedlungsfläche, in der die Profile TAG1/2 erbohrt wurden, schneidet das Trockental Balka Landina (Kap. 4.2.2) die schwach geneigte Ostflanke des Sambektales. Am Ausgang des Tales, südlich der Siedlungsfläche, ist ein Schwemmfächer aufgeschüttet, der durch das 5 m mächtige Kernprofil TAG3 (Abb. A5-3) charakterisiert wird. Die Bohrung wurde im proximalen Bereich des Akkumulationskörpers abgeteuft (Abb. 5-3).

## Lithostratigraphie

Das Schwemmfächerprofil zeigt eine Zweiteilung in einen matrixgestützten, homogenen Bereich im Liegenden (Einheit 1) und in einen überwiegend heterogenen, abschnittsweise klastengestützten Bereich im Hangenden (Einheiten 2–6, Abb. 5-5).

Das Liegende besteht aus einem braunen bis gelbbraunen Tonlehm, der zur Basis sandiger wird. Die Matrix ist feucht, kalkfrei und durchsetzt mit kalkigem Feindetritus, feinem Schalenbruch und Holzkohleflittern.

In 3 m u. GOF grenzt eine kompakte, klastengestützte, unsortierte Grusschicht das Hangende scharf vom Liegenden ab (Einheit 2). Das Hangende wird in der unteren Hälfte (Einheiten 2–4) von einem dunkelgrau-braunen Tonlehm gebildet, der heterogen mit Fein- und Mittelgrus durchsetzt ist und an der Basis einzelne Schneckengehäuse enthält (Einheit 3).

Die obere Hälfte des Hangenden (Einheiten 5/6) ist bestimmt von einer Abfolge von sehr graubraunem Feinmaterialsichten und unterschiedlich mächtigen Steinlagen. Die mächtigste Steinlage findet sich in Einheit 5 zwischen 1,45–1,2 m. Im obersten Profilmeter sind 3 bis 7 cm mächtige Grobdetrituslagen aus kalkigen Fein- bis Mittelgrus in fast gleichmäßigen Abstand abgelagert (Einheit 6). Die Feinmatrix ist in sich homogen und vorwiegend schluffig-tonig. Mit der Tiefe wird sie lehmiger und abschnittsweise sandiger.

## Stratigraphie abhängige Eigenschaften

Der **organische Kohlenstoffgehalt** ( $TOC_{reg}$ ) ist maximal im obersten Meter (Einheit 6), wo er relativ konstant Werte größer 2 Masse-% erreicht. Ein zweites kleineres Maximum besteht in Einheit 4 ( $TOC_{reg} > 1,5$  Masse-%). Darunter, bis zur Gruslage in 3 m u. GOF nehmen die Werte mit der Tiefe kontinuierlich ab auf weniger als 1 Masse-%. Im Liegenden ist der Gehalt an organischem Kohlenstoff konstant kleiner als 1 Masse-% mit leicht erhöhten Werten in den Sedimentabschnitten mit Holzkohleflittern und schwarzen Schlieren.

Der **anorganische Kohlenstoffgehalt** ( $TIC_{reg}$ ) verhält sich im Hangenden entgegengesetzt zum organischen Kohlenstoffgehalt. In den detritusfreien Abschnitten sind die Werte relativ konstant unter 1 Masse-%. Höhere Gehalte ( $> 1$  Masse-%, max. 6,9 Masse-%) liegen dort vor, wo Detritus enthalten ist bzw. Detritus die Matrix dominiert. Im Liegenden (Einheit 1) ist der anorganische Kohlenstoff beständig gering bei 0,9 Masse-% ( $n = 13$ , Std. = 0,2).

Der berechnete **Calciumcarbonatgehalt** liegt zwischen 3 und 57 Masse-%. Die Sedimente im Hangenden werden mit der Tiefe tendenziell carbonathaltiger. Extremwerte von  $> 20$  Masse-% finden sich in der Profilmittle (Einheiten 2/3). Sie zeigen die Kalksteinklasten bzw. den kalkigen Grus in der Matrix an. Das Liegende (Einheit 1) ist carbonathaltig. Die Werte schwanken um die 7 Masse-% ( $n = 12$ , Std. = 2).

Die **Helligkeitswerte** liegen im Bereich 41–61. Die dunkelsten Farbwerte ( $< 50$ ) weisen die Einheiten 5 und 6 im Hangenden auf. Unterhalb der mächtigen Steinlage nimmt die Helligkeit zur Basis tendenziell zu. In den Einheiten 3 und 4 liegen die Werte zwischen 50–55, in Einheit 1 im Mittel bei 59 ( $n = 14$ , Std. = 2).

Die **Magnetische Suszeptibilität** bewegt sich im Wertebereich  $14\text{--}63 \cdot 10^{-5}$  SI. Bis 1,6 m u. GOF (Einheiten 5/6) schwanken die Werte mit den abwechselnden Sedimentschichten. Die Magnetisierbarkeit der Feinmatrix ist größer  $40 \cdot 10^{-5}$  SI und damit ferromagnetisch. Die Werte der klastengestützten Lagen reichen hingegen in den paramagnetischen Bereich, sie liegen unter  $20 \cdot 10^{-5}$  SI. In der homogenen Feinmatrix in Einheit 4 werden die höchsten Werte im Profil erreicht ( $50\text{--}63 \cdot 10^{-5}$  SI). In den Ablagerungen darunter ist die magnetische Suszeptibilität etwas geringer aber stabil, und im Liegenden leicht abnehmend zur Basis hin.

### Stratigraphie unabhängige Eigenschaften

Die Sedimente im Liegenden sind von schwarzen vertikalen Schlieren durchzogen, die zur Basis hin kräftiger ausgebildet sind. Im untersten Kernmeter treten sekundäre Kalke, zum Teil in Form von Lösskindeln, auf, sowie Mangankonkretionen und vereinzelt Rostflecken. Zwischen 2,5–1,6 m u. GOF ist Kalk entlang von feinen Poren angereichert (Pseudomycelien).

Der **pH-Wert** liegt stabil zwischen 7,5–8 und ist damit sehr schwach bis schwach alkalisch.

Die **elektrische Leitfähigkeit** bewegt sich im Wertebereich  $110\text{--}980 \mu\text{S cm}^{-1}$ . Im Liegenden (Einheit 1) beträgt sie konstant  $431 \mu\text{S cm}^{-1}$  ( $n = 14$ , Std. = 23,4). Im Hangenden schwankt die Leitfähigkeit in Einheit 3 um die  $644 \mu\text{S cm}^{-1}$  ( $n = 6$ , Std. = 168) und nimmt ab 2 m u. GOF (Einheiten 4–6) beständig zur Oberfläche hin ab. In den oberen Zentimetern ist die elektrische Leitfähigkeit minimal.

Die **chemischen Elementgehalte** der Sedimente (Tab. A2-2) zeigen Konzentrationen der Hauptelemente Magnesium, Schwefel und Strontium im Bereich der geogenen Hintergrundwerte, alle sonstigen Konzentrationen liegen oberhalb der Grundgehalte und sind demnach chemisch verändert. Als Referenzen dienen die Werte für Kalkgestein nach Turekian & Wedepohl (1961), sowie die Elementkonzentrationen der Gesteinsklasten in den Kernprofilen und der Lössablagerungen im Umland (Kap. 5.1, Tab. 5-2, Tab. A2-2, Tab. A2-5).

Die **Indizes K/Na** und **chemische Verwitterung** (CVI) deuten schwach, mit leicht erhöhten Werten in den oberflächennahen Ablagerungen (Einheit 6), auf eine Zone chemischer Umsetzung von Mineralen hin. In den darunterliegenden lithostratigraphischen Einheiten 1–5 sind die Indizes stabil. Das K/Na-Verhältnis liegt im geogenen Bereich der Lössprobe N-1 und schwankt minimal um 7,9 ( $n = 16$ , Std. = 1). Oberflächennah liegen die Werte nur minimal über den Referenzwerten der Lössproben. Der CVI-Index zeigt insgesamt höhere Werte im Vergleich zu den Referenzmaterialien. Es ist beständig bei durchschnittlich 24,8 ( $n = 16$ , Std. = 1,7) in den unteren Einheiten und leicht erhöht um 0,5 bis 3,6 in den oberen 0,9 Metern.

Hinsichtlich der **mineralogischen Zusammensetzung** liegen nur Stichproben aus dem Profil vor. Die wenigen Proben sind nicht geeignet, um mineralogische Einheiten auszuweisen. Die geschätzten Mengen zeigen keine Änderung der mineralogischen Zusammensetzung mit der Tiefe (Tab. 5-3).

Tab. 5-2: Index-Werte der chemischen Verwitterung für die Referenzmaterialien und die Sedimentprofile TAG3/4/7

Tab. 5-2: Index values of chemical weathering for the reference material and the sediment profiles TAG3/4/7

	K/Na-Index	CV-Index
<b>Reference material:</b>		
Sedimentary rocks – carbonates*	6.8	1.05
Loess N-1	13.4	22.5
Loess N-2	6.7	17.9
Loess N-4	2.2	17.8
Lime stone TAG3	5	12.4
Lime stone TAG5	5.7	23.0
Lime stone TAG6	5.7	22.4
<b>Sediment samples TAG3,</b> mean value	8.8 (n = 22, Std. = 2.3)	25.2 (n = 22, Std. = 1.7)
<b>Sediment samples TAG4,</b> mean value	2.6 (n = 40, Std. = 0.6)	19.7 (n = 40, Std. = 2)
<b>Sediment samples TAG7,</b> mean value	14 (n = 17, Std. = 2)	23.7 (n = 17, Std. = 1.9)

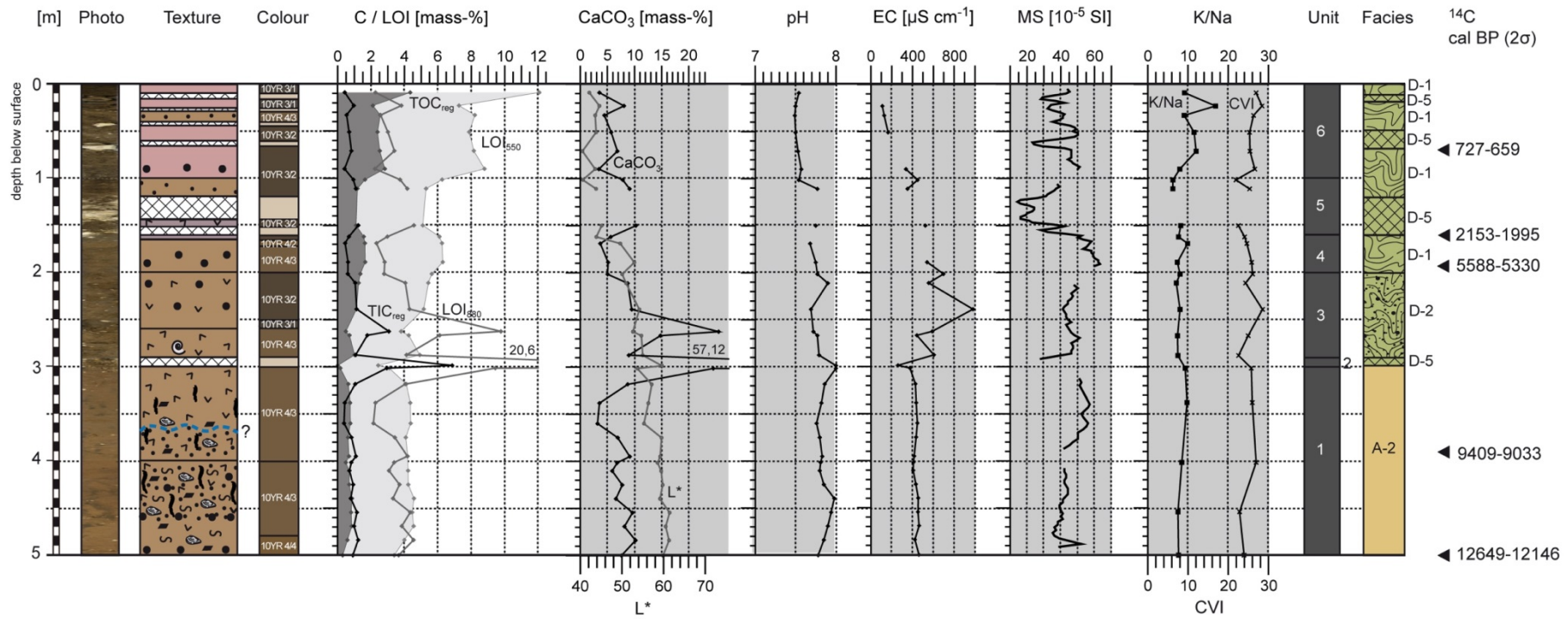
\*from Turekian &amp; Wedepohl (1961)

Tab. 5-3: Mineralogische Zusammensetzung der Schwemmfächersedimente des Profils TAG3 (Röntgendiffraktogramm siehe Abb. A2-3, Messwerte und Klassifizierung der Mineralgehalte siehe Tab. A2-6, A2-7)

Tab. 5-3: Mineralogical composition of sediments from the alluvial fan profile TAG3 (X-ray diffractogram see Fig. A2-3, data and classification of mineral content see Tab. A2-6, A2-7)

Depth [m]	Quartz	Calcite	Plagio-klas	Kali-Feldspar	Bloedite	Mica	Hornblende	Chlorite
0.71	++++	+	+	(+)	+	(+)	(+)	(+)
1.49	+++++	++	+	(+)	+	(+)	(+)	(+)
2.39	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
3.01	+++++	+++	+	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)
4.54	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)

**Profil TAG3**



**Legend**

*Texture*

	Sand		Loam silt		Debris
	Loam sand		Clay silt		Loss of sediment
	Sand loam		Silt clay		Groundwater level
	Loam		Loam clay		
	Clay loam		Clay		

*Constituent*

	Sand		Shell debris
	Debris		Carbonate precipitation
	Charcoal		Gypsum precipitation
	Macro rests		Iron and / or manganese
	Mollusc		Root cast

*Facies categories*

	Loess sediments (A-1/2)		Channel deposits (C-1)		Reworked solum, rich in humus (D-1)
	Solum (B-1/2/4)		Oxbow / palustrine (C-2/6)		Reworked solum, rich in debris (D-2)
	Solum, anthropogenic (B-3)		Overbank fine deposits (C-3/4)		Colluvial deposits (D-3/4)
			Overbank coarse deposits (C-5)		Debris (D-5)

Abb. 5-5: Stratigraphische Merkmale des Profils TAG3.

Fig. 5-5: Stratigraphical features of sediment profile TAG3.

### 5.2.3 Talboden

#### Profil TAG4

##### Lage

Etwa 40 m nördlich des Siedlungsplatzes und der Profile TAG1/2 beginnt die Aue, d. h. der aktuelle Überschwemmungsbereich des Sambek und zugleich tiefster Teil des Talbodens. Ein verlandeter Altarm des Sambek umgrenzt hier die Hangfußfläche mit den Profilen TAG1/2 (Abb. 5-3, Tafel 5). Die abgeschnürte Mäanderschlinge hat eine Rinnenbreite von ca. 20 m und ist im oberen Bereich noch mit dem Sambek verbunden und wassererfüllt. Der untere Teil ist trocken und verlandet und hebt sich weniger deutlich im Gelände hervor. In diesem trockenen Abschnitt der Flussschleife, ca. 200 m nördlich der Profile TAG1/2, wurde die Bohrung TAG4 bis 9 m u. GOF abgeteuft (Abb. A5-5). Zur Zeit der Bohrung lag der Grundwasserspiegel in 3 m Tiefe.

##### Lithostratigraphie

Das 9 m mächtige Profil ist charakterisiert durch eine Abfolge von überwiegend dunkelgrauen bis grauen, schluffig lehmigen Sedimentschichten (Abb. 5-9). Die Feinmatrix ist klastenfrei und reich an Makroresten. Die Sedimente im Grundwasserbereich, unterhalb von 3 m u. GOF, enthalten durchgehend Schalenbruch von Mollusken in unterschiedlicher Größe und Erhaltung.

Die Basis des Profils (Einheit 1) bildet ein 0,6 m mächtiges Tonpaket, in dem feine Sandbänder und dicht gelagerte, gut erhaltene Pflanzenreste horizontal zwischengeschichtet sind. Darüber wechseln sich grobsandige Schichten mit organikreichen tonig-lehmigen Lagen ab (Einheiten 2-6). Die Sande enthalten viel groben und feinen Schalenbruch; die tonigen Sedimente sind reich an Pflanzenkohlepartikeln.

In 6,71 m u. GOF erfolgt ein deutlicher Sedimentwechsel. Es folgt zunächst eine fast 2 m mächtige, homogene Schicht aus unsortiertem sandigem Lehm, durchsetzt mit feinem bis groben Schalenbruch (Einheit 7). Diese wird überlagert von einer ebenso mächtigen, homogenen schluffigen Lehmschicht, die bis zum Grundwasserspiegel in 3 m u. GOF reicht (Einheit 8). Den Abschluss des Auenprofils (Einheiten 9–10) bildet ein homogener Lehmschluff, der in den oberen 2 m eine sehr dunkelgraue bis schwarze Farbe hat und mit Feinwurzeln durchzogen ist.



### Biostratigraphie

Die lithostratigraphischen Einheiten lassen sich zusätzlich biogen, durch den Gehalt an pflanzlichen und tierischen Resten charakterisieren. Die Sedimente führen in unterschiedlichem Maß pflanzliche Großreste, Pollen- und Sporenkörner, Mollusken und Ostrakoden.

In der tonigen Profilbasis in 9–8,4 m u. GOF (Einheit 1) ist eine Vielzahl an **pflanzlichen Großresten** konserviert (Tab. 5-4). Darunter finden sich Halme, Rhizome und Blattscheiden der Sumpfpflanzen Schilfrohr und Kalmus (*Acorus*) sowie Früchte des Großen Nixenkrauts (*Najas marina*), der Teichbinse (*Schoenoplectus* sp.), Segge (*Carex* sp.) und von Gänsefuß (*Chenopodium* sp.) und Melde (*Atriplex* sp.). Einzelne verkohlte Kern- bzw. Fruchthälften liegen vom Labkraut (*Galium* sp.) und von einem Steinobstgewächs (*Prunus*) vor. In den Stichproben überwiegen vor allem die Früchte des Nixenkrautes, einer Unterwasserpflanze.

Tab. 5-4: Pflanzliche Großreste in Profil TAG4

Tab. 5-4: Plant remains from profile TAG4

Sample ID	Depth [m]	Unit	Plant remains: fruits or seeds
P-1	7.13 – 7.17	5	- <i>Najas marina</i> : fruits
P-2	8.50	1	- <i>Prunus</i> : stone, well preserved, charred - Parts of stems, rhizome and leafs of <i>Phragmites</i> , <i>Acorus</i>
P-3	8.78 – 8.84	1	- <i>Najas marina</i> : fruit (7)* - <i>Galium</i> sp.: seed (1), charred - <i>Atriplex</i> sp.: fruit (5) - <i>Schoenoplectus lacustris</i> or <i>tabernaemontani</i> .: fruit (2) - <i>Carex</i> sp.: fruit (1) - <i>Chenopodium rubrum</i> or <i>glaucum</i> : fruit (1)
P-4	8.94 – 9.00	1	- <i>Najas marina</i> : fruit (4) - <i>Galium</i> sp.: seed (0.5), charred - <i>Schoenoplectus lacustris</i> or <i>tabernaemontani</i> .: fruit (2)

\*(n) number of individuals

Die Ergebnisse der **palynologischen Untersuchungen** geben Pollenspektren für die Profilbasis in 8,92–8,48 m u. GOF (Einheit 1) wieder (Abb. 5-6). In den darüber liegenden Sedimenteinheiten war die Pollenführung und -erhaltung gering bis nicht vorhanden.

Die Pollenzusammensetzung wird von Kraut- und Graspollen xerophyter and mesophyter Arten dominiert. Die Haupttaxa sind *Artemisia* (Beifußgewächse), *Chenopodiaceae* (Gänsefußgewächse) und *Poaceae* (Süßgräser), die zusammen 60–89 % des Pollengehalts bilden. Daneben kommen noch kontinuierlich *Asteraceae* (Korbblütengewächse) und *Rubiaceae* (Rötegewächse) in den Spektren vor.

Der insgesamt höhere Pollenanteil von *Artemisia* im Vergleich zu *Chenopodiaceae* (A/C-Index) sowie der Ariditäts-Pollen-Index (A+C/P) kleiner 5 weisen auf feuchte Steppenbedingungen hin. Eine Ausnahme ist die unterste Pollenprobe mit einem minimalen *Poaceae*-Anteil und einem Ariditäts-Index größer 5 (Herzschuh 2007).

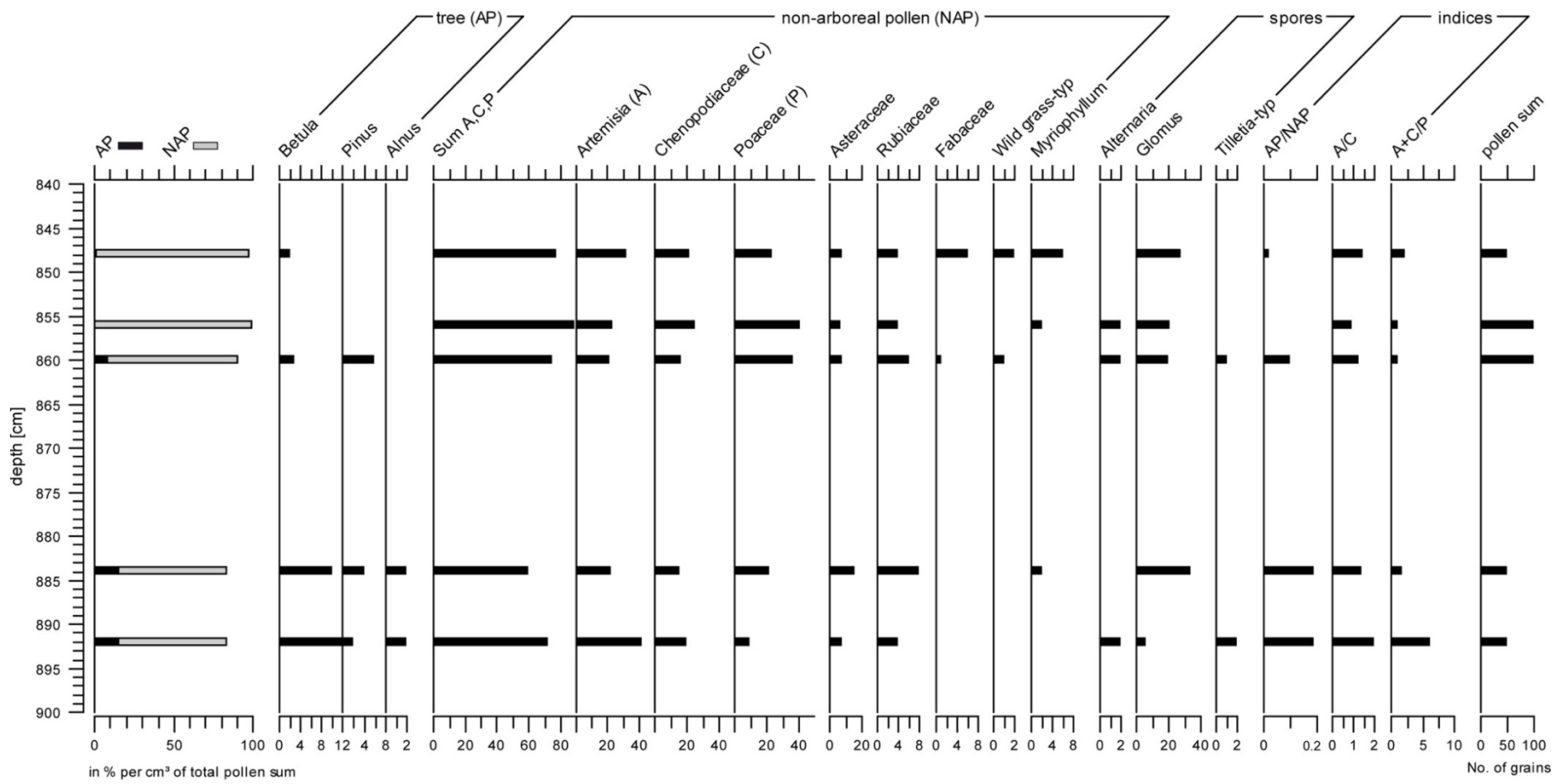


Abb. 5-6: Pollendiagramm der Profilbasis des Bohrkerns TAG4.

Fig. 5-6: Pollen diagram of the base of profile TAG4.

Die Baumpollen, vertreten durch *Betula* (Birke), *Pinus* (Kiefer) und Erle (*Alnus*), erreichen einen Anteil zwischen 2 und 16 %. Der AP/NAP Index von 0–0,19 liegt im Wertbereich der nicht bewaldeten Steppenzone (< 0,2) (Herzschuh, 2007).

Neben den terrestrischen Arten konnte in 3 von 5 Proben die Wasserpflanze *Myriophyllum* (Tausendblatt) nachgewiesen werden. Zusätzlich zu den Nichtbaumpollen sind die Pilzsporen von *Glomus* vertreten (14–21 %). Vereinzelt kommen Sporen von *Alternaria* und Brandpilz vor (*Tilletia*-Typ).

Die Pollenspektren der rezenten Vegetationsbedeckung (Abb. 5-7) zeigen ein vielfältigeres Bild als die fossilen Daten. In den Oberflächenproben der Standorte Aue (S-1, S-3) und Schwemmfächer (Profil TAG5, S-2) konnte eine größere Zahl an Pollentypen der Offenlandvegetation nachgewiesen werden. Die Trockenheitszeiger *Artemisia* und *Chenopodiaceae* dominieren den Pollengehalt mit einem Gesamtanteil von 49–73 %, wobei *Chenopodiaceae* deutlich überwiegt. Beide Trockenheitspollenindices sowie der geringe Anteil von *Poaceae* (2–4 %) zeigen trockene Steppenbedingungen an (Herzschuh 2007). Baumpollen, nur noch vertreten durch *Pinus*, kommen mit 2–6 % geringfügig vor. Für den Auenstandort unverändert ist der Anteil der Pilzspore *Glomus*.

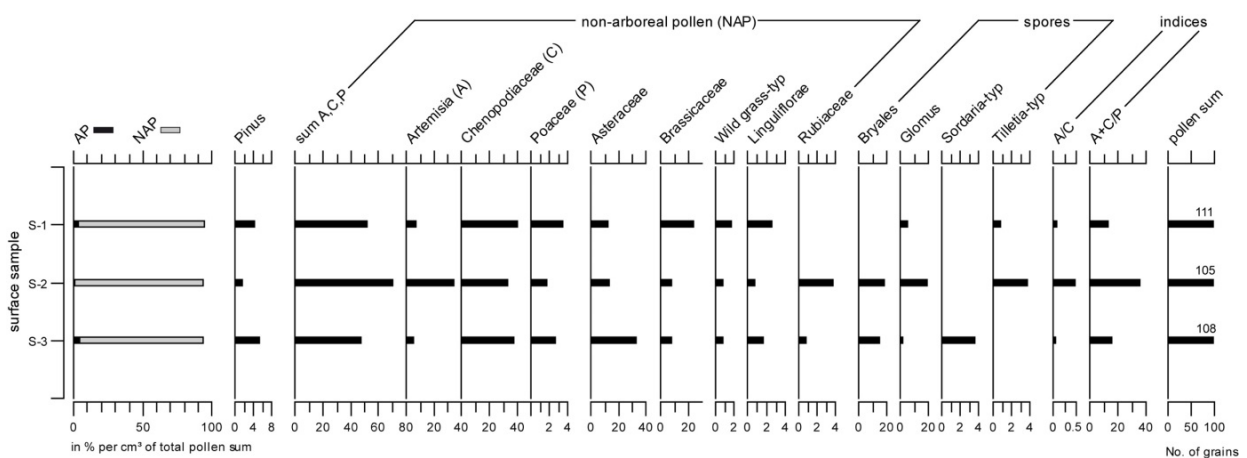


Abb. 5-7: Pollenzusammensetzung der Oberflächenproben aus der Aue (S-1, S-3) und vom Schwemmfächerstandort TAG5 (S-2).

Fig. 5-7: Pollen composition of surface samples from the flood plain (S-1, S-3) and the alluvial fan profile TAG5 (S-2).

Die grobkörnigen und pflanzenhaltigen Sedimente im unteren Profilabschnitt (Einheiten 1–5) sind zahlreich mit Bruchstücken und ganzen Schalen von **Mollusken** durchsetzt (Tafel 6, Tab. 5-5). Die artgenaue Bestimmung war bis auf eine Ausnahme nicht möglich. Es konnte aber anhand der Morphologie der Mollusken auf den ökologischen Typ geschlossen werden. Die stichprobenhafte Analyse ergab für die sandig-grusigen Schichten (Einheiten 2/ 5) einen chaotischen Mix aus fossilen und nicht fossilen Spezies, marinen, brackischen, terrestrischen, Süßwasser und strömungsanzeigenden Schnecken, Muscheln und Foraminiferen. In der Profilbasis (Einheit 1) wurden neben fossilen marinen Bruchstücken die Gehäuse der Landschnecke *Chondrula tridens* gefunden (Tafel 6).



Sample Mol02: 7.07 – 7.13 m b. s.



Sample Mol03: 7.83 – 7.90 m b. s.



Sample Mol04: 8.15 – 8.17 m, 8.21 – 8.24 m b. s.



Sample Mol05: 8.30 – 8.35 m b. s.



Sample Mol06: 8.78 – 8.84 m b. s.



*Chondrula tridens*

Tafel 6: Molluskenfunde im Profil TAG4.

Plate 6: The mollusc record of profile TAG4.

Tab. 5-5: Molluskenfunde in Profil TAG4 (Tafel 6)

Tab. 5-5: Mollusc record from profile TAG4 (plate 6)

Sample ID	Depth [m]	Unit	Sediment	Habitat of found mollusc
Mol01	5.48– 5.50	7	Sand loam	Gastropod of wet habitat, riparian areas
Mol02	7.07– 7.13	5	Coarse sand, full of shell debris	Mix of marine and non-marine gastropods
Mol03	7.83– 7.90	2	Middle sized detritus with coarse sand and clayey fine matrix, full of coarse shell debris	chaotic: species of marine, brackish, terrestrial, freshwater and water current habitat, Foraminifera
Mol04	8.15– 8.17 8.21– 8.24	2	Mix of coarse sand and shell debris	Mix of fossil marine and non-fossil, non-marine Bivalves, Gastropods, Foraminifera
Mol05	8.30– 8.35	2	Mix of coarse sand and shell debris	Mix of fossil marine and non-fossil, non-marine Bivalves, Gastropods, Foraminifera
Mol06	8.78– 8.84	1	Silt clay with lamination of thinly interbedded sands, rich of well preserved plant remains	<i>Chondrula tridens</i> – terrestrial gastropod; fossile marine Bivalves, Gastropods, Foraminifera
Mol07	8.94– 9.00	1	Silt clay with lamination of thinly interbedded sands, rich of well preserved plant remains	<i>Chondrula tridens</i> – terrestrial gastropod; fossile marine Bivalves, Gastropods, Foraminifera

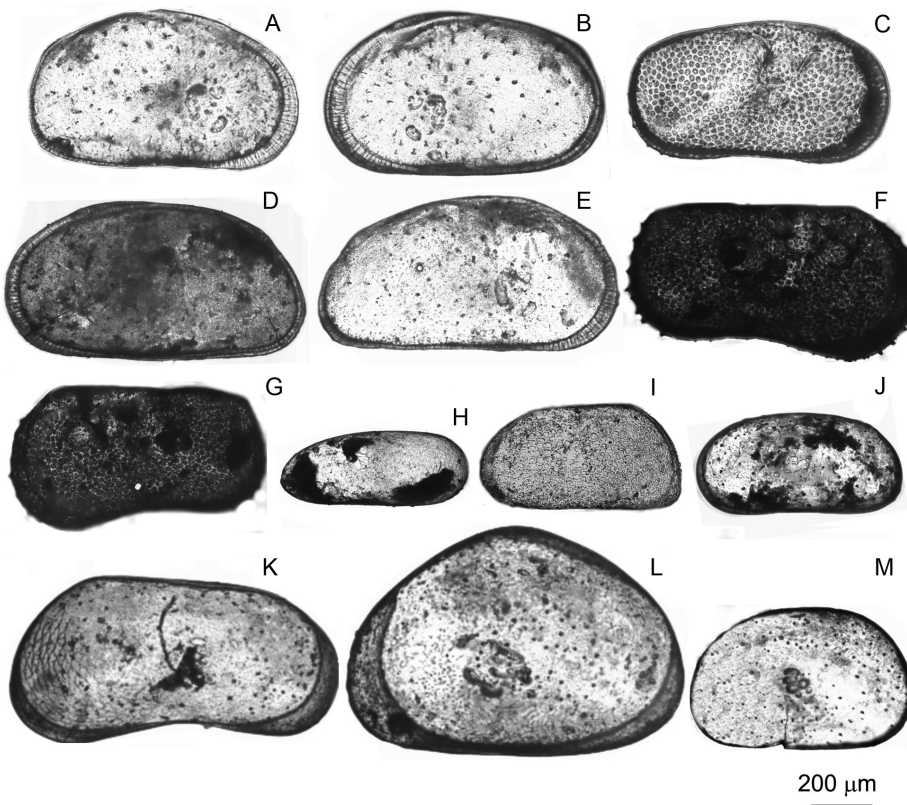
In fast allen Sedimentfazies wurden **Ostrakodenklappen** gefunden (Tab. 5-6, Tafel 7, Abb. 5-8). Die meisten Funde waren in den Sedimenten mit einer Körnung größer 200 µm enthalten. Aufgrund der generell geringen Klappenzahl wurden die Ostrakoden nicht nach Fraktionen ausgewertet. Insgesamt konnten 8 Arten identifiziert werden, worunter sich Süßwasser- und Brackwasserspezies befinden und die bodenbewohnenden Arten (B: benthisch) deutlich dominieren. Die Artenzusammensetzung wird über das gesamte Profil von *Cyprideis torosa* mit durchschnittlich 97 % bestimmt, während die anderen Arten nur vereinzelt und mit weniger als 15 Klappen pro 5 Gramm vorkommen.

Die größte Anzahl an Klappen und Arten findet sich in den tonigen, organikreichen Ablagerungen an der Profilbasis (Einheit 1) und in den lehmigen Sedimenten in Einheit 8. An der Profilbasis (Einheit 1) und in 4,9 m u. GOF ist die Artenvielfalt am größten (8 bzw. 5 Arten). Die Anzahl der juvenilen Individuen übersteigt bis auf zwei Ausnahmen um das 3–14fache die Zahl der adulten Ostrakoden. Die Mehrzahl der Klappen zeigt eine glatte Schale. In den Schichten mit geringer Klappenzahl ( $n < 300$  pro 5 Gramm, Einheiten 2/3/9) ist nur die Art *Cyprideis torosa* vertreten. Die Klappen sind öfters beschädigt, meist kalzifiziert und von gelbbrauner Farbe

Tab. 5-6: Artzusammensetzung der Ostrakoden im Profil TAG4 (Klappen pro 5 g, B = bentisch, NB = nektobentisch)

Tab. 5-6: Ostracod composition of profile TAG4 (valves per 5 g, B = benthic, NB = nektobenthic)

Sample depth [m]	Total number of valves per 5 g	Ratio juve- nil:adult	Cyprideis torosa	Pseudocandona sp.1/2	Darwinula ste- vensoni	Candona sp.	Heterocypris salina	Ilyocypris sp.1/2	Ratio NB:B
			Habitat						
			B	B	B	B	NB	NB	
1.96	68	3	68	0	0	0	0	0	0
2.99	328	1	323	4	0	0	0	1	0.3
3.61	520	7	518	2	0	0	0	0	0
4.29	774	9	770	4	0	0	0	0	0
4.91	673	6	501	14	3	0	154	1	0.7
5.49	352	6	352	0	0	0	0	0	0
6.51	283	7	283	0	0	0	0	0	0
6.87	15	3	15	0	0	0	0	0	0
7.51	2	1	2	0	0	0	0	0	0
7.61	119	7	119	0	0	0	0	0	0
8.21	10	1	10	0	0	0	0	0	0
8.58	476	14	457	6	6	0	2	5	1
8.86	415	7	399	2	6	2	5	2	0.4



Tafel 7: Ostrakodentypen der Profile TAG4 und SAM1, Lichtmikroskopaufnahmen (Foto: L. Perez).

Plate 7: Ostracods from the profiles TAG4 und SAM1, light microscope pictures (Photo: L. Perez).

(A) *Cyprideis torosa*, right valve (RV), ♀, external view; (B) left valve (LV), ♀, external view; (C) LV, ♂, external view; (D) RV, ♂, external view; (E) *Ilyocypris* sp. 1, RV, external view; (F) *Ilyocypris* sp. 2, RV, external view; (G) LV, external view; (H) *Darwinula stevensoni*, LV, external view; (I) *Pseudocandona* sp. 1, LV, external view; (J) *Pseudocandona* sp. 2, LV, external view; (K) *Candona* sp., RV, external view; (L) *Physocypris* sp., RV, external view; (M) *Heterocypris salina*, LV, external view.

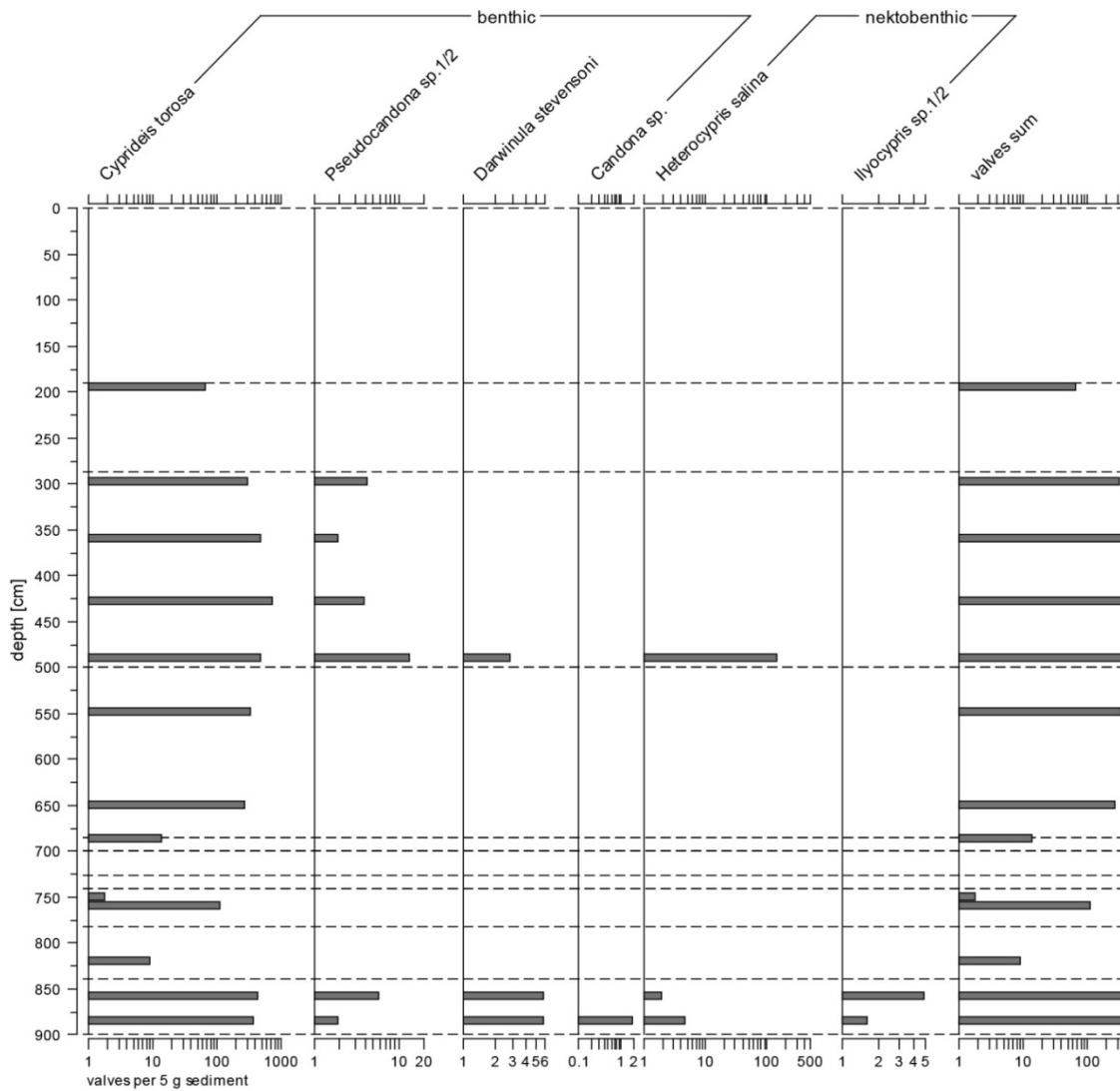
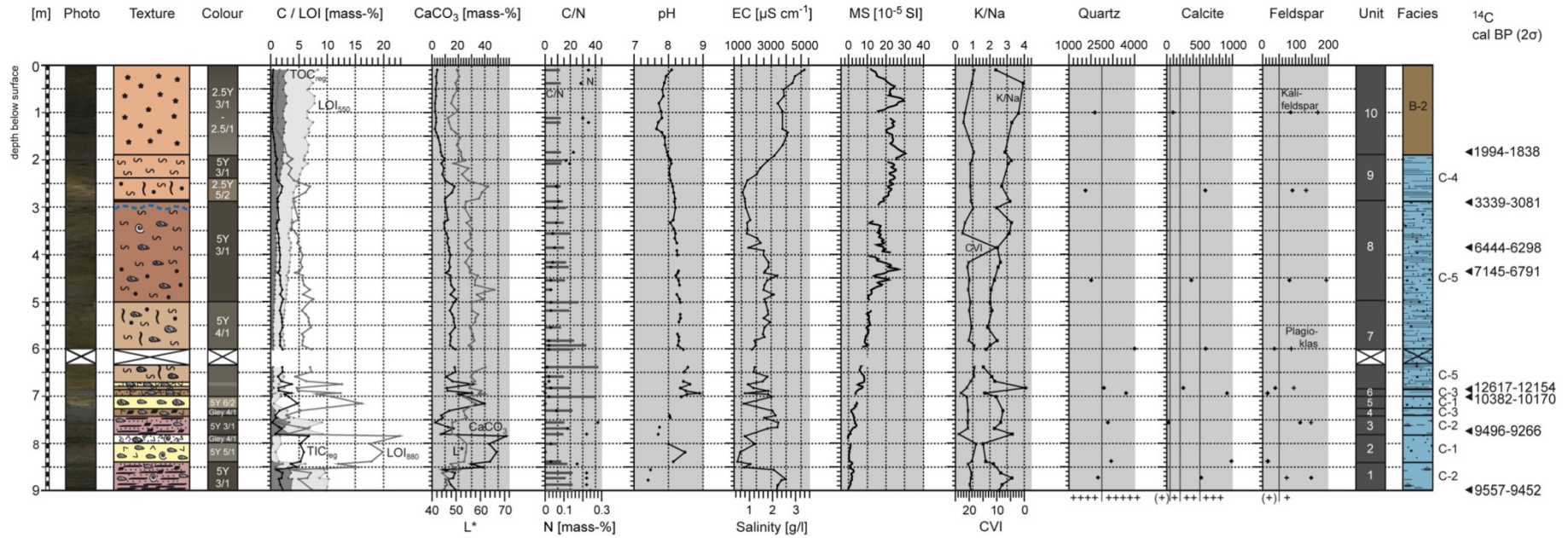


Abb. 5-8: Ostrakoden-Diagramm des Profils TAG4.

Fig. 5-8: Ostracod diagram of profile TAG4.

**Profil TAG4**



**Legend**

**Texture**

	Sand		Loam silt		Debris
	Loam sand		Clay silt		Loss of sediment
	Sand loam		Silt clay		Groundwater level
	Loam		Loam clay		
	Clay loam		Clay		

**Constituent**

	Sand		Shell debris
	Debris		Carbonate precipitation
	Charcoal		Gypsum precipitation
	Macro rests		Iron and / or manganese
	Mollusc		Root cast

**Facies categories**

	Loess sediments (A-1/2)		Channel deposits (C-1)		Reworked solum, rich in humus (D-1)
	Solum (B-1/2/4)		Oxbow / palustrine (C-2/6)		Reworked solum, rich in debris (D-2)
	Solum, anthropogenic (B-3)		Overbank fine deposits (C-3/4)		Colluvial deposits (D-3/4)
			Overbank coarse deposits (C-5)		Debris (D-5)



Abb. 5-9: Stratigraphische Merkmale des Profils TAG4.

Fig. 5-9: Stratigraphical features of sediment profile TAG4.

### Stratigraphie abhängige Eigenschaften

Die an Pflanzenresten reiche Profilbasis (Einheiten 1/3) sowie die oberste schwarze Schicht (Einheit 10) weisen die höchsten **organischen Kohlenstoffwerte** ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ ) auf. In den untersten 2 Metern des Profils schwanken die Werte mit den wechselnden Ablagerungen. Die sandigen Sedimente (Einheiten 2/5) enthalten weniger als 1 Masse-%  $\text{TOC}_{\text{reg}}$ , während in den Schichten mit Makroresten und Holzkohleflittern (Einheiten 1/3) der  $\text{TOC}_{\text{reg}}$ -Gehalt zwischen 2 und 3,8 Masse-% liegt. In den lehmigen Sedimenten im mittleren Profilabschnitt (Einheiten 6–8) nimmt der organische Kohlenstoff kontinuierlich nach oben hin zu. Er steigt von 0,2 Masse-% in 6,9 m u. GOF auf über 1,5 Masse-% im 3. Bohrmeter. Oberflächennah (Einheit 10) hält sich der  $\text{TOC}_{\text{reg}}$ -Gehalt stabil bei 2,4 Masse-% ( $n = 15$ , Std. = 0,3).

Das **C/N-Verhältnis** ergibt Werte zwischen 10 und 41. Das Verhältnis zwischen Kohlenstoff und Stickstoff ist relativ eng und stabil in den tonigen Schichten mit einem hohen organischen Kohlenstoffgehalt. Es beträgt im Mittel 20 in Einheit 1 ( $n = 5$ , Std. = 2,4) und 18 in Einheit 3 ( $n = 4$ , Std. = 2,8). Im oberen Profilabschnitt (Einheiten 9–10) liegt das Verhältnis bei 12,5 ( $n = 8$ , Std. = 0,5). In den Ablagerungen mit  $\text{TOC}_{\text{reg}}$ -Gehalten kleiner 1 Masse-% ist das C/N-Verhältnis unbeständig und zum Teil relativ weit mit Werten größer 20. In den sandigen Sedimenten in Einheit 7 schwanken die Werte mit einer Spannweite von 30.

Die **Sedimenthelligkeit** liegt im Wertebereich 44–66. Die dunkelsten Profilabschnitte ( $L^* \leq 52$ ) entsprechen den Sedimenteinheiten mit dem höchsten organischen Kohlenstoffgehalt (Einheiten 1/3/10). Beide Größen korrelieren negativ miteinander ( $r = -0,8$ ,  $n = 85$ ). Die Helligkeitswerte zeigen aber auch abschnittsweise eine positive Korrelation mit dem Calciumcarbonat, welches in Form von Schalenbruch oder sekundären Anreicherungen das Sediment aufhellt.

### Stratigraphie unabhängige Eigenschaften

Die Sedimente im Grundwasserbereich zwischen 6,85–3 m u. GOF (Einheiten 7/8) zeigen eine starke Eisenfleckung und enthalten nahe der Grundwassergrenze harte Eisenkonkretionen (4–3 m u. GOF). Weitere Konkretionen sind auch oberhalb des Grundwasserspiegels vorhanden. Sie nehmen tendenziell nach oben bis 1,9 m u. GOF zu. Die Sedimente direkt über der Grundwasseroberfläche sind von Bleich- und Carbonatflecken geprägt. Diese Merkmale kommen auch im mittleren Profilabschnitt (5,5–4,5 m u. GOF) vor. Die Profiloberschicht (Einheit 1) ist angereichert mit weißen Gipsausscheidungen, die zur Oberfläche hin konzentriert auftreten. Neben sekundären Anreicherungen fallen schwarze vertikale Schlieren auf. Sie durchziehen die Sedimente im dritten und sechsten Bohrmeter.

Der **anorganische Kohlenstoffgehalt** ( $\text{TIC}_{\text{reg}}$ ) korreliert teilweise mit den lithostratigraphischen Einheiten. Im untersten Profilabschnitt (Einheiten 1–6) weisen die sandig, grusigen Schichten mit

Schalenbruch (Einheiten 2/5) die höchsten Werte von 3,7–6,7 Masse-% auf. In den tonigen, pflanzenrestreichen Schichten ist der TIC<sub>reg</sub>-Gehalt deutlich geringer und unbeständiger (im Mittel 1,4 Masse-%, n = 13, Std. = 0,6). Ab 6,5 m bis 1,4 m u. GOF nimmt der anorganische Kohlenstoff kontinuierlich ab. Er fällt von 2,1 Masse-% auf 0,6 Masse-% ab. In den darüber folgenden, obersten Ablagerungen ist der Gehalt konstant niedrig bei 0,4 Masse-% (n = 11, Std. = 0,1).

Der **Calciumcarbonatgehalt** der Auensedimente reicht von 2 bis 52 Masse-%. Im unteren Profilabschnitt (Einheiten 1–6) sind die sandig-grusigen, schalenreichen Ablagerungen sehr carbonatreich (31–56 Masse-%) und die tonigen, organikreichen Schichten schwach carbonathaltig bis carbonatreich (2–18,5 Masse-%). Ebenfalls schwach carbonathaltig (3 Masse-%, n = 11, Std. = 0,5) sind die oberflächennahen Sedimente. Ab 1,4 m u. GOF nimmt der Carbonatgehalt kontinuierlich mit der Tiefe zu (bis 17,8 Masse-%). Der Trend wird unterbrochen durch einen abrupten Anstieg der Werte auf 16 Masse-% im Bereich der Kalkausfällungen in Einheit 9.

Die **Magnetische Suszeptibilität** des Auenprofils liegt im para- bis antiferromagnetischen Bereich, die Werte bewegen sich zwischen 0 und  $31 \cdot 10^{-5}$  SI. Die höchste Magnetisierbarkeit mit Werten größer  $20 \cdot 10^{-5}$  SI besteht in den oberflächennahen Sedimenten der Einheiten 9/10. Im mittleren Profilabschnitt (Einheit 8) schwanken die Werte zwischen  $10$ – $27 \cdot 10^{-5}$  SI. Mit Einheit 7 ab 5 m u. GOF wird das magnetische Verhalten mit der Tiefe zunehmend schwächer. An der Basis (Einheiten 1/2) ist die Suszeptibilität minimal, sie beträgt im Mittel  $1 \cdot 10^{-5}$  SI (n = 54, Std. = 1). Im Vergleich zur oberen Profilhälfte (Einheiten 8–10) sind die Werte ausgeglichen und fluktuieren nur geringfügig.

Der **pH-Wert** schwankt zwischen 7,4 und 8,9 und liegt damit im sehr schwach bis mäßig alkalischen Bereich. Er beträgt an der Oberfläche 8,1 und fällt bis 1,4 m u. GOF auf pH 7,6 zurück. Bis 6,5 m u. GOF steigt der pH-Wert linear auf 8,5 an. Im unteren Profilabschnitt ist der pH-Wert kleiner 8 in den organikreichen, tonigen Schichten und größer 8 in den sandig-grusigen Schichten.

Die **elektrische Leitfähigkeit** beträgt über das gesamte Auenprofil mindestens  $1000 \mu\text{S cm}^{-1}$ . Die höchsten Werte ( $3200$ – $5220 \mu\text{S cm}^{-1}$ ) liegen in den obersten 2 m u. GOF, im Bereich der Gipsanreicherung vor. Im Trend nimmt die Leitfähigkeit von der Geländeoberfläche zum Grundwasserspiegel in 3 m Tiefe ab. In den lehmigen Sedimenten mit sekundärer Kalkanreicherung (Einheiten 7/8) stellt sich die Leitfähigkeit auf durchschnittlich  $2500 \mu\text{S cm}^{-1}$  (n = 26, Std. = 414) ein. Im unteren Profilabschnitt (Einheiten 1–6) schwanken die Werte im Wechsel der Ablagerungen. Die organikreichen Schichten sind stark elektrisch leitfähig ( $> 3000 \mu\text{S cm}^{-1}$ ), die sandig-grusigen Ablagerungen deutlich geringer ( $< 2000 \mu\text{S cm}^{-1}$ ).

Die Leitfähigkeitswerte entsprechen einem **Salzgehalt** zwischen 0,4 und  $2,7 \text{ g l}^{-1}$ , wobei 66,7 % der Werte größer  $1 \text{ g l}^{-1}$  betragen (n = 78). Das Profil ist vor allem in der obersten Einheit leicht bis mittel versalzen.

Die in den Sedimentsequenzen enthaltenen **Elementkonzentrationen** liegen oberhalb der Referenzwerte der Lössproben N-2 und N-4. Im Vergleich mit der Lössprobe N-1 liegt nur eine teilweise chemische Veränderung der Auensedimente vor. Die Konzentrationen der Elemente Chrom, Kalium und Magnesium - Teilgrößen der Indizes zur Charakterisierung der Verwitterung - sowie die Elemente Eisen, Nickel und Zink entsprechen den geogenen Verhältnissen der Lössprobe N-1. (Tab. A2-3, A2-5)

Der **K/Na Index** liegt deutlich im geogenen Bereich der Lössproben N-1 und N-2. Es besteht eine leichte chemische Veränderung gegenüber der Lössprobe N-4 (Tab. 5-2). Die Ganglinie des K/Na Index verläuft im oberen Profilabschnitt bis 6,5 m u. GOF ähnlich der Kurve des organischen Kohlenstoffgehalts. Der Index beträgt oberflächennah 3,9 und nimmt mit der Tiefe kontinuierlich um einen Wert von 2,3 ab. In der unteren Profilhälfte (6,5–9 m u. GOF) schwankt der Index mit deutlichen Ausreißern um den Wert 2,5 ( $n = 16$ , Std. = 0,6). Minimal- und Maximalwerte korrelieren negativ mit dem anorganischen Kohlenstoffgehalt.

Der **CVI-Index** gibt hingegen stabile chemische Verhältnisse wieder. Bis auf zwei Ausreißer ist der Index stabil bei durchschnittlich 19,8 ( $n = 38$ , Std. = 1,2). Die Werte liegen oberhalb der Referenzwerte der Lössproben N-2 und N-4, entsprechen aber den geogenen Hintergrundverhältnissen der Lössprobe N-1 (Tab. 5-2).

Die **mineralogische Zusammensetzung** der Sedimenteinheiten ist nur stichprobenhaft belegt (Tab. 5-7). Eine mineralogische Differenzierung der Einheiten ist nicht möglich. Grundlegend zeigt sich ein durchgehend hoher bis sehr hoher Anteil an Quarz. Die zweite Hauptkomponente Calcit ist im Gegensatz dazu und zu den anderen Profilen unbeständig in den Sedimenten vorhanden. Die geschätzte Menge schwankt zwischen „in Spuren“ und „haltig“. Die Proben mit einem geringen bis sehr geringen Calcitgehalt weisen auch minimale Werte für Calcium sowie für den anorganischen Kohlenstoffgehalt auf. Umgekehrt entsprechen größere Mengen an Calcit auch einem relativ höheren Gehalt an Calcium und anorganischem Kohlenstoff.

Tab. 5-7: Mineralogische Zusammensetzung der Auensedimente des Profils TAG4 (Röntgendiffraktogramm siehe Abb. A2-4, Messwerte und Klassifizierung der Mineralgehalte siehe Tab. A2-6, A2-7)

Tab. 5-7: Mineralogical composition of sediments from the flood plain profile TAG4 (X-ray diffractogram see Fig. A2-4, data and classification of mineral content see Tab. A2-6, A2-7)

Depth [m]	Quartz	Calcite	Plagioklas	Kali-Feldspar	Bloedite	Mica	Hornblende	Chlorite
1.00	++++	+	+	+	+	(+)	(+)	(+)
2.65	++++	+++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
4.55	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
6.00	++++	+++	+	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)
6.83	+++++	++	+	(+)	+	(+)	(+)	(+)
6.94	+++++	+++	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)
7.56	+++++	(+)	+	+	+	(+)	(+)	(+)
8.38	+++++	+++	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)
8.73	++++	+++	+	+	(+)	(+)	(+)	(+)

### 5.3 Die Sedimente rechtsseitig des Sambek

Der Talgrund rechtsseitig des Sambek umfasst, analog zum linksseitigen Talbereich, drei Akkumulationsräume (Abb. 5-10, Tafel 5):

- Talboden (SAM1),
- Hangbereich, mit prähistorischen Siedlungsspuren (TAG11),
- Schwemmfächerschüttung am Ausgang der Fächerschlucht am Westhang (TAG5/6/7).

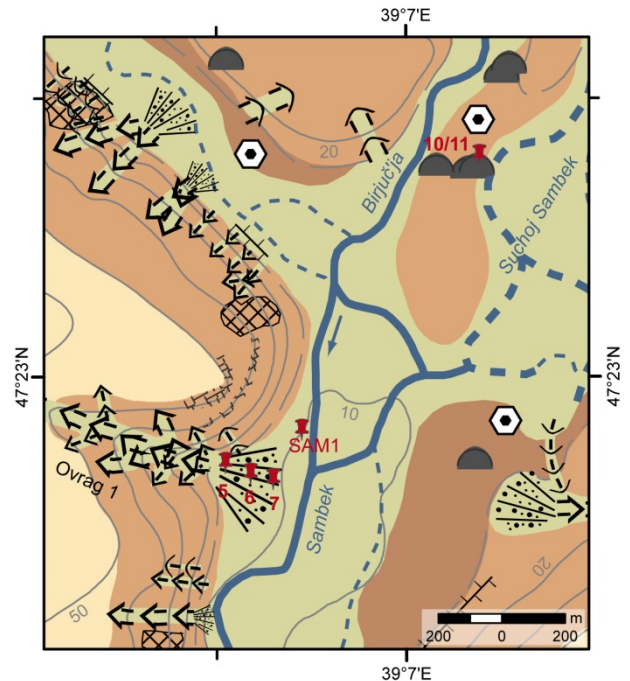


Abb. 5-10: Die Bohrpunkte rechtsseitig des Sambek (Legende siehe Abb. 4-6).

Fig. 5-10: Coring sites right of the Sambek river (Legend see Fig. 4-6).

#### 5.3.1 Hangfußbereich

##### Profile TAG10 und TAG11

###### Lage

Im Talbecken, zwischen den Flüssen Suchoj Sambek und Birjuč'ja liegt nur wenige Meter über dem Talgrund eine schmale, langgestreckte ‚Landzunge‘ (Abb. 5-10). Die Fläche wird als spornartige Fortsetzung des nördlich liegenden Plateaus verstanden. Sie ist durch eine Höhenstufe von der Plateaufläche getrennt und gehört damit zum Hangbereich. Sie ist schwach konvex gewölbt und von rezenten Spülrinnen durchzogen. Die Fläche liegt im Übergang von denudativen und fluvialen Prozessen.

Nach dem Höhenniveau entspricht die Fläche dem Hangfußbereich der östlichen Talflanke des Sambek (Kap. 5.2.1). Wie dort finden sich auch hier auf der Fläche im Talbecken ein bronzezeitlicher Siedlungsplatz und mehrere, kaum noch sichtbare Grabhügel. Die Höhe der Kurgane beträgt schätzungsweise 1,5 m. Art und Nutzungsform der Siedlung sind unbekannt.

Durch einen der Grabhügel wurde eine Kernbohrung von 5 m Tiefe abgeteuft (Tafel 5), mit dem Ziel, seinen vertikalen Aufbau sowie die alte Oberfläche, auf der der Hügel errichtet wurde, zu erfassen. Der erste Bohrversuch (TAG10, Abb. A5-11) auf der Kuppe musste nach einem Meter wegen

Widerstand im Untergrund abgebrochen werden. Beim zweiten Versuch unterhalb der Kuppe konnte der vollständige Kern TAG11 (Abb. A5-12) entnommen werden. Die Bohrungen liegen 0,8 m auseinander. Das Grundwasser wurde mit dem vierten Bohrmeter erreicht.

### Lithostratigraphie

Das Profil TAG11 (Abb. 5-11) unterteilt sich bei 2,9 m u. GOF in einen homogenen, gelbbraunen Abschnitt aus lehmigen, sandigen Sedimenten im Liegenden und in einen vielschichtigen hangenden Abschnitt aus dunklerer, schluffiger Matrix.

Die lehmige untere Profilhälfte (Einheiten 1–3) ist an der Basis (Einheit 1) von Schluff dominiert, darüber folgt eine Sequenz von lehmigem Sand (Einheit 2) und sandigem Lehm (Einheit 3). Die Matrix ist durchweg stark durchfeuchtet und durchsetzt mit feinem Schalenbruch von Muscheln und Schnecken sowie feinen Pflanzenfasern in den Einheiten 2/3. Unterhalb von 4 m u. GOF sind neben reinen Sandlinsen aus Fein- bis Mittelsand auch dünne Lagen von gerundeten Steinen ( $\varnothing$  1,5 cm) enthalten.

Die obere Profilhälfte (Einheiten 4–9) beginnt an der Basis mit einer Übergangsschicht (Einheiten 4–6) vom homogenem, gelbbraunem Lehm (Einheit 3) zu einer homogenen, dunkelgraubraunen schluffigen Schicht (Einheit 7). Die Sedimente im Übergangsbereich zwischen 2,9 und 1,56 m u. GOF sind lehmig, schluffig, von gelbbrauner Farbe und mit schwarzen, schmierigen Flecken sowie einzelnen feinen Wurzeln durchsetzt. Die Schichtgrenzen sind jeweils diffus und fleckig. Oberhalb einer 15 cm mächtigen dunkelgraubraunen Schicht (Einheit 7) folgt ein Abschnitt, der durch scharfe Wechsel zwischen gelbbraunem und dunkelgraubraunem, aggregiertem Material charakterisiert ist (Einheiten 8–10). Der komplette Abschnitt ist von einem Schilfrhizom durchzogen. Das Profil schließt zur Oberfläche mit einem dunkelgraubraunen schluffigen Sediment (Einheit 11) ab. Die Matrix ist bröckelig, von vielen Feinwurzeln durchzogen und enthält feine weiße Kalkkörner. Nach unten ist die Schicht sehr deutlich und scharf abgegrenzt durch eine dünne, dunkelbraune Lage.

Im Kurzprofil TAG10 (Abb. A5-11) befinden sich nahe der Oberfläche im Bereich 0,28–0,21 m u. GOF eine schwarze Ascheschicht und eine anschließende gelbrote Brandschicht. Darunter folgt eine braune Schicht aus schluffig, sandigem, teils lehmigen Material. Die lose Matrix enthält kompakte Aggregate und viele Feinwurzeln.

### Stratigraphie abhängige Eigenschaften

Die gelbbraunen Sedimente der unteren Profilhälfte (Einheiten 1–3) enthalten nur minimal **organischen Kohlenstoff** ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ ), im Mittel 0,2 Masse-% ( $n = 18$ , Std. = 0,1). Ab 3 m u. GOF nimmt der Gehalt tendenziell nach oben hin zu und erreicht einen Maximalwert von  $\geq 1$  Masse-% in den Tiefen 1,46–1,3 m (Einheiten 7/8) und 1–0,9 m (Einheit 10). Ab 0,82 m u. GOF nimmt der organische Kohlenstoff von 0,5 Masse-% zur Geländeoberfläche stetig zu (Einheit 11). An der Oberfläche ist der organische Kohlenstoffgehalt mit mehr als 2 Masse-% am höchsten im Gesamtprofil.

Die **magnetische Suszeptibilität** liegt im Wertebereich  $11\text{--}50 \cdot 10^{-5}$  SI. Im unteren Profilabschnitt (Einheiten 1–7) sind die Werte konstant niedrig bei  $15 \cdot 10^{-5}$  SI ( $n = 74$ , Std. = 1,4). In den oberen

2 m u. GOF schwankt die Magnetisierbarkeit in einer Spannweite von  $35 \cdot 10^{-5}$  SI. Es bestehen Peaks in 0,12 m, 0,38 m, 0,6 m, 1,46 m und 1,8 m u. GOF. Die maximalen Werte liegen in den dunkelgrau-braunen Ablagerungen vor.

### Stratigraphie unabhängige Eigenschaften

Im Profil sind Kalk, Gips und Mangan angereichert. Sekundärkalke in Form von Pseudomycelien kommen an der Profilbasis, ab 4,42 m u. GOF vor und in Form von weißen Körnern im oberen Profilmeter. Im Bereich von 3–1,07 m u. GOF konzentrieren sich weiße, drusenartige Gipsausfällungen. Feine, schwarze Mangankonkretionen liegen im Bereich 4,88–3,6 m u. GOF vor.

In den Einheiten 6/5 und im fünften Bohrmeter ist die Feinmatrix von vertikalen, schwarzen Schlieren durchzogen. Die Pflanzenfasern in den Einheiten 2/3 sind von tonigen Bleichflecken umgeben.

Der **anorganische Kohlenstoffgehalt** ( $\text{TIC}_{\text{reg}}$ ) beträgt in den liegenden, gelbbraunen Sedimenten (Einheiten 1–3) im Mittel 1,6 Masse-% ( $n = 16$ , Std. = 0,1) und ist bis auf punktuelle Ausschläge stabil. Deutliche Schwankungen zwischen 0,3–1,5 Masse-% zeigt der mehrschichtige, oberflächennahe Profilabschnitt bis 1,5 m Tiefe (Einheiten 7–11). Die  $\text{TIC}_{\text{reg}}$ -Gehalte größer 1 Masse-% liegen meist in den gelbbraunen Ablagerungen, während die dunkleren Schichten Werte zwischen 0,3 und 0,8 Masse-% aufweisen.

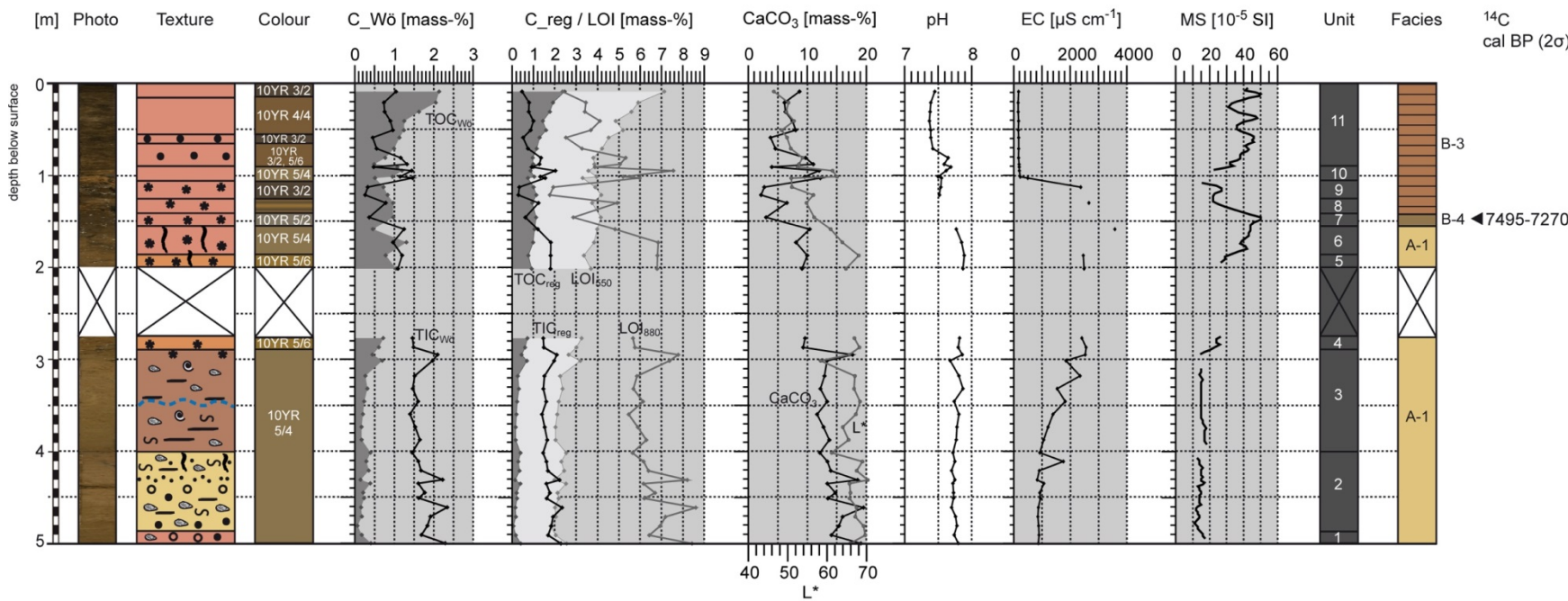
Das Sedimentprofil ist carbonathaltig bis carbonatreich. Der untere Kernabschnitt ist bis 2,95 m u. GOF carbonatreich, mit durchschnittlich 14,6 Masse-% ( $n = 20$ , Std. = 2,3). In den oberflächennahen Ablagerungen, bis 1,5 m Tiefe u. GOF schwankt der **Calciumcarbonatgehalt** stark zwischen 2,2 und 12 Masse-% ( $n = 17$ ). In der Tiefe 1–0,8 m u. GOF zeigten die Werte eine überwiegend carbonatreiche Schicht an.

Die **pH-Werte** liegen im sehr schwach alkalischen Bereich von 7,4–7,9 ( $n = 42$ , Std. = 0,2). Über das gesamte Profil gibt es keine signifikante Wertänderung.

Die **elektrische Leitfähigkeit** schwankt zwischen 157 und 3580  $\mu\text{S cm}^{-1}$ . Nahe der Oberfläche sind die Werte konstant niedrig bei 176  $\mu\text{S cm}^{-1}$  ( $n = 11$ , Std. = 13). Im Bereich der sekundären Gipsanreicherung in 3–1,07 m u. GOF ist die Leitfähigkeit maximal, im Mittel 2542  $\mu\text{S cm}^{-1}$  ( $n = 9$ , Std. = 431). Unterhalb der Gipsanreicherungszone nimmt die Leitfähigkeit bis 4 m GOF kontinuierlich ab und erreicht an der Basis ein konstantes Niveau von 892  $\mu\text{S cm}^{-1}$  ( $n = 7$ , Std. = 29).

Die **Helligkeitswerte** bewegen sich im Bereich 46–70. Die Schwankungen korrelieren zum Teil mit dem Calciumcarbonatgehalt, aber auch mit den Peaks des organischen Kohlenstoffs ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ ). Grundsätzlich lässt die Helligkeit eine Zweiteilung des Profils erkennen: einen helleren unteren Abschnitt mit Werten größer 60 (Einheiten 1–6) und einen dunkleren oberen Abschnitt mit Werten kleiner 60 (Einheiten 7–11).

Profil TAG11



Legend

Texture			Constituent			Facies categories					
	Sand		Loam silt		Debris		Loess sediments (A-1/2)		Channel deposits (C-1)		Reworked solum, rich in humus (D-1)
	Loam sand		Clay silt		Loss of sediment		Solum (B-1/2/4)		Oxbow / palustrine (C-2/6)		Reworked solum, rich in debris (D-2)
	Sand loam		Silt clay		Groundwater level		Solum, anthropogenic (B-3)		Overbank fine deposits (C-3/4)		Colluvial deposits (D-3/4)
	Loam		Loam clay		Charcoal		Overbank coarse deposits (C-5)		Debris (D-5)		
	Clay loam		Clay		Macro rests						
					Mollusc						
					Shell debris						
					Carbonate precipitation						
					Gypsum precipitation						
					Iron and / or manganese						
					Root cast						

Abb. 5-11: Stratigraphische Merkmale des Profils TAG11.  
 Fig. 5-11: Stratigraphical features of sediment profile TAG11.

### 5.3.2 Schwemmfächerschüttung

#### Lage

Am Ausgang der Fächerschlucht (Ovrag 1), die den steilen Westhang schneidet, hat sich ein schwach geneigter, flacher Schwemmfächer aufgebaut (Kap. 4.2.2, Abb. 4-8, Tafel 5). Der Akkumulationskörper reicht in die Aue des Sambeks hinein und wird im distalen Bereich von Schilf umsäumt.

Parallel zur aktuellen Abflussrinne des Ovrag wurden vom Apex des Schwemmfächers bis zum distalen Rand drei Bohrungen im Abstand von 50 m niedergebracht (Abb. 5-10). Die Bohrungen TAG5 (Abb. A5-6) und TAG6 (Abb. A5-7) liegen im proximalen Teil des Fächers; die Bohrung TAG7 (Abb. A5-8) ist im distalen Ablagerungsbereich, nahe zur Aue gelegen. Die Kernprofile sind zwischen 2,5 und 4 m mächtig.

#### Profil TAG5

##### Lithostratigraphie

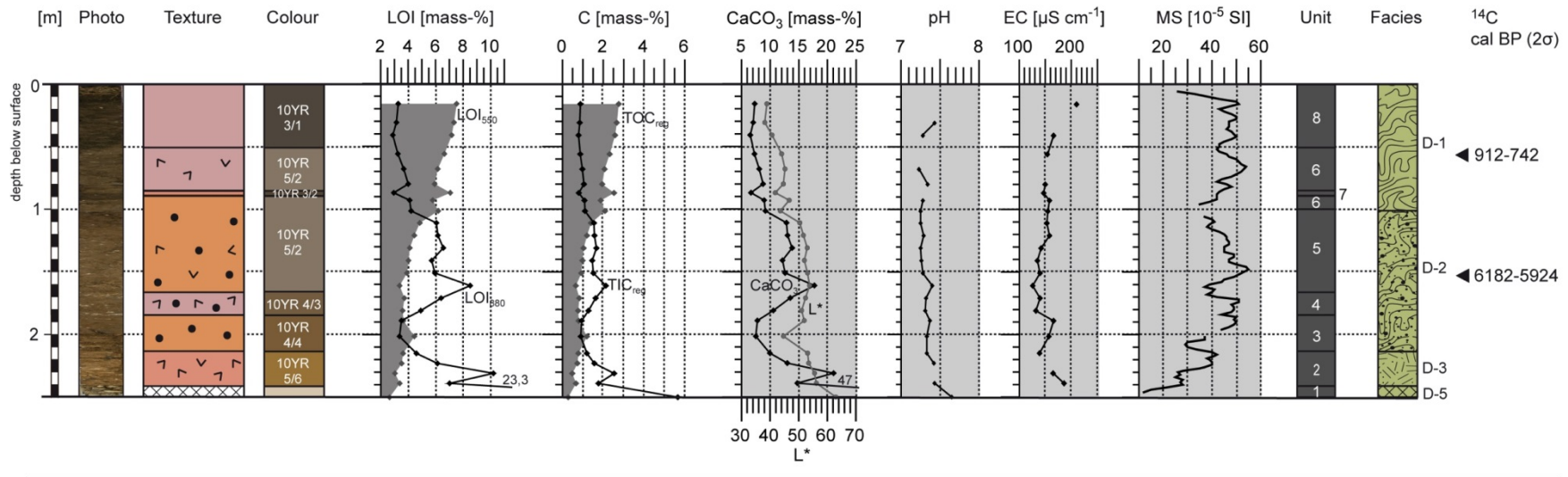
Die Profilbasis (Abb. 5-12) liegt in 2,5 m u. GOF und besteht aus einer 0,1 m mächtigen, groben Gruslage aus Kalkstein (Einheit 1). Aufgrund der steinigen Schicht konnte nicht tiefer gebohrt werden. Darüber lagert bis 1,68 m u. GOF eine nach oben feiner werdende Sedimentabfolge von gelbbraunen Schluff zu Ton (Einheiten 2–4). Die Feinmatrix ist karbonathaltig und unregelmäßig mit Feingrus durchsetzt. Zur Basis hin wird der Grusanteil gröber. Ab 1,68 m folgt bis 1 m u. GOF (Einheit 5) ein braunes Sedimentpaket aus schluffigem Lehm (Tonschluff) mit geringen Beimengungen von Feingrus. Die Matrix ist mit Feinwurzeln durchzogen. Der oberste Profilmeter (Einheiten 6/8) wird von einem graubraunen Schluffton gebildet, der karbonathaltig und durchgehend durchwurzelt ist und zur Oberfläche hin dunkler wird. Die Durchwurzlung ist in der oberen Hälfte stark (Einheit 8), wo sich auch einzelne gerundete Kalkgruse finden. Zwischen 0,9 und 0,84 m u. GOF befindet sich eine sehr dunkelgraubraune, karbonathaltige Schicht aus Lehmschluff (Einheit 7). Die Lage ist dunkler und weniger bindig als die umgebenden Sedimente.

##### Stratigraphie abhängige Eigenschaften

Der **organische Kohlenstoffgehalt** ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ ) zeigt die geringsten Werte an der Profilbasis mit 0,3 Masse-%. Bis Einheit 6 nimmt der Gehalt auf 1,4 Masse-% zu. Im obersten Profilmeter erreicht der organische Kohlenstoff Werte größer 2 Masse-%, wobei die Werte zur Oberfläche hin bis auf 2,8 Masse-% weiter ansteigen. Die schmale dunkle Schicht Einheit 7 zeigt einen positiven Peak, der außerhalb dieses Trends liegt.



Profil TAG5



Legend

Texture			Constituent			Facies categories					
	Sand		Loam silt		Debris		Loess sediments (A-1/2)		Channel deposits (C-1)		Reworked solum, rich in humus (D-1)
	Loam sand		Clay silt		Loss of sediment		Solum (B-1/2/4)		Oxbow / palustrine (C-2/6)		Reworked solum, rich in debris (D-2)
	Sand loam		Silt clay		Groundwater level		Solum, anthropogenic (B-3)		Overbank fine deposits (C-3/4)		Colluvial deposits (D-3/4)
	Loam		Loam clay		Charcoal		Overbank coarse deposits (C-5)		Debris (D-5)		
	Clay loam		Clay		Macro rests						
					Mollusc						
					Shell debris						
					Carbonate precipitation						
					Gypsum precipitation						
					Iron and / or manganese						
					Root cast						

Abb. 5-12: Stratigraphische Merkmale des Profils TAG5.  
 Fig. 5-12: Stratigraphical features of sediment profile TAG5.

Der **anorganische Kohlenstoffgehalt** ( $TIC_{reg}$ ) zeigt die geringsten Werte mit 0,9 Masse-% im obersten Profilmeter (Einheiten 6–8,  $n = 9$ , Std. = 0,1) und in der klastenfreien Sedimenteinheit 3 ( $n = 2$ , Std. = 0). In den grushaltigen und kalkangereicherten Sedimenten in den Einheiten 4/5 beträgt der mittlere Gehalt 1,6 Masse-% ( $n = 8$ , Std. = 0,2). An der Profilbasis (Einheiten 1/2) nimmt der anorganische Kohlenstoffgehalt mit zunehmendem Grusgehalt und mit der Tiefe bis auf 5,7 Masse-% zu.

Die graubraunen Sedimente und die klastenfreien Einheiten (Einheiten 3, 6–8) sind stark carbonathaltig (6,5–9,2 Masse-%); die übrigen Sedimente sind carbonatreich (10,6–21,1 Masse-%). Die steinige Profilbasis (Einheit 1) hat einen hohen **Calciumcarbonatgehalt** von 47 Masse-%.

Die Ganglinie der **Helligkeit** korreliert negativ mit der Tiefenänderung des organischen Kohlenstoffgehalts ( $r = -0,94$ ,  $n = 24$ ). Sie lässt eine Profiltelung in ca. 1 m u. GOF erkennen. Der obere,  $TOC_{reg}$ -reichere Profilabschnitt (Einheiten 6–8) ist deutlich dunkler ( $L^* = 38–47$ ) als der untere Teil (Einheiten 1–6) mit Werten größer 50. Die Sedimente werden mit zunehmender Tiefe und abnehmendem organischem Kohlenstoffgehalt heller.

### Stratigraphie unabhängige Eigenschaften

Das Profil ist im oberen Meter von Wurzelröhren durchzogen. In den Einheiten 2/3 treten schwarze, vertikale Spuren auf. Kalkanreicherungen in Form von Pseudomycelien sind ab 1 m u. GOF bis zur Profilbasis enthalten, wobei deren Intensität mit der Tiefe abnimmt.

Der **pH-Wert** liegt mit durchschnittlich 7,3 ( $n = 20$ , Std. = 0,1) sehr stabil im schwach alkalischen Bereich. Ähnlich konstant verhält sich die **elektrische Leitfähigkeit**. Die Werte schwanken mit einer Abweichung von  $19 \mu S cm^{-1}$  zwischen  $126$  und  $210 \mu S cm^{-1}$  ( $n = 20$ , MW =  $154 \mu S cm^{-1}$ ).

Die **magnetische Suszeptibilität** fluktuiert über das gesamte Profil in einer Spannweite von  $43 \cdot 10^{-5}$  SI (Min =  $12 \cdot 10^{-5}$  SI, Max =  $55 \cdot 10^{-5}$  SI). Mit einem Wert von  $8 \cdot 10^{-5}$  SI streut die Magnetisierbarkeit um den Mittelwert von  $42 \cdot 10^{-5}$  SI ( $n=118$ ). Bis auf die Steinlage an der Basis verhalten sich die Sedimente ferromagnetisch.

## Profil TAG6

### Lithostratigraphie

Das Profil (Abb. 5-13) zeigt im untersten Meter (Einheiten 1–3; 4–3,21 m u. GOF) ein nahezu homogenes Sedimentpaket aus gelbbraunem Lehmschluff, welches an der Basis (Einheit 1) dunkler und toniger ist und Mikroporen aufweist. In 3,32–3,2 m u. GOF (Einheit 3) ist eine schmale, dunkelgelb bis braune, tonigere Schicht von chaotischer Textur zwischengeschaltet.

In 3 m u. GOF befindet sich eine 0,12 m mächtige mittelgrusige Kalksteinlage (Einheit 5). Darüber lagern bis 0,7 m u. GOF carbonathaltige Lehmschluffe (Einheiten 6/8/10), die im Liegenden noch gelbbraun und von chaotischer Textur sind (Einheit 6) und nach oben zu brauner, dunkler und homogener werden. Die Lehmschluff enthalten zum Teil schwache Grusbeimengungen (Einheiten

6/10) und geringmächtige (ca. 0,08 m), dunkle Abschnitte mit höherem Ton- bzw. Sandgehalt und inhomogener Textur (Einheiten 7/9).

Die obersten 0,7 m des Profils zeigen dunkelgraubraune, tonig-schluffige Ablagerungen (Einheiten 11/13), die durchgängig durchwurzelt sind und an der Oberfläche einen lockeren, feinen Wurzelfilz aufweisen. Zwischengeschaltet findet sich in 0,3–0,22 m Tiefe (Einheit 12) eine Kalksteinlage aus Fein- und Mittelgrus, die ebenso durchwurzelt ist.

Insgesamt ist das Profil durchgehend trocken; die Sedimente sind hart und kompakt.

### Stratigraphie abhängige Eigenschaften

Der Gehalt an **organischem Kohlenstoff** ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ ) ist durchgängig kleiner  $< 1$  Masse-% in den gelbbraunen Lehmschluffen der unteren Profilhälfte (Einheiten 1–7) und beträgt mindestens 1 Masse-% in der dunkelgraubraunen Feinmatrix der oberen Profilhälfte (Einheiten 8–13). Oberhalb der basalen Sedimente in Einheit 1 nimmt der  $\text{TOC}_{\text{reg}}$ -Gehalt von 1 Masse-% nach oben hin stetig ab. Bis 2,53 m u. GOF sind die Werte stabil bei 0,5 Masse-% ( $n = 9$ , Std. = 0,1). Darüber, in Einheit 8, schwankt der organische Kohlenstoffgehalt zwischen 0,5 und 1,4 Masse-%. Die zwischengeschalteten dunklen Sedimentschichten (Einheiten 7/9) zeigen höhere Werte an als das sie umgebende Material. Ab 1,7 m u. GOF (Einheit 10) nimmt der Gehalt kontinuierlich zur Geländeoberfläche zu und erreicht in den Einheiten 11/13 Werte größer 2 Masse-%. Die oberflächennahe Steinlage (Einheit 12) hat einen deutlich geringeren organischen Kohlenstoffgehalt.

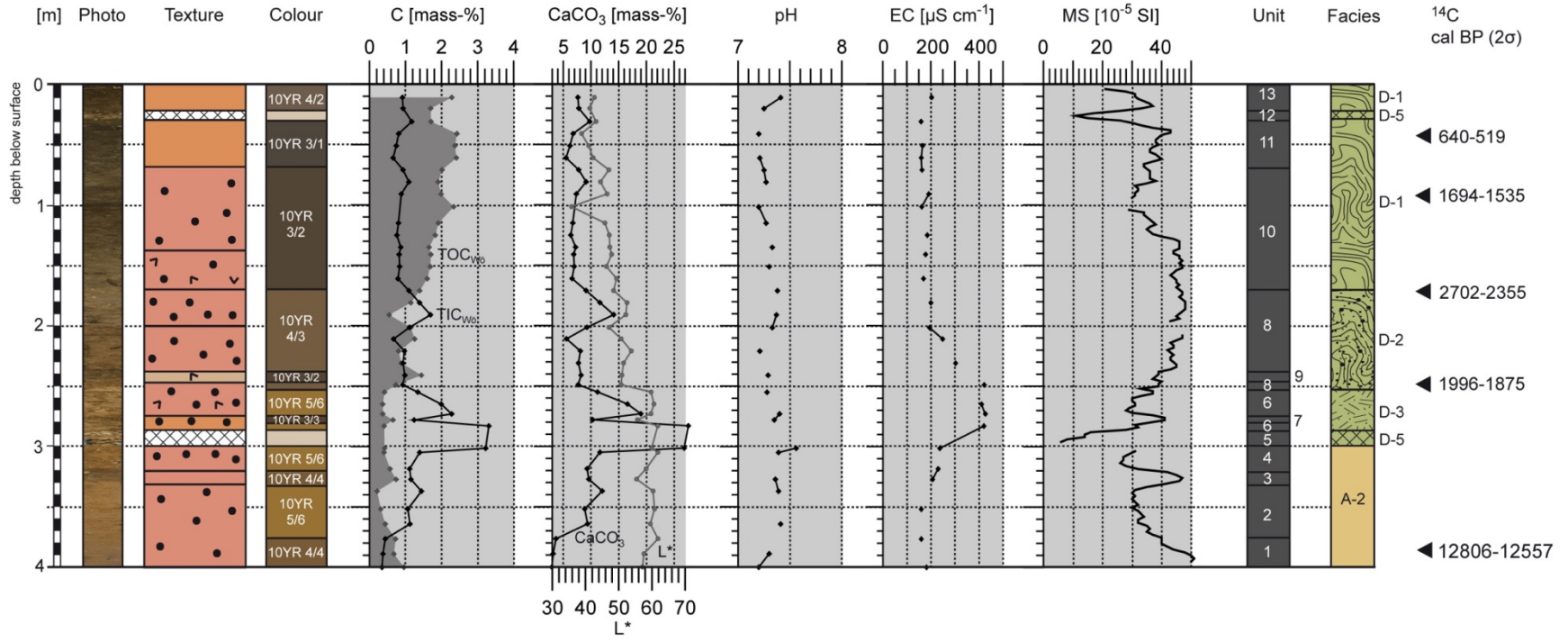
Der **anorganische Kohlenstoffgehalt** ( $\text{TIC}_{\text{reg}}$ ) steigt von der Profilbasis mit 0,4 Masse-% bis unterhalb der Steinschicht (Einheit 5) auf 1,4 Masse-% an. Im Bereich der Steinlage in 3 m u. GOF ist der  $\text{TIC}_{\text{reg}}$  der Feinmatrix maximal bei 3,3 Masse-% und bleibt weiterhin erhöht ( $> 1$  Masse-%) bis 2,5 m u. GOF. Bis zur Geländeoberfläche ist der anorganische Kohlenstoffgehalt gleichbleibend bei 0,9 Masse-% ( $n = 22$ , Std. = 0,1). Eine Ausnahme sind die Sedimente in 1,9–1,8 m u. GOF, mit Werten von 1,5 Masse-% ( $n = 2$ , Std. = 0,2).

Das Profil ist überwiegend stark **carbonathaltig** mit Werten zwischen 7 und 10 Masse-%. Ausnahmen bilden die schwach carbonathaltige Profilbasis (Einheit 1) und die carbonatreichen Sedimente in den Abschnitten 1,92–1,8 m u. GOF und 3,06–2,54 m u. GOF. Die Maximalwerte von rund 27 Masse-% liegen im Bereich der Steinlage in Einheit 4.

Die **Helligkeit** der Sedimente korreliert negativ mit deren Gehalt an organischem Kohlenstoff ( $r = -0,92$ ). Anhand der  $L^*$ -Werte sind Schichtgrenzen in 1,7 m und 2,55 m u. GOF zu erkennen. Der obere Profilabschnitt (Einheiten 10–13) ist wie im Profil TAG5 deutlich dunkler ( $L^* = 36\text{--}49$ ) als der untere Abschnitt (Einheiten 1–7). In letzterem sind die  $\text{TOC}_{\text{reg}}$ -Werte sehr gering und die Helligkeit liegt im Mittel bei 59 ( $n = 45$ , Std. = 2). Der mittlere Profiltail (Einheiten 8/9) zeigt sich als Übergangsbereich.

Abb. 5-13: Stratigraphische Merkmale des Profils TAG6.  
 Fig. 5-13: Stratigraphical features of sediment profile TAG6.

**Profil TAG6**



**Legend**

*Texture*

	Sand		Loam silt		Debris
	Loam sand		Clay silt		Loss of sediment
	Sand loam		Silt clay		Groundwater level
	Loam		Loam clay		
	Clay loam		Clay		

*Constituent*

	Sand		Shell debris
	Debris		Carbonate precipitation
	Charcoal		Gypsum precipitation
	Macro rests		Iron and / or manganese
	Mollusc		Root cast

*Facies categories*

	Loess sediments (A-1/2)		Channel deposits (C-1)		Reworked solum, rich in humus (D-1)
	Solum (B-1/2/4)		Oxbow / palustrine (C-2/6)		Reworked solum, rich in debris (D-2)
	Solum, anthropogenic (B-3)		Overbank fine deposits (C-3/4)		Colluvial deposits (D-3/4)
			Overbank coarse deposits (C-5)		Debris (D-5)

Die **magnetische Suszeptibilität** liegt im Wertebereich  $11\text{--}51 \cdot 10^{-5}$  SI. Bis auf einzelne Peaks sind die Schwankungen gering. Die Magnetisierbarkeit erreicht die höchsten Werte an der Profilbasis (Einheit 1) und in den dunklen zwischengeschalteten Sedimentschichten in den Einheiten 3 und 7. Die niedrigsten  $\kappa$ -Werte wurden in den Steinlagen gemessen, die sich deutlich in den rückläufigen Peaks widerspiegeln (Einheiten 5/12).

Die magnetische Suszeptibilität nimmt zunächst von der Profilbasis zu Einheit 3 ab. In der Tiefe 2,4–1,3 m u. GOF (Einheiten 8/10) sind die Werte stabil bei  $45 \cdot 10^{-5}$  SI ( $n = 50$ , Std. = 2). Im obersten Profilmeter nimmt die Magnetisierbarkeit zur Oberfläche hin von  $30 \cdot 10^{-5}$  SI auf  $43 \cdot 10^{-5}$  SI zu.

### Stratigraphie unabhängige Eigenschaften

Das Profil ist ab 0,7 m u. GOF bis zur Basis in Form von Pseudomycelien und Konkretionen mit Sekundärkalken angereichert. Ausfällungen finden sich verstärkt in den Tiefen 1,7–3,2 m, mit Ausnahme der Steinlagen, sowie in den dünnen Sedimentschichten der Einheiten 3/7/9. Wurzelröhren sind stellenweise ab 1,6 m bis 2,6 m u. GOF enthalten. Die Profilbasis (Einheit 1) enthält schwarze organische Füllungen von Grabgängen und feinen Wurzelröhren.

Die Reaktion der Sedimente liegt im sehr schwach alkalischen **pH-Wert**-Bereich. Die pH-Werte sind über die Tiefe unverändert bei durchschnittlich 7,3 ( $n = 25$ , Std. = 0,1).

Die **elektrische Leitfähigkeit** schwankt um  $177 \mu\text{S cm}^{-1}$  ( $n = 16$ , Std. = 17) in den untersten 0,5 m und in den oberen 2 m des Profils. In der Tiefe zwischen 3,3 und 2 m u. GOF ist die Leitfähigkeit erhöht und erreicht Werte bis zu  $427 \mu\text{S cm}^{-1}$ .

## Profil TAG7

### Lithostratigraphie

Das Profil (Abb. 5-14) beginnt in 4 m u. GOF mit einer dunkelgelbbraunen tonig-schluffigen Basis (Einheit 1), die stark schwarz fleckig ist.

Bis 1,55 m u. GOF folgen weitere Tonschluffablagerungen (Einheiten 2–6) von überwiegend homogener Textur. Die unteren Schichten (Einheiten 2–4) sind dunkelgelbbraun bis braun und von schwarzen organischen Füllungen (länglich, rundlich, < 10 cm) durchzogen. Zwischen 2,5 und 1,55 m u. GOF ist die Feinmatrix sehr dunkelgraubraun und schwach durchwurzelt (Einheiten 5/6). In Einheit 5 dominiert der tonige Anteil, während die Sedimente darüber schluffiger sowie schwach fein- bis mittelgrusig sind. In 1,86 m u. GOF ist ein 2 mm mächtiges Schluffband zwischengelagert.

Der obere Profilabschnitt von 1,55 m u. GOF bis zur Oberfläche (Einheiten 7–15) ist durch mehrere, teils feinschichtige Sedimentwechsel geprägt. Einheit 7 besteht aus einem inhomogenen Sedimentpaket aus Tonschluff mit Sandlehmeinschlüssen und feinsandigen Zwischenlagen. Darüber folgen im ständigen Wechsel Schichten von Sandlehm und Tonschluff, unterbrochen von schmalen Schluffbändern. Die sandigen Lagen sind schwach feingrusig und von gelbbrauner bis brauner Farbe, während die braunen Tonschluffschichten meist von homogener Textur sind. In 0,95 m u. GOF (Einheit 10) lagert eine stark grusige Schicht mit lehmig sandiger Feinmatrix. Feinsand- und

Grusbeimengungen finden sich auch in den Tonschluffen in Einheit 12. Nahe der Geländeoberfläche in 0,3–0,2 m Tiefe befindet sich eine braune Schicht aus lehmigem Sand mit Feingrus und feinem, weißem Schalenbruch (Einheit 14). Den Abschluss der Sedimentsequenz bilden sehr dunkelgrau-braune Tonschluffe (Einheit 14). Von der Oberfläche bis in 3 m Tiefe ist das Profil mit Feinwurzeln durchzogen.

### Stratigraphie abhängige Eigenschaften

Das Profil weist von der Geländeoberfläche bis in 3 m Tiefe (Einheiten 4–15) einen **organischen Kohlenstoffgehalt** ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ ) von mehr als 1 Masse-% auf. In den Sedimenten im untersten Profilmeter (Einheiten 1–3) liegt der Gehalt zwischen 0,5 und 0,9 Masse-%.

Oberhalb 3 m u. GOF nehmen die  $\text{TOC}_{\text{reg}}$ -Werte kontinuierlich nach oben hin zu bis auf 2,3 Masse-% in 1,6 m u. GOF (Einheiten 4–6). Die darüber liegenden Sedimente (Einheiten 7–15) sind durch deutliche Schwankungen entsprechend der Schichtwechsel gekennzeichnet. Die inhomogen zusammengesetzten Schichten mit den grobkörnigen Beimengungen weisen einen relativ geringen organischen Kohlenstoffgehalt zwischen 1–1,5 Masse-% auf (Einheiten 7/11). Die übrigen Schichten der oberen Profilhälfte haben einen mittleren  $\text{TOC}_{\text{reg}}$ -Gehalt von 1,9 Gew-% ( $n = 12$ , Std. = 0,1).

Die **magnetische Suszeptibilität** bewegt sich im diamagnetischen Bereich zwischen  $21\text{--}64 \cdot 10^{-5}$  SI. Im oberen Profilabschnitt im Bereich der häufigen Sedimentwechsel (Einheiten 8–15) zeigen sich deutliche Schwankungen der Magnetisierbarkeit (Spannweite  $20 \cdot 10^{-5}$  SI, Min =  $21 \cdot 10^{-5}$  SI, Max =  $41 \cdot 10^{-5}$  SI), mit negativen Peaks in den grobkörnigen Sedimentschichten. In den homogenen Feinsedimenten in den Einheiten 5/6 stabilisieren sich die Werte mit zunehmender Tiefe auf  $48 \cdot 10^{-5}$  SI ( $n = 56$ , Std. = 4). Die höchste Magnetisierbarkeit liegt in Einheit 4 vor mit durchschnittlich  $62 \cdot 10^{-5}$  SI ( $n = 18$ , Std. = 2). Im untersten Profilabschnitt (Einheiten 1–3) nehmen die Werte kontinuierlich zur Basis hin ab auf  $35 \cdot 10^{-5}$  SI.

Über die **Helligkeit** der Sedimente lassen sich drei Profilabschnitte abgrenzen. Die Einheiten 1–3 bilden den hellsten Abschnitt mit Werten zwischen 55 und 64. Die Sedimente der Einheit 4 fallen durch einen konstanten Helligkeitswert von 50 auf ( $n = 5$ , Std. = 0). Von 2,55 m u. GOF bis zur Oberfläche (Einheiten 5–13) sind die Sedimente insgesamt dunkler, allerdings schwankt die Helligkeit zwischen 39 und 48. Die Ganglinie korreliert negativ mit dem Gehalt an organischem Kohlenstoff ( $r = -0,84$ ,  $n = 39$ ).

Die **mineralogische Zusammensetzung** der Sedimente gibt über die geschätzten Mengenanteile der Hauptkomponenten Quarz und Calcit vier mineralogische Profilabschnitte wieder. Insgesamt ist Quarz viel bis sehr viel vertreten und Calcit wenig bis etwas (Tab. 5-8, Tab. A2-2). Der unterste Abschnitt (Einheiten 1–4) enthält viel Quarz und etwas Calcit. Darüber in den Einheiten 5/6 ist der Quarzgehalt unverändert, aber der Calcitanteil ist geringer.

Im Bereich der häufigen Schichtwechsel (Einheiten 7–12) ist der Gehalt beider mineralogischen Hauptkomponenten erhöht bzw. maximal. Im obersten Profilabschnitt, nahe der Oberfläche (Einheiten 13–15) zeigen Quarz und Calcit geringere Anteile.

Tab. 5-8: Mineralogische Zusammensetzung der Schwemmfächersedimente des Profils TAG7 (Röntgendiffraktogramm siehe Abb. A2-5, Messwerte und Klassifizierung der Mineralgehalte siehe Tab. A2-6, A2-7)

Tab. 5-8: Mineralogical composition of sediments from the alluvial fan profile TAG7 (X-ray diffractogram see Fig. A2-5, data and classification of mineral content see Tab. A2-6, A2-7)

Depth [m]	Quartz	Calcite	Plagioklas	Kali-Feldspar	Bloedite	Mica	Hornblende	Chlorite
0.10	+++++	+	+	+	+	(+)	(+)	(+)
0.28	++++	++	+	(+)	+	(+)	(+)	(+)
0.54	+++++	++	+	(+)	+	(+)	(+)	(+)
0.74	+++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
0.82	+++++	++	+	(+)	+	(+)	(+)	(+)
1.15	++++	++	+	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)
1.40	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
1.70	++++	++	+	(+)	+	(+)	(+)	(+)
1.90	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
2.20	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
2.40	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
2.60	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
2.80	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
3.00	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
3.50	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
3.80	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)
4.00	++++	++	+	+	+	(+)	(+)	(+)

### Stratigraphie unabhängige Eigenschaften

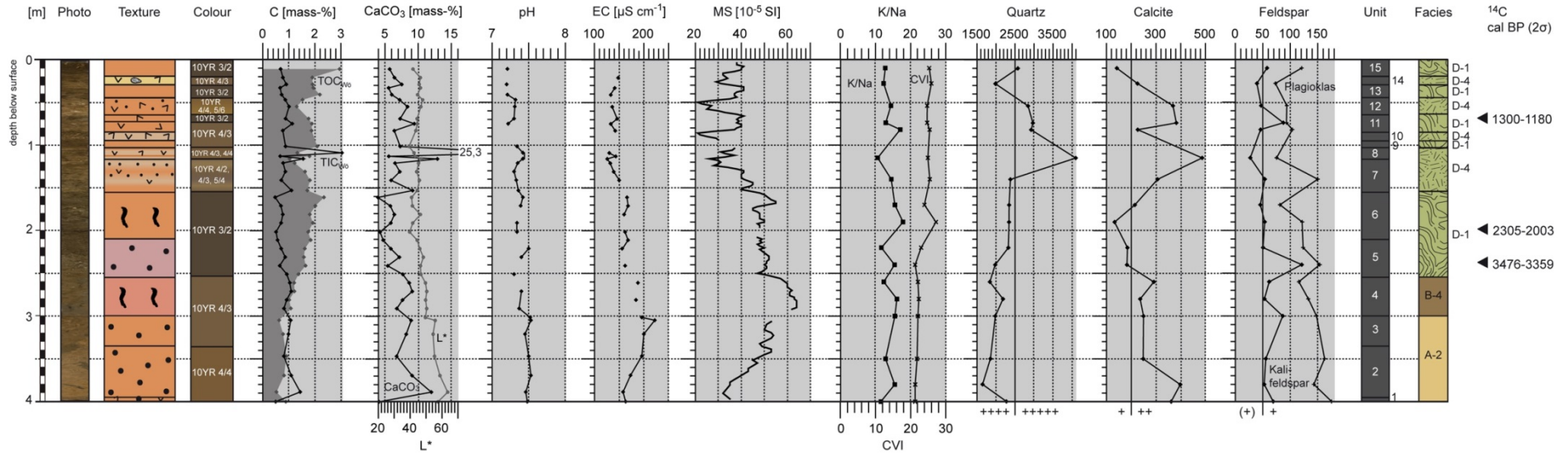
Das Profil weist zwei Tiefenbereiche mit sekundärer Kalkanreicherung auf. Im Profilabschnitt 2,0–2,5 m u. GOF sind die Kalke in Form weißer Pseudomycelien stark angereichert. Zwischen 2,9 und 4 m treten die Kalke als beige Flecken und Adern auf.

Bis 3,3 m u. GOF durchziehen Wurzelröhren mit zum Teil erhaltenen Wurzeln das Profil. Sie sind stellenweise mit schwarzem organischem Material aufgefüllt. Vor allem die Sedimente ab 2,55 m bis zur Basis zeigen verstärkt dunkle organische Füllungen in Form von Linsen und vertikalen dünnen Spuren.

Der **anorganische Kohlenstoff** (TIC<sub>reg</sub>) ist über das Profil relativ ausgeglichen enthalten. Der Gehalt schwankt zwischen 0,5 und 0,9 Masse-%. Erhöhte Werte von größer gleich 1 Masse-% weisen die untersten Sedimentschichten (Einheiten 2–4) und die sandig, grobkörnigen Schichten der oberen Profilhälfte (Einheiten 8/11/12) auf.

Das Profil ist mittel bis stark **carbonathaltig** mit Werten zwischen 4 und 10 Masse-%. Einzelne Proben aus der Profilbasis und Einheit 8 sind carbonatreich mit Werten größer 10 Masse-%.

**Profil TAG7**



**Legend**

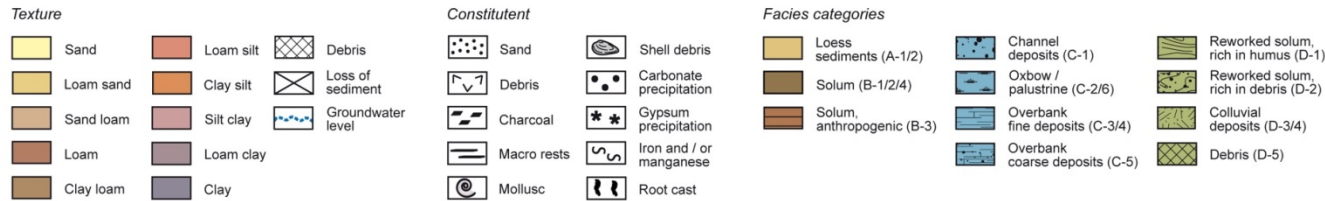




Abb. 5-14: Stratigraphische Merkmale des Profils TAG7.

Fig. 5-14: Stratigraphical features of sediment profile TAG7.

Der **pH-Wert** der Sedimente liegen durchgehend im sehr schwach alkalischen Bereich. Mit Abweichungen im Bereich des Messfehlers liegen die Werte stabil bei einem mittleren Wert von 7,4 pH ( $n = 30$ , Std. = 0,1).

Die **elektrische Leitfähigkeit** liegt im Bereich 126–222  $\mu\text{S cm}^{-1}$ . Bis 1,3 m u. GOF ist sie minimal bei durchschnittlich 137  $\mu\text{S cm}^{-1}$  ( $n = 12$ , Std. = 7). Mit zunehmender Tiefe nimmt die elektrische Leitfähigkeit auf 222  $\mu\text{S cm}^{-1}$  bei 3,05 m u. GOF zu. In den Sedimenten darunter nehmen die Werte mit der Tiefe ab.

Die **Elementgehalte** der Sedimentsequenzen liegen im Vergleich zu den verschiedenen Referenzmaterialien chemisch verändert vor (Tab. A2-4, A2-5). Die Konzentrationen sind den geogenen Grundgehalten der Lössprobe N-1 am ähnlichsten. Die Hintergrundwerte für Calcium, Kalium, Mangan, Schwefel und Strontium werden allerdings am Profilstandort überschritten.

Die **Indizes K/Na** und **CVI** geben hinsichtlich der chemischen Veränderung gegenüber den Referenzproben unterschiedliche Aussagen wieder (Tab. 5-2). Das K/Na Verhältnis schwankt über das gesamte Profil im Bereich 10,6–17,9 und damit zwischen geogenen und chemisch veränderten Verhältnissen. Die höchsten Werte liegen in den Sedimenten der Einheiten 4/5/6 vor. Der CVI-Index nimmt von der Basis (21,3) zur Oberfläche (25,3) leicht zu und teilt das Profil in zwei Abschnitte. Die untere Profilhälfte (Einheiten 1–5) liegt konstant im Bereich der geogenen Verhältnisse der Referenzproben Löss und Gestein. Für die obere Profilhälfte (Einheiten 6–15) deutet der Index auf chemische Veränderung hin. Das Verhältnis ist stabil und liegt oberhalb der Hintergrundwerte.

### 5.3.3 Talboden

#### Profil SAM1

##### Lage

Im westlichen Randbereich der verschliffenen Talniederung, nahe der heutigen Fließrinne der Birjuč'ja und kurz vor deren Mündung in den Sambek, wurde die Bohrung SAM1 (Abb. A5-4) per Stechsonde ( $\varnothing 6$  cm) niedergebracht (Abb. 5-10, Tafel 5). Das Profil ist unweit vom steilen Westhang (ca. 80 m Entfernung) und vom Schwemmfächer der Fächerschluht (Ovrage 1) gelegen.

Der Bohrkern hat eine Endteufe von 6,28 m, jedoch konnten die untersten 0,8 m nur mit der schmalen Stechsonde ( $\varnothing 2$  cm) entnommen werden. Die Kerndarstellung und -beschreibung beschränkt sich auf den beprobten und analysierten Profiltail bis 5,5 m u. GOF.

### Lithostratigraphie

Das Profil (Abb. 5-16) hat eine lehmige Basis (Einheit 1), die von einer dünnen tonig-schluffigen Schicht (Einheit 2) überdeckt wird. Darüber folgen bis 1,88 m u. GOF mächtige Lehmlagerungen, die in der unteren Hälfte inhomogen und mit Feindetritus vermengt sind (Einheit 3) und in der oberen Hälfte eine homogene Textur zeigen (Einheiten 5/6/7). Die zwei Abschnitte liegen getrennt durch eine 0,2 m mächtige, unsortierte Sandlehmlage mit Feindetritusbeimengungen (Einheit 4). Die darüber abgelagerten Tonlehme enthalten Holzkohleflitter in Einheit 5 und gut erhaltene, grobe Pflanzenreste in Einheit 7. Ab 1,88 m u. GOF lagern bis zur Oberfläche hin lehmig-schluffige Sedimente auf. In 0,64 m u. GOF erfolgt der Übergang zu einer 0,5 m mächtigen, stark feuchten Organikaufgabe aus Schilffresten.

Das Profil ist von sehr dunkelgrauer Farbe und durchgehend mit feinen Pflanzenresten durchzogen, die durch schwarze Farbe und schmierige Konsistenz zu erkennen sind. Die Sedimente an der Basis (Einheiten 1/2) sowie im mittleren Profilabschnitt (Einheiten 5/6) enthalten sehr feine weiße Bruchstücke von Mollusken. Schneckengehäuse wurden in den Sedimenten von der Basis bis 2,38 m u. GOF gefunden.

### Biostratigraphie

Die Stratifizierung der Sedimente nach Resten von Flora und Fauna, ähnlich zum Auenprofil TAG4, ist hier nicht möglich. Der Gehalt an mikro- und makroskopischen Funden ist insgesamt zu gering und deren Konservierung zu schlecht. Dennoch sollen die Einzelfunde der biologischen Untersuchung kurz vorgestellt werden.

Alle Einheiten, außer Einheiten 10/11, enthalten zum Teil stark zersetzte pflanzliche Großreste wie unbestimmbare Wurzeln, Halme und Fasern. Grobe Reste sind in den Sedimenteinheiten 3 und 7 erhalten. Das obere Ende des Profils bildet eine 0,5 m mächtige, nicht zersetzte Auflage an Schilfrohrresten (Rhizome, Blattscheiden), auf der rezent Schilf wächst.

Die Pollenanalyse, an Proben in 0,4 m Abstand vorgenommen, ergab keine auswertbaren Pollenspektren. Es zeigte sich jedoch ein deutlicher Unterschied in der Probenzusammensetzung oberhalb und unterhalb der Tiefe von 3,6 m. Die Sedimente oberhalb der Grenze (Einheiten 5–11) enthalten einzelne Pollen- und Sporenkörner, Kohlepartikel sowie viele Gewebereste. Unterhalb von 3,6 m u. GOF sind die Proben frei von erkennbarem organischem Material und reich an mineralischen Bestandteilen.

In den lehmigen Sedimenten der Einheiten 1–7 wurden neben sehr feinen Molluskenbruchstücken einzelne Gehäuse von **Gastropoden** gefunden (Tab. 5-9, Tafel 8). Die artgenaue Identifizierung war bis auf eine Ausnahme nicht möglich, jedoch konnte die Habitatzugehörigkeit bestimmt werden. Die Einheiten 1/6/9 enthalten Individuen aus feuchtem bzw. aquatischem Milieu. In den inhomogenen, unsortierten Sedimenten in Einheit 3 kommt zusätzlich die Landschnecke *Chondrula tridens* vor (Tafel 8).

Tab. 5-9: Einzelne Molluskenfunde im Profil SAM1 (Tafel 8)

Tab. 5-9: Single mollusc finds from profile SAM1 (Plate 8)

Sample ID	Depth [m]	Unit	Sediment	Habitat of found mollusc
Mol08	2.50–2.52	9	Loam silt	Gastropod of wet habitat, riparian areas
Mol09	3.10–3.12	6	Loam silt	Aquatic gastropod
Mol10	4.15	3	Loam with small sized detritus	<i>Chondrula tridens</i> – terrestrial gastropod
Mol11	4.18–4.20	3	Loam with small sized detritus	Gastropod of wet habitat, riparian areas
Mol12	4.52–4.54	3	Loam with small sized detritus	<i>Chondrula tridens</i> – terrestrial gastropod
Mol13	5.47–5.49	1	Loam	Gastropod of wet habitat, riparian areas



Sample Mol09: 3.10–3.12 m b.s.

Sample Mol10: 4.15 m b.s. – *Chondrula tridens*

Tafel 8: Molluskenfunde im Profil SAM1.

Plate 8: The mollusc record of profile SAM1.

Die stichprobenartige Untersuchung des Profils auf **Ostrakoden** ab 2,5 m u. GOF bis zur Basis erbrachte Klappenfunde in allen Proben mit einer Summe zwischen 48 und 1028 Klappen pro 5 Gramm Sediment (Tab. 5-10, Abb. 5-15, Tafel 7). Generell sind Ostrakoden in den Sedimenten mit einer Körnung größer 200 µm enthalten. Aufgrund der insgesamt sehr geringen Klappenzahl werden die Proben nicht nach Fraktionen ausgewertet.

Insgesamt wurden 7 Ostrakodenarten nachgewiesen, wobei die der Gattung *Pseudocandona* zusammengefasst wurden. Wie im Auenprofil TAG4 bestimmen die bodenbewohnenden Arten (B-benthic) das Spektrum aller Proben, darunter die Art *Cyprideis torosa* mit einer deutlichen Dominanz zwischen 60–99 %. Alle anderen Arten kommen nicht durchgehend und nur mit weniger als 45 Klappen pro 5 Gramm vor.

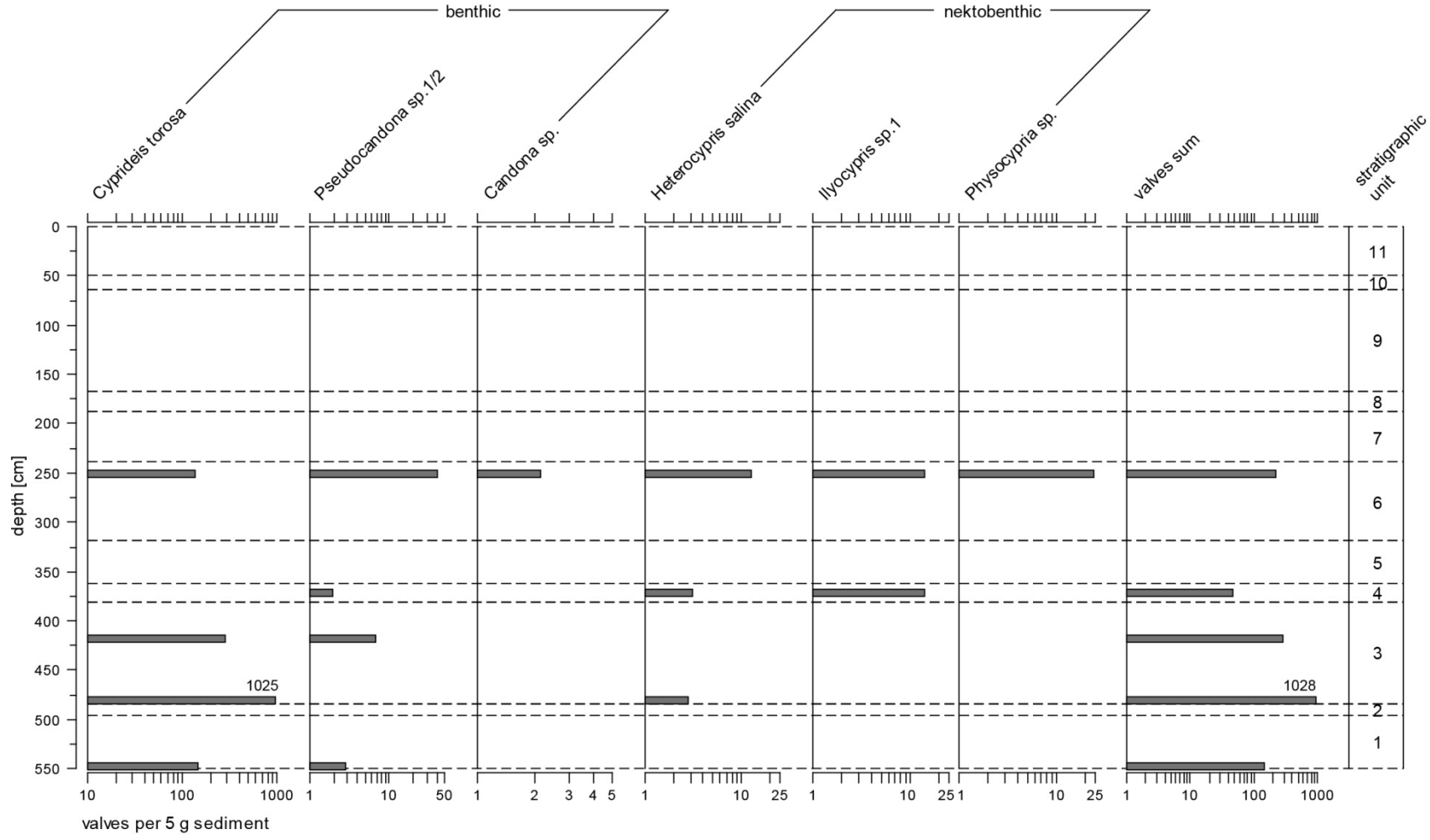


Abb. 5-15: Ostrakoden-Diagramm des Profils SAM1.

Fig. 5-15: Ostracod diagram of profile SAM1.

Tab. 5-10: Artenzusammensetzung der Ostrakoden im Profil SAM1 (Klappen pro 5 g, B = bentisch, NB = nektobentisch)

Tab. 5-10: Ostracod composition of profile SAM1 (valves per 5 g, B = benthic, NB = nektobenthic)

Sample depth [m]	Total number of valves per 5 g	Ratio juvenile : adult	<i>Cyprideis torosa</i>	<i>Pseudocandona</i> sp.1/2	<i>Candona</i> sp.	<i>Heterocypris</i> <i>salina</i>	<i>Ilyocypris</i> sp1	<i>Physocypris</i> sp.	Habitat	
									B	B
2.51	239	5.3	143	42	2	13	14	25	0.75	
3.73	48	6	29	2	0	3	14	0	1	
4.19	299	32.2	291	7	0	1	0	0	0.3	
4.82	1028	1	1025	0	0	3	0	0	1	
5.48	157	21.7	154	3	0	0	0	0	0	

Die höchsten Klappenzahlen von mindestens 200 Klappen pro 5 Gramm finden sich in den Einheiten 3 und 6, wobei nur in Einheit 6 auch die Diversität hoch ist (7 Arten). Hingegen weist Einheit 4 lediglich 48 Klappen pro 5 Gramm Sediment von 4 Ostrakodenarten auf.

In allen Proben, bis auf Probe SAM12 in 4,82 m u. GOF (J : A = 1) überwiegen die juvenilen Individuen um mindestens das Fünffache die adulten Ostrakoden (Index maximal 32). Die Mehrzahl aller Klappen zeigt eine glatte Schale. In den zwei untersten Proben weisen die Klappen von *Cyprideis torosa* zum Teil Höcker auf

### Stratigraphie abhängige Eigenschaften

Der **organische Kohlenstoffgehalt** (TOC<sub>reg</sub>) ist mit 0,7 Masse-% (n = 18, Std. = 0,1) konstant niedrig in den basalen Sedimenten (Einheiten 1–4). Oberhalb von 3,62 m u. GOF, in Einheit 5, ist der Gehalt leicht erhöht mit 1,1 Masse-% (n = 5, Std. = 0,1). Mit Beginn der Einheit 6 nehmen die TOC<sub>reg</sub>-Werte stetig zu und erreichen ein erstes Maximum von 4 Masse-% (n = 4, Std. = 0,3) in den pflanzenreihhaltigen Sedimenten in Einheit 7. Ein weiteres Maximum mit 5,7 Masse-% (n = 3, Std. = 1,4) liegt oberflächennah in den schilfrestreichen Ablagerungen vor (Einheiten 10/11). Dazwischen, in den Einheiten 8 und 9, liegt der organische Kohlenstoffgehalt im Bereich 2–3,4 Masse-%.

Über das gesamte Profil liegt ein enges, ausgeglichenes Verhältnis zwischen Kohlenstoff und Stickstoff vor, mit Werten zwischen 8 und 16. Es überwiegt zu 70 % ein C/N Verhältnis von größer 11.

Die **Helligkeitswerte** schwanken geringfügig zwischen 40 und 58; im Vergleich zu den anderen Profilen ist die Spannweite gering. Die Schwankungen korrelieren negativ mit dem organischen Kohlenstoffgehalt (n = 49, r = -0,9). Die Werte der Helligkeit spiegeln eine Zweiteilung des Profils bei 3,62 m u. GOF wieder. Unterhalb dieser Grenze (Einheiten 1–4) haben die Ablagerungen eine Helligkeit von gleichbleibend 56 (n = 18, Std. = 1). Darüber bewegen sich die Werte in einem Bereich

kleiner 53. Die Sedimente sind am dunkelsten in den Einheiten mit den höchsten organischen Kohlenstoffwerten (Einheiten 6/7 sowie 10/11).

Die **Magnetische Suszeptibilität** liegt im Wertebereich  $2\text{--}36 \cdot 10^{-5}$  SI und zeigt ein vorrangig paramagnetisches Verhalten. In der unteren Kernhälfte (Einheiten 1–3) schwankt die Magnetisierbarkeit um den Mittelwert von  $11,5 \cdot 10^{-5}$  SI ( $n = 66$ , Std. = 2,7); in den darüber folgenden Einheiten 4 und 5 ist sie stabil bei kleiner  $10 \cdot 10^{-5}$  SI ( $n = 17$ , MW = 4,9, Std. = 1,3). Ab Einheit 6 steigen die Werte an und bilden zwei Peaks von  $> 20 \cdot 10^{-5}$  SI in 2,78–2,56 m u. GOF. In Einheit 7 ist die magnetische Suszeptibilität stabil bei  $12,4 \cdot 10^{-5}$  SI ( $n = 25$ , Std. = 1,6).

Am Übergang von Einheit 8 zu 9 zeigt die Ganglinie der magnetischen Suszeptibilität einen Gipfel mit Werten  $> 30 \cdot 10^{-5}$  SI und damit ein ferrimagnetisches Verhalten der Sedimente. In den Ablagerungen darüber schwankt die Magnetisierbarkeit um  $20,8 \cdot 10^{-5}$  SI ( $n = 37$ , Std. = 3,4); ab Einheit 10 nimmt sie dann zum Hangendem stetig ab.

### Stratigraphie unabhängige Eigenschaften

Das Profil zeigt fast durchgehend schwarze, schmierige Schlieren, Flecken und Punkte. Vertikale Schlieren sind vor allem in der unteren Profilhälfte (Einheiten 1–4) enthalten.

Orangefarbene Eisenflecken zeigen sich oberflächennah in Einheit 9 und in den grobkörnigen Sedimenten der Einheiten 3/4. Sekundäre Anreicherungen liegen als Lösskindel in der Profilbasis (Einheit 1) vor und als weiße Gipstüpfel nahe der Oberfläche in 1–0,5 m u. GOF.

Die Ganglinie des **anorganischen Kohlenstoffs** ( $\text{TIC}_{\text{reg}}$ ) zeigt eine Zweiteilung des Profils bei 3,67 m u. GOF. In der unteren Hälfte (Einheiten 1–4) beträgt der Gehalt konstant 1 Masse-% ( $n = 18$ , Std. = 0,1). Im oberen Profilabschnitt (Einheiten 5–11) sind die Werte geringer; der anorganische Kohlenstoff fluktuiert zwischen 0,1 und 0,8 Masse-% (MW = 0,4 Masse-%,  $n = 31$ , Std. = 0,2).

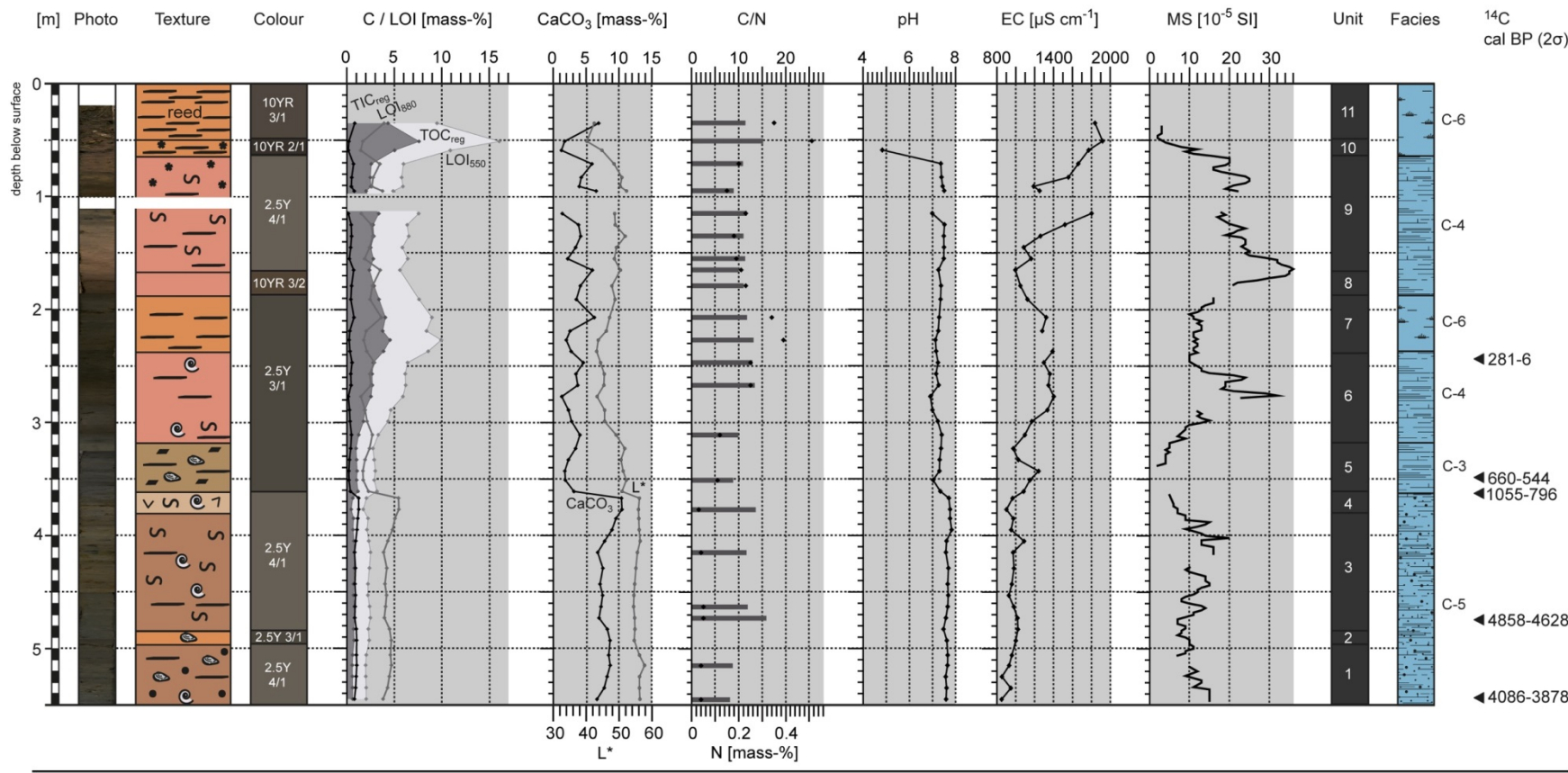
Die Sedimente der unteren Profilhälfte (Einheiten 1–4) sind durchgehend stark carbonathaltig. Oberhalb 4,15 m u. GOF nehmen die Werte kontinuierlich zu bis auf 10,4 Masse-% in 3,67 m Tiefe. In der oberen Profilhälfte (Einheiten 5–11) sind die Sedimente überwiegend carbonatarm bis schwach carbonathaltig. Die **Calciumcarbonatwerte** fluktuieren zwischen 1,2 und 6,9 Masse-%.

Die **pH-Werte** liegen im Bereich 6,9–7,8. Im unteren Profilabschnitt (Einheiten 1–4) ist der pH-Wert gleichbleibend sehr schwach alkalisch bei 7,6 ( $n = 18$ , Std. = 0,1). In der oberen Profilhälfte (Einheiten 5–9) ist die Acidität fast neutral bei 7,3 ( $n = 28$ , Std. = 0,2).

Die **elektrische Leitfähigkeit** schwankt zwischen 849 und 1919  $\mu\text{S cm}^{-1}$ . In der unteren Profilhälfte (Einheiten 1–4) liegen die Werte im Mittel bei 959  $\mu\text{S cm}^{-1}$  ( $n = 18$ , Std. = 56). In den Sedimenten oberhalb von 3,6 m u. GOF (Einheiten 5–11) hat die Leitfähigkeit eine Spannweite von 946  $\mu\text{S cm}^{-1}$ . Die höchsten Werte liegen im Bereich 3–2 m u. GOF und in den obersten Ablagerungen bis 1,3 m Tiefe.

Der Salzgehalt, berechnet aus der elektrischen Leitfähigkeit, beträgt kleiner gleich 1 g l<sup>-1</sup>.

Profil SAM1



Legend

Texture			Constituent			Facies categories					
	Sand		Loam silt		Sand		Loess sediments (A-1/2)		Channel deposits (C-1)		Reworked solum, rich in humus (D-1)
	Loam sand		Clay silt		Debris		Solum (B-1/2/4)		Oxbow / palustrine (C-2/6)		Reworked solum, rich in debris (D-2)
	Sand loam		Silt clay		Loss of sediment		Solum, anthropogenic (B-3)		Overbank fine deposits (C-3/4)		Colluvial deposits (D-3/4)
	Loam		Groundwater level		Charcoal		Overbank coarse deposits (C-5)		Debris (D-5)		
	Clay loam		Shell debris		Carbonate precipitation						
	Clay		Gypsum precipitation		Iron and / or manganese						
			Macro rests		Root cast						

Abb. 5-16: Stratigraphische Merkmale des Profils SAM1.  
 Fig. 5-16: Stratigraphical features of sediment profile SAM1.

## 5.4 Die Schwemmfächerschüttungen in der Balka Buzikova

Die Balka Buzikova ist ein 14,6 km langes Tal, welches seinen Ursprung 12,5 km nördlich seiner Mündung in die Talweitung des Sambek hat. Das Tal verläuft über 13 km auf einer geraden N-S Linie und überwindet dabei eine Höhendifferenz von 65 m (Längsneigung ca.  $0,3^\circ$  / 0,5 %). In 1,6 km Entfernung von der Mündung ändert das Tal seine Richtung nach SE und verläuft bis zum Eintritt in den Sambek auf einem gleichbleibenden Höhenniveau (Abb. 4-4, 5-17). Der Talboden ist hier mit 300 m am weitesten im gesamten Längsverlauf. In diesem Abschnitt ist die rechtseitige, steilere Talflanke durch mehrere Kerbtälchen bzw. Erosionsschluchten zerschnitten. Die Täler sind von unterschiedlicher Länge und Tiefe und schütten direkt in die Aue der nur episodisch durchflossenen Balka. Die Schwemmfächer der großen verzweigten Erosionsschlucht (Ovräg 2, TAG8) und der kleineren Schlucht (Ovräg 3, TAG9) wurden punktuell beprobt und analysiert (Tafel 5).

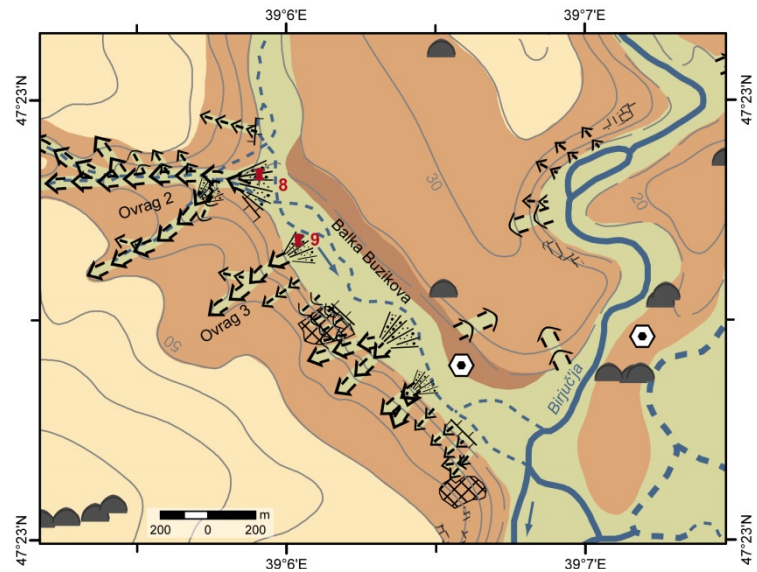


Abb. 5-17: Die Bohrpunkte in der Balka Buzikova (Legende siehe Abb. 4-6).

Fig. 5-17: Coring sites of Balka Buzikova (legend see Fig. 4-6).

### Profil TAG8

#### Lage

Am Knickpunkt des Talverlaufs der Balka Buzikova schneidet eine zweifach verzweigte Erosionsschlucht (Ovräg 2) die Talflanke der Balka (Abb. 5-17). Der Beginn der Schlucht liegt 1,5 km östlich in den Feldern auf der Plateaufläche (Abb. 4-4). Das Tal ist bis zu 17 m in den Hang und das anstehende Kalkgestein eingeschnitten (Abb. A4-1, Tab. A4-1) und schüttet am Talausgang einen maximal 180 m breiten Schwemmfächer mit unregelmäßiger Umgrenzungslinie. Der Akkumulationskörper ist flächendeckend mit Reinfarn (*Tanacetum vulgare*) bewachsen und hebt sich damit deutlich vom Gras- und Kräuterbewuchs seiner Umgebung ab. Aus dem Zentrum des Fächers wurde das Kernprofil TAG8 (Abb. A5-9) mit 4 m Mächtigkeit entnommen. Das Sedimentprofil zeigt ab dem zweiten Bohrmeter Kernlücken jeweils im oberen Bereich der einzelnen Kernabschnitte. Sie lassen auf Stauchung des Bohrguts schließen. Im zweiten Bohrmeter beträgt der Kernverlust 0,7 m; Aussagen zu diesem Kernabschnitt können nur unter Vorbehalt getroffen werden.



### Lithostratigraphie

Das Profil (Abb. 5-18) ist im unteren Abschnitt (Einheiten 1/2) bis 2 m u. GOF lehmig bis tonig, stark feucht und sehr carbonatreich. Die dunkelgraubraune bis sehr dunkelgraue Feinmatrix enthält feinen Schalenbruch und Schneckengehäuse ( $\emptyset \leq 3$  mm), sowie dunkelgrau bis schwarze vertikale Schlieren. Die Basis (Einheit 1) ist allgemein grobkörniger als die darüber liegenden Sedimente (Einheit 2). Die Matrix enthält helle, kantengerundete Sandbeimengungen.

Ab 2 m u. GOF lagern bis zur Oberfläche carbonathaltige Tonschluffe auf, die überwiegend aus schluffigen Lehmen bestehen. Der Profilbereich 2–1 m u. GOF (Einheit 3) ist durch 0,7 m Kernverlust gekennzeichnet. Das vorhandene Sediment ist schwarz, homogen und von schmierig feuchter Matrix.

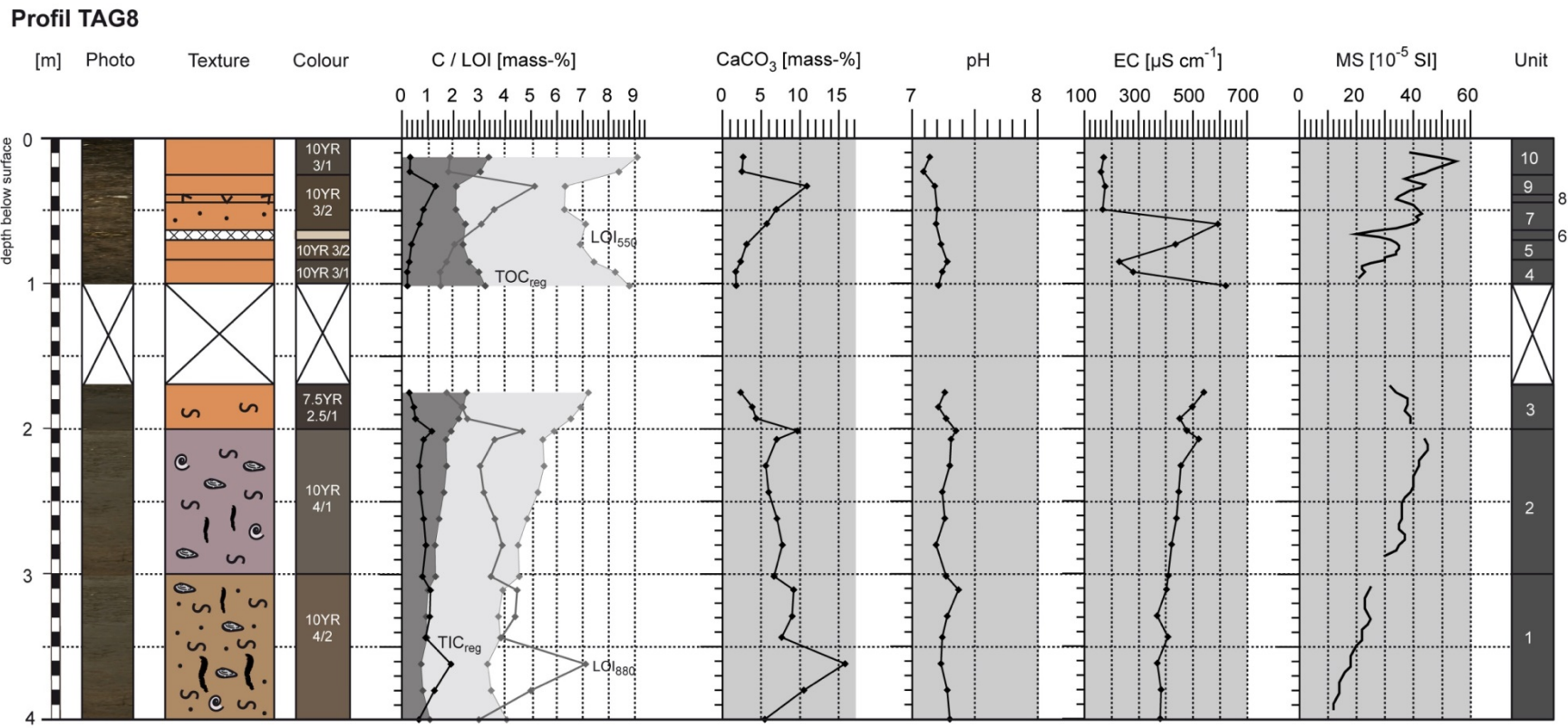
Der oberste Profilmeter ist heterogen und mehrschichtig (Einheiten 4–10). Im Liegenden (Einheit 4) lagert eine sehr dunkelgraue, schwach feuchte, humose Schicht. Diese wird von humosen, sehr dunkelgraubraunen, trockenen Sedimenten überdeckt (Einheiten 5–9), die eine chaotische Textur und teilweise sandig, grusige Beimengungen aufweisen. In 0,7–0,63 m u. GOF (Einheit 6) liegt eine Schicht aus überwiegend grusigen, carbonatischen Klasten vor. Die bis zur Oberfläche reichende Einheit 10 wird von einer sehr dunkelgrauen humosen Matrix gebildet, welche durchwurzelt und carbonatfrei ist und Aggregatbildungen zeigt.

### Stratigraphie abhängige Eigenschaften

Der **organische Kohlenstoffgehalt** ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ ) ist im untersten Profilmeter (Einheit 1) mit Werten  $< 1$  Masse-% am niedrigsten. Bis 2 m u. GOF steigen die Werte auf 1,9 Masse-% an. In 1 m Tiefe (Einheit 4) und oberflächennah (Einheit 10) erreicht der organische Kohlenstoffgehalt maximale Werte von  $> 3$  Masse-%. In dem Abschnitt dazwischen (Einheiten 5–9) geht der Gehalt zum Hangenden hin kontinuierlich um insgesamt 1 Masse-% zurück.

Die Tiefenänderung des **anorganischen Kohlenstoffgehalts** ( $\text{TIC}_{\text{reg}}$ ) verhält sich mit Ausnahme einzelner Proben invers zum Gehalt des organischen Kohlenstoffs. In der unteren Profilhälfte (Einheiten 1/2) liegen die Werte bei rund 1 Masse-%, mit leicht abnehmender Tendenz zum Hangenden. Einzelne höhere Werte an der Basis können durch den Schalenbruch im Sediment hervorgerufen sein. In den Einheiten 3 bis 5, sowie oberflächennah (Einheit 10) ist der anorganische Kohlenstoffgehalt konstant niedrig bei durchschnittlich 0,3 Masse-% ( $n = 9$ , Std. = 0,1). Zwischen 0,7–0,25 m u. GOF (Einheiten 6–9) nimmt der anorganische Kohlenstoffgehalt zum Hangenden hin auf 1,3 Masse-% zu.

Die Sedimente der unteren Profilhälfte (Einheiten 1/2) sind überwiegend stark carbonathaltig. Der obere Kernabschnitt zeigt generell geringere Werte (1,4–4,4 Masse-%), die einen armen bis schwachen **Calciumcarbonatgehalt** ausweisen. Abweichungen liegen in dem Abschnitt mit den Einheiten 6–9 vor, wo der Carbonatgehalt zwischen 6 und 11 Masse-% schwankt.



**Legend**

- | Texture   |           |                   | Constituent |                         |  |
|-----------|-----------|-------------------|-------------|-------------------------|--|
| Sand      | Loam silt | Debris            | Sand        | Shell debris            |  |
| Loam sand | Clay silt | Loss of sediment  | Debris      | Carbonate precipitation |  |
| Sand loam | Silt clay | Groundwater level | Charcoal    | Gypsum precipitation    |  |
| Loam      | Loam clay |                   | Macro rests | Iron and / or manganese |  |
| Clay loam | Clay      |                   | Mollusc     | Root cast               |  |

Abb. 5-18: Stratigraphische Merkmale des Profils TAG8.  
 Fig. 5-18: Stratigraphical features of sediment profile TAG8.

Die **magnetische Suszeptibilität** der Sedimente schwankt zwischen 12 und  $55 \cdot 10^{-5}$  SI. Von der Basis bis 2 m u. GOF (Einheiten 1/2) steigen die Werte von  $12 \cdot 10^{-5}$  SI auf  $45 \cdot 10^{-5}$  SI stetig an. In Einheit 2 liegen die Werte deutlich im ferrimagnetischen Bereich. Innerhalb des obersten Profilmeters (Einheiten 4–10) schwankt die Magnetisierbarkeit deutlich mit den wechselnden Sedimentschichten, nimmt aber tendenziell zur Geländeoberfläche zu. Die Ganglinie zeigt negative Peaks in den Einheiten 6/8 und positive Ausschläge mit ferrimagnetischem Verhalten in den Einheiten 5/7/9/10.

### Stratigraphie unabhängige Eigenschaften

Die Sedimente der unteren Profilhälfte (Einheiten 1/2) sind hydromorph überprägt. Sie zeigen eine schwache Eisenfleckung und eine starke Ausfällung von braunschwarzen Mangankonkretionen. Mit abnehmender Tiefe werden die ausgefällten Eisen-Manganverbindungen geringer. In 2,8–1,7 m u. GOF zeugen die Sedimente durch starke Graufärbung von reduzierten Bedingungen.

Der Kernabschnitt zwischen 3 und 2 m u. GOF (Einheit 2) enthält außerdem schwarzgraue, organische Füllungen in Gängen oder Röhren. Das Profil ist bis in 1 m u. GOF mit Feinwurzeln durchzogen.

Der **pH-Wert** liegt mit einem Mittelwert von 7,2 ( $n = 25$ , Std. = 0,1) im sehr schwach alkalischen Bereich.

Die **elektrische Leitfähigkeit** hat über das Profil eine Spannweite von  $461 \mu\text{S cm}^{-1}$  (Min =  $161 \mu\text{S cm}^{-1}$ , Max =  $622 \mu\text{S cm}^{-1}$ ). An der Basis beträgt sie  $380 \mu\text{S cm}^{-1}$  und nimmt bis 1 m u. GOF um  $242 \mu\text{S cm}^{-1}$  stetig zu. Starke Schwankungen liegen im obersten Profilmeter vor (Einheiten 4–7). In Einheit 4 sind die Werte kleiner als  $300 \mu\text{S cm}^{-1}$ , in den Einheiten 5 und 7 liegen einzelne hohe Werte größer  $400 \mu\text{S cm}^{-1}$  vor. In den obersten 0,5 m des Profils ist die Leitfähigkeit konstant niedrig bei  $168 \mu\text{S cm}^{-1}$  ( $n = 4$ , Std. = 5).

## Profil TAG9

### Lage

Talabwärts, 500 m von Kernprofil TAG8 entfernt, schneidet eine weitere Erosionsschlucht (Ovrag 3) die südwestliche Talflanke der Balka Buzikova (Abb. 5-17). Der Beginn des Tales liegt 350 m hangaufwärts am Rande eines Fahrweges. Das Haupttal ist 200 m lang und maximal 18 m tief eingeschnitten (Abb. A4-2, Tab. A4-2). Im oberen Abschnitt teilt es sich in zwei Arme auf. Am Talaustritt ist ein Schwemmfächer aufgeschüttet, der von einer rezenten Abflusslinie geschnitten wird. Aus dem Zentrum des Akkumulationskörpers wurde das Kernprofil TAG9 (Abb. A5-10) mit einer Endteufe von 4 m u. GOF genommen.

### Lithostratigraphie

Das Profil TAG9 (Abb. 5-19) setzt sich aus verschiedenen mächtigen, tonig bis lehmigen Schluffeinheiten zusammen, die überwiegend postsedimentär überprägt wurden.

Die Basis bildet eine homogene, braune Schicht aus schluffigem Lehm (Einheit 1). Darüber lagert deutlich abgegrenzt ein dunkelbraunes, schwach körniges Tonschluffpaket mit einzelnen Klasten im Grobgrusbereich (Einheit 2). Die Einheit fällt durch ihre Musterung auf, die sich aus starken sekundären Kalkausfällungen ergibt und den zahlreichen schwarzen organischen Füllungen von vertikalen Poren. Die Sedimente in Einheit 2 sind nach oben hin lockerer gelagert, was möglicherweise eine Folge des Schlagbohrers ist.

Oberhalb 3 m u. GOF bilden braune Lehmschluffe mit Holzkohleflittern ein 1 m mächtiges Sedimentpaket (Einheit 3). Die homogene Matrix ist fein durchlöchert und von Röhren durchzogen, die vereinzelt noch Wurzeln enthalten. In 2,72 m Tiefe wurde die Landschnecke *Chondrula tridens* gefunden. Mit scharfer Abgrenzung lagert auf Einheit 3 eine 0,2 m mächtige, überwiegend braunschwarze Schicht von chaotischer Textur (Einheit 4). Sie wird von Grobklasten aus Kalkgestein (Einheit 5) bedeckt. Darüber folgt erneut eine homogene, braune Schicht aus Lehmschluff (Einheit 6).

Oberhalb 1,34 m u. GOF bis zur Oberfläche sind die schluffigen Ablagerungen zunehmend durchwurzelt und mit Humus angereichert; ihre Farbe ist dunkel bis sehr dunkel graubraun. Die Einheiten 7 und 8 enthalten sandige bis feingrusige Beimengungen; das oberflächennahe Material ist mit Tonaggregaten durchsetzt.

### Stratigraphie abhängige Eigenschaften

Das Profil hat an der Basis (Einheiten 1/2) einen mittleren **organische Kohlenstoffgehalt** ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ ) von 1,5 Masse-% ( $n = 5$ , Std. = 0,1). Bis 2,8 m u. GOF bleibt der Gehalt größer 1 Masse-%. In 2,7–2,14 m u. GOF (Einheit 3) liegt der organische Anteil bei konstant 0,7 Masse-% ( $n = 6$ , Std. = 0,03). In den Einheiten 4 sowie 6–7 zeigen sich höhere Werte um die 1,9 Masse-% ( $n = 13$ , Std. = 0,2). Ab 0,75 m u. GOF nimmt der organische Kohlenstoffgehalt von 2 Masse-% zur Geländeoberfläche hin zu (Einheiten 8/9), wobei zuoberst ein Maximalwert von 4,5 Masse-% erreicht wird.

Die Gangkurve des **anorganischen Kohlenstoffs** ( $\text{TIC}_{\text{reg}}$ ) zeigt drei Maxima im Profil: an der Basis in Einheit 1 mit 1,4 Masse-%, in Einheit 3 mit durchschnittlich 1,5 Masse-% ( $n = 8$ , Std. = 0,2) und in dem Abschnitt 1–0,74 m u. GOF der Einheit 7 mit maximal 1,5 Masse-%. Geringe Werte von anorganischem Kohlenstoff weisen die Sedimente in Einheit 2 mit durchschnittlich 0,8 Masse-% ( $n = 5$ , Std. = 0,1) auf, sowie die Ablagerungen in 2–1 m u. GOF mit einem abnehmenden Gehalt bis auf 0,1 Masse-% und Einheit 9 mit 0,2 Masse-% nahe der Geländeoberfläche.

Die untere Profilhälfte ist überwiegend stark carbonathaltig (5–12 Masse-%) in den Einheiten 1/2 und carbonatreich (11–16 Masse-%) in Einheit 3. In den Einheiten 4/6 ist der **Calciumcarbonatgehalt** rückläufig bis hin zu carbonatarmen Verhältnissen. In Einheit 7 werden die Sedimente nach oben hin carbonatreich, der Gehalt nimmt unter Schwankungen auf Werte größer 10 Masse-% zu. Mit Einheit 8 sind die Werte erneut rückläufig. Die Ablagerungen nahe der Geländeoberfläche (Einheit 9) sind von geringem bis mittlerem Carbonatgehalt (3,6–4,7 Masse-%).

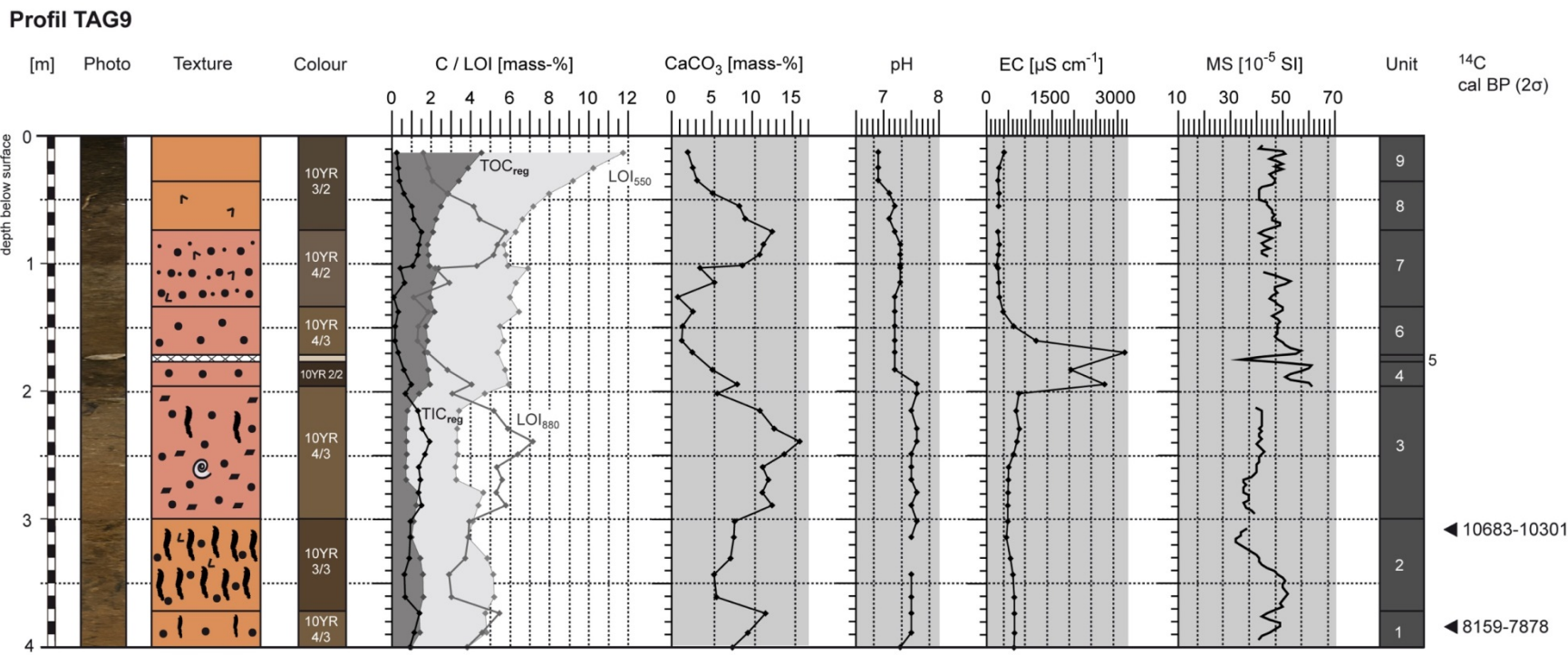
### Stratigraphie unabhängige Eigenschaften

Die Ablagerungen sind in der oberen Profilhälfte bis 1,42 m u. GOF stark durchwurzelt und bis 2,4 m u. GOF schwach mit Feinwurzeln durchzogen. In 0,8 m u. GOF setzt die Ausfällung von Kalk in Form von Pseudomycelien ein. Sie reicht durchgängig bis zur Profilbasis. Konzentrationen von Kalkanreicherungen sind in Einheit 7 und in Einheiten 3/2 enthalten. Ab 3 m u. GOF sind schwarze organische Füllungen von vertikalen Gängen oder Hohlräumen vorhanden. Sie kommen vorrangig in Einheit 2 vor.

Der Kurvenverlauf des **pH-Werts** zeigt eine Zweiteilung des Profils. In der unteren Profilhälfte (Einheiten 1–3) liegt der pH-Wert beständig im schwach alkalischen Bereich bei 7,5 ( $n = 17$ , Std. = 0,1). In der oberen Profilhälfte sind die Werte ebenso stabil, sie tendieren aber in den neutralen Bereich. In den Einheiten 4–8 beträgt der pH-Wert 7,2 ( $n = 15$ , Std. = 0,07), an der Oberfläche konstant 6,9 ( $n = 3$ , Std. = 0).

Die **elektrische Leitfähigkeit** hat über das Profil eine Spannweite von  $2930 \mu\text{S cm}^{-1}$  (Min =  $230 \mu\text{S cm}^{-1}$ , Max =  $3160 \mu\text{S cm}^{-1}$ ). Bis auf den Bereich in 1,94–1,69 m Tiefe liegen die Werte konstant zwischen 230 und  $748 \mu\text{S cm}^{-1}$ . Die höchsten Werte von größer  $450 \mu\text{S cm}^{-1}$  werden in der unteren Profilhälfte (Einheiten 1–3) erreicht, die niedrigsten Werte von durchschnittlich  $272 \mu\text{S cm}^{-1}$  ( $n = 11$ , Std. = 41) liegen im oberen Profilabschnitt von 1,26 m bis zur Oberfläche vor. Auffällig ist der Tiefenbereich 1,94–1,69 m u. GOF mit einer maximalen elektrischen Leitfähigkeit zwischen 1133 und  $3160 \mu\text{S cm}^{-1}$ .

Die **magnetische Suszeptibilität** des Profils liegt im ferrimagnetischen Bereich zwischen  $32\text{--}61 \cdot 10^{-5}$  SI. Das magnetische Verhalten zeigt eine Zweiteilung des Profils. In der Profilhälfte unterhalb 2 m u. GOF sind die Werte ausgeglichen. Von der Profilbasis bis 3,35 m u. GOF beträgt der Mittelwert  $48 \cdot 10^{-5}$  SI ( $n = 23$ , Std. = 3) und in Einheit 3  $39 \cdot 10^{-5}$  SI ( $n = 40$ , Std. = 3). Die rückläufigen Werte zwischen 3,35 und 3 m u. GOF werden nicht berücksichtigt, da die Sedimente durch das Bohren gelockert wurden und sich dadurch niedrigere  $\kappa$ -Werte ergeben. Die obere Profilhälfte zeigt eine leicht höhere Magnetisierbarkeit, jedoch mit durchgehenden Schwankungen in einer Spannbreite von  $20 \cdot 10^{-5}$  SI (Min =  $41 \cdot 10^{-5}$  SI, Max =  $61 \cdot 10^{-5}$  SI). Die braunschwarze Schicht der Einheit 4 hat mit  $51\text{--}61 \cdot 10^{-5}$  SI die höchste Magnetisierbarkeit im Profil. Ebenso weist der Oberboden in Einheit 9 relativ hohe  $\kappa$ -Werte zwischen  $45\text{--}51 \cdot 10^{-5}$  SI auf. Die geringste Magnetisierbarkeit hat die Steinlage in 1,75 m u. GOF mit  $34 \cdot 10^{-5}$  SI.



**Legend**

Texture			Constituent		
	Sand				
	Loam sand				
	Sand loam				
	Loam				
	Clay loam				
	Debris				
	Groundwater level				

Abb. 5-19: Stratigraphische Merkmale des Profils TAG9.  
 Fig. 5-19: Stratigraphical features of sediment profile TAG9.

## 5.5 Geochronologie

Auf der Grundlage von 35 Radiokohlenstoffdatierungen an 9 verschiedenen Standorten wird in Kapitel 6 ein chronologisches Modell für die sedimentologische Entwicklung des mittleren Sambektales im Holozän aufgestellt. Hierfür wurden die drei wesentlichen Sedimentationsbereiche im Talgrund des Sambektales datiert: der Auenbereich ( $n = 13$ ), die Hangfußflächen ( $n = 5$ ) und die Schwemmfächerschüttungen der hangschneidenden Seitentäler ( $n = 17$ ). Die chronologische Einordnung der fluvialen, alluvialen und kolluvialen Sedimente sowie der organischen Bodensubstanz erfolgte vorrangig an organikhaltigen Mischproben ( $n = 21$ ), da nur vereinzelt Holzkohlepartikel ( $n = 10$ ) oder Reste von terrestrischen Pflanzen ( $n = 4$ ) zu finden waren. Holzkohlen und terrestrische Pflanzenreste gelten als das zuverlässigste Material für die Radiokarbondatierung (Wang et al. 2014).

Die Tabelle 5-11 gibt eine Übersicht der vorliegenden Radiokohlenstoffdatierungen. Die Genauigkeit der  $^{14}\text{C}$ -Alter liegt zwischen  $\pm 30$  und  $\pm 60$  Jahren. Nach Geyh (2005) entspricht das der durchschnittlichen Genauigkeit für holozäne Proben.

Die kalibrierten Alter zeigen eine Spannweite des möglichen Altersintervalls zwischen 67 und 503 Jahren. Die teilweise großen Zeitintervalle können sich aus der Datierung von altersheterogenen Mischproben (Hiller et al. 2003) oder aus der Kalibrierung ergeben. Die Kalibrierungskurve zeigt in ihrem Verlauf Plateaus von mehr oder weniger konstantem  $^{14}\text{C}$ -Alter, wodurch das kalibrierte Zeitintervall weiter ist als in Realzeit. Die Plateaus entsprechen einer Periode reduzierter atmosphärischer  $^{14}\text{C}$ -Konzentration (Walker 2005). Die davon betroffenen Zeitintervalle sind in der Tabelle 5-11 mit ‚P‘ markiert.

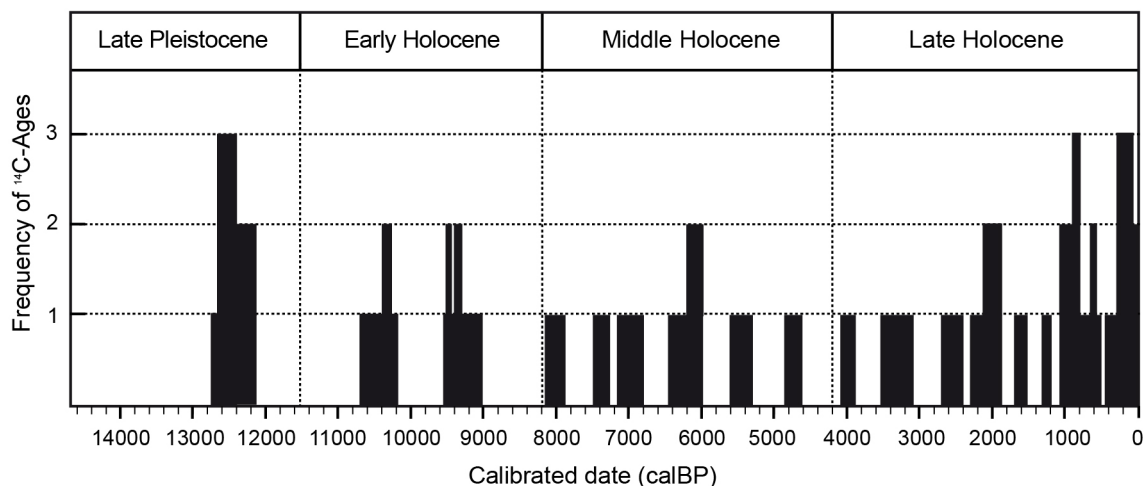


Abb. 5-20: Chronologische Verteilung der  $^{14}\text{C}$ -Alter im Spätpleistozän und Holozän, OxCal v4.2.4 Ramsey (2013); r:5 IntCal13 Atmosphärenkurve (Reimer et al. 2013).

Fig. 5-20: Chronological distribution of  $^{14}\text{C}$ -ages in the Late Glacial and Holocene, OxCal v4.2.4 Ramsey (2013); r:5 IntCal13 atmospheric curve (Reimer et al. 2013).

Die im fortlaufenden Text angegebenen  $^{14}\text{C}$ -Alter sind als kalibrierte Alter vor 1950 (cal BP) mit einer Standardabweichung von  $\pm 2\sigma$  (Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95 %) zu verstehen. Im Anhang A3 (Tab. A3-1) sind zusätzlich die kalibrierten Alter mit einer Standardabweichung von  $\pm 1\sigma$  (Sicherheitswahrscheinlichkeit von 68 %) in Jahre vor 1950 (BP) und Jahre vor bzw. nach Christus (BC/AD) angegeben.

Das chronologische Modell für das mittlere Sambektal deckt einen Zeitraum von 12800 Jahren ab, d. h. es beginnt im späten Pleistozän und umfasst das gesamte Holozän (Abb. 5-20). Die Alterswerte sind jedoch ungleichmäßig über den Zeitraum verteilt. Die meisten Datierungen (77 %) liegen im Spätholozän ( $n = 19$ ) und Mittelholozän ( $n = 8$ ), die restlichen 23 % der Alter verteilen sich über das Frühholozän ( $n = 5$ ) und das Spätpleistozän ( $n = 3$ ). Nach der Häufigkeitsverteilung der Alter (Abb. 5-20) zeigen sich 8 Cluster mit Mehrfachdatierungen: 12150–12650, 10300–10400, 9300–9500, 6000–6200, 1850–2150, 1050–800, 550–650, 0–300. Das Spätpleistozän sowie das Früh- und Spätholozän stechen dabei heraus. Das zeitlich weite Mittelholozän fällt durch breit streuende einzelne Alter auf.

Eine Differenzierung der Alterswerte nach den Standortbereichen zeigt folgende Verteilung: Die beiden Profile aus den Siedlungsflächen im Hangfußbereich (Abb. 5-21) zeigen eine große Datierungslücke zwischen 6000 und 1000 BP. Damit sind die Besiedlungsphasen ab dem Eneolithikum bis ins Mittelalter chronologisch nicht erfasst. Die Alter der Schwemmfächersedimente (Abb. 5-21) konzentrieren sich zu mehr als 50 % auf die letzten 3000 Jahre und schließen damit die Kulturepochen ab der Eisenzeit ein. Die Datierungen aus dem Auenbereich des Sambek (Abb. 5-21) sind über das gesamte Holozän verteilt. Besonders das Spätholozän, und damit die wesentlichen Besiedlungsphasen sind gut erfasst.



Tab. 5-11: <sup>14</sup>C-AMS Radiokohlenstoffdaten aus dem mittleren Sambektal.

m b. s. – Meter unter Geländeoberfläche; 2 σ max; min cal BP or BC/AD – kalibriertes Alter, 2 Sigma-Bereich; „;“ es gibt verschieden mögliche Altersintervalle aufgrund mehrfacher Schnittpunkte mit der Kalibrierungskurve; Lab. No. – Labornummer, Poznań Radiocarbon Labor (Poz); <sup>P</sup> – Plateaulage des kalibrierten Alters. Alle <sup>14</sup>C-Alter wurden mit der Software OxCal 4.2.4 (Ramsey 2013) und dem Datensatz IntCal13 (Reimer et al. 2013) kalibriert.

Tab. 5-11: <sup>14</sup>C-AMS radiocarbon dates from the middle Sambek valley. Note: b. s. – below ground surface; 2 σ max; min cal BP or BC/AD – calibrated ages, 2 sigma-range; „;“ – there are several possible age intervals because of multiple intersections with the calibration curve; Lab. No. – laboratory number, Poznań Radiocarbon Laboratory (Poz); <sup>P</sup> – plateau position of the calibrated age. All ages are calibrated using the OxCal 4.2.4 software (Ramsey 2013) based on IntCal13 data set (Reimer et al. 2013).

Sample ID	Depth [m b. s.]	Material	Lab. code	Conventional <sup>14</sup> C Age (BP)	cal BP 2 σ max; min	cal BC/AD 2 σ max; min	Range 2 σ
TAG0201	0.78–0.80	bulk	Poz-37324	1025 ± 30	1048; 804	903; 1146 AD	244
TAG0202	1.64–1.65	bulk	Poz-37325	5400 ± 50, small, 0.5 mg C	6295; 6009	4346; 4060 BC	286 <sup>P</sup>
TAG0301	0.71–0.72	bulk	Poz-37357	740 ± 30	727; 659	1224; 1291 AD	68
TAG0302	1.59–1.61	bulk	Poz-37358	2110 ± 30	2153; 1995	204; 46 BC	158
TAG0303	1.92–1.93	bulk	Poz-37323	4755 ± 35	5588; 5330	3639; 3381 BC	258 <sup>P</sup>
TAG0304	3.92	charcoal	Poz-33931	8250 ± 50	9409; 9033	7460; 7084 BC	376 <sup>P</sup>
TAG0305	5.00–5.03	charcoal	Poz-33933	10510 ± 60	12649; 12146	10700; 10197 BC	503 <sup>P</sup>
TAG0401	1.82–1.84	bulk	Poz-37334	1970 ± 30	1994; 1865	45 BC; 85 AD	129
TAG0402	2.87–2.90	bulk	Poz-37335	3025 ± 30	3344; 3081	1395; 1132 BC	263 <sup>P</sup>
TAG0403	3.85–3.87	bulk	Poz-37359	5590 ± 40	6443; 6299	4494; 4350 BC	144
TAG0404	4.37–4.39	bulk	Poz-37361	6060 ± 40	7144; 6791	5195; 4842 BC	353 <sup>P</sup>
TAG0405	6.86–6.88	bulk	Poz-37391	10520 ± 60	12660; 12160	10711; 10211 BC	500 <sup>P</sup>
TAG0406	7.00–7.03	charcoal	Poz-33934	9070 ± 50	10378; 10170	8429; 8221 BC	208
TAG0407	7.70–7.72	wood debris	Poz-33979	8370 ± 50	9495; 9267	7546; 7318 BC	228
TAG0408	9.00–9.03	wood debris	Poz-33935	8530 ± 50	9557; 9454	7608; 7505 BC	103
TAG0501	0.88–0.89	bulk	Poz-37327	905 ± 30	914; 744	1037; 1207 AD	170
TAG0502	2.00–2.03	bulk	Poz-37328	5260 ± 50, small, 0.3 mg C	6182; 5925	4233; 3976 BC	257 <sup>P</sup>
TAG0601	0.35–0.36	bulk	Poz-37330	555 ± 30	640; 512	1310; 1431 AD	120
TAG0602	0.85–0.87	bulk	Poz-37329	1695 ± 30	1695; 1538	255; 412 AD	157
TAG0603	1.65–1.67	bulk	Poz-37333	2440 ± 40	2705; 2356	756; 407 BC	349 <sup>P</sup>
TAG0604	2.40–2.43	bulk	Poz-37332	1985 ± 30	1996; 1876	47 BC; 74 AD	120
TAG0605	3.86–3.88	charcoal	Poz-33936	10760 ± 60	12749; 12585	10800; 10636 BC	164
TAG0701	0.67–0.70	bulk	Poz-38996	1325 ± 30	1300; 1182	650; 768 AD	118
TAG0702	1.96–2.00	bulk	Poz-38997	2145 ± 35	2305; 2003	356; 54 BC	302 <sup>P</sup>
TAG0703	2.36–2.4	bulk	Poz-38998	3195 ± 35	3544; 3356	1595; 1407 BC	188
TAG0901	2.95–2.96	charcoal	Poz-33937	9320 ± 50	10684; 10301	8735; 8352 BC	383 <sup>P</sup>
TAG0902	3.84	charcoal	Poz-33938	7180 ± 50	8158; 7880	6209; 5931 BC	278
TAG1001	0.205	ash	Poz-33939	240 ± 30	425; ...	1526; ...	
TAG1101	1.00	Reed rhizom	Poz-33940	112.65 ± 0.39	259; 32	1692; 1918 AD	227
TAG1102	1.44–1.47	bulk	Poz-37326	6480 ± 60, small, 0.2 mg C	7494; 7270	5545; 5321 BC	224
SAM0101	2.43–2.45	seeds	Poz-28442	135 ± 35	281; 6	1669; 1945 AD	275 <sup>P</sup>
SAM0102	3.47–3.49	charcoal	Poz-28443	615 ± 40	660; 544	1290; 1406 AD	116
SAM0103	3.62–3.64	charcoal	Poz-30699	1020 ± 50	1055; 796	896; 1155 AD	259
SAM0104	4.73–4.75	bulk	Poz-37322	4225 ± 35	4858; 4629	2909; 2680 BC	229 <sup>P</sup>
SAM0105	5.42–5.44	charcoal	Poz-30700	3650 ± 35	4086; 3879	2137; 1930 BC	207

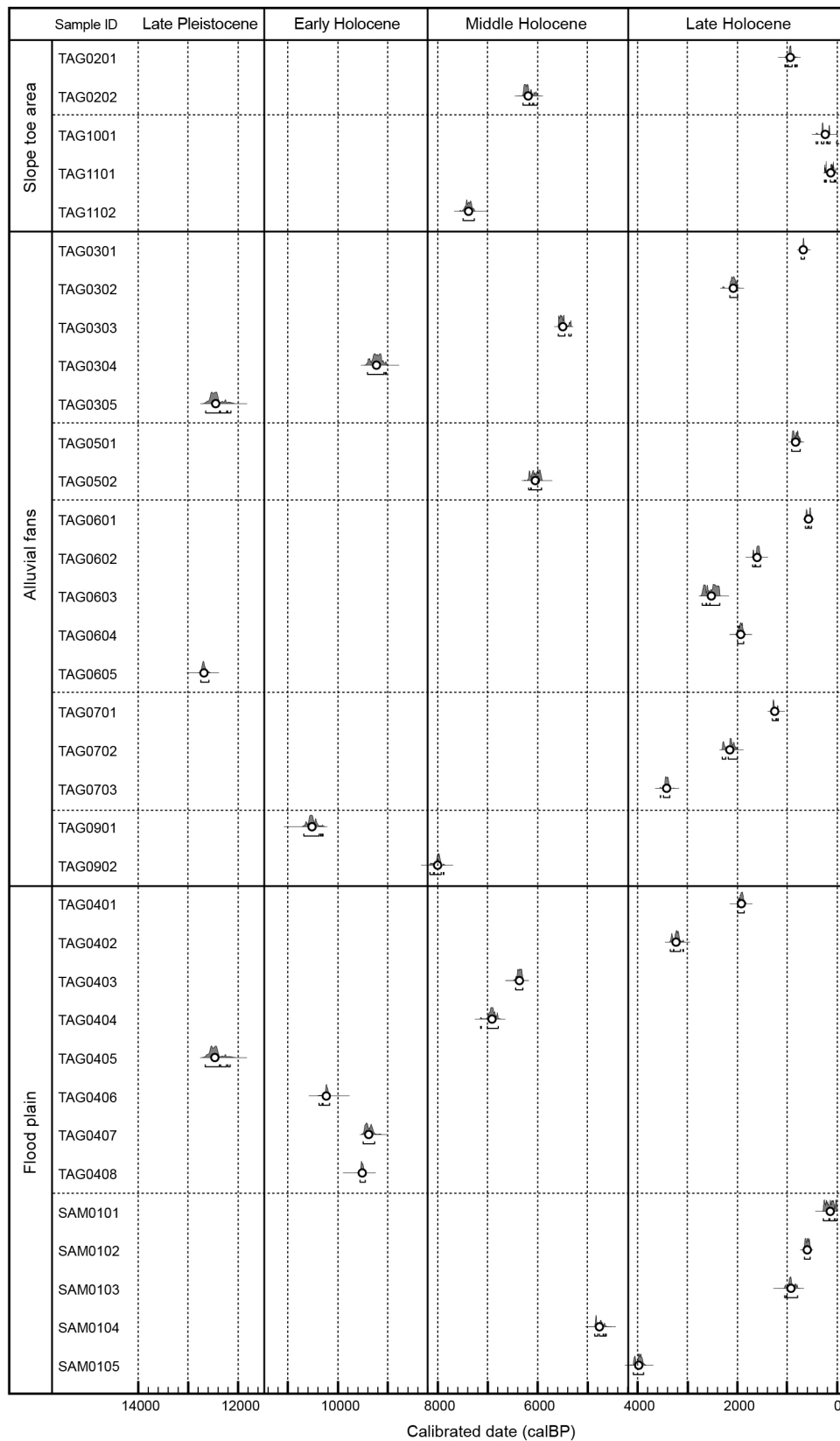


Abb. 5-21: Chronologische Verteilung der <sup>14</sup>C-Alter in den Ablagerungen im Hangfußbereich, der Schwemmfächer und Aue. OxCal v4.3.2 Ramsey (2017); r:5 IntCal13 Atmosphärenkurve (Reimer et al. 2013).

Fig. 5-21: Chronological distribution of <sup>14</sup>C-ages from the deposits at the toe-slope area, of alluvial fans and the flood plain. OxCal v4.3.2 Ramsey (2017); r:5 IntCal13 atmospheric curve (Reimer et al. 2013).

## Kapitel 6

### Sedimentationsgeschichte im mittleren Sambektal

#### 6.1 Lithostratigraphische Klassifizierung und Faziesinterpretation

In Kapitel 5 wurden die Merkmale der Ablagerungen links- und rechtsseitig des Sambek beschrieben und die Bohrprofile anhand der schichtabhängigen Eigenschaften (Kap. 5.1, Tab. 5-1) in lithostratigraphische Einheiten unterteilt. Deren physikalische, chemische und biotische Merkmale sind das Ergebnis geoökologischer Bedingungen und geomorphologischer Prozesse unter denen die Einheit gebildet wurde (Tucker 2003). Diese Bedingungen und Prozesse sind standortspezifisch, aber nicht einmalig in der Landschaft. So kommt es, dass sich in einem Ablagerungssystem lithostratigraphische Einheiten mit vergleichbaren Eigenschaften wiederholen.

Nachstehend werden die lithostratigraphischen Einheiten der Bohrprofile aus dem Sambektal anhand gemeinsamer Merkmale zu vier Klassen von Materialtypen zusammengefasst, die bereits auf den dominierenden Bildungsprozess hinweisen (Tab. 6-1). Innerhalb der Klassen werden die Sedimente nach den schichtbildenden Prozessen und dem Ablagerungsmilieu interpretiert und Fazies zugeordnet (Tucker 2003). Die genetische Interpretation der Sedimenteinheiten ist hier allerdings stark begrenzt und dadurch mit Unsicherheiten behaftet. Im Gegensatz zu Aufschlüssen oder Aufgrabungen, spiegeln die Bohrdaten nur eindimensionale Merkmale der Lithostratigraphie wieder. Es fehlen Informationen zur Geometrie und inneren Struktur der Strata (Miall 1985, Houben 2007). Insbesondere in fluvialen Ablagerungsräumen sind es genau diese Merkmale, die erst eine Faziesdifferenzierung ermöglichen. Daher ist die Kombination verschiedener stratigraphischer Analysen notwendig (Houben 2007), um wesentliche Fazies zu erkennen und anschließend in einen bestimmten morphogenetischen und zeitlich-räumlichen Kontext zu bringen (Kap. 6.2).

Die Schwemmfächerprofile aus der Balka Buzikova werden für die Klassifizierung und Interpretation der Ablagerungsprozesse nicht berücksichtigt und anschließend auch nicht in Beziehung zu den anderen Profilen gesetzt. Es liegen für die zwei Standorte nicht ausreichend stratigraphische und chronometrische Daten vor. Die bisherigen Ergebnisse aus der Balka Buzikova deuten eine vom Sambektal abweichende Sedimentationsgeschichte an, die einer gesonderten Untersuchung bedarf.

Tab. 6-1: Faziesklassifizierung für das mittlere Sambektal

Tab. 6-1: Facies classification of the middle Sambek valley

Facies category	Facies	Facies code	Profile No: units	Depth b.s. [m]	Color / L*	Dominant grain size*	Clast [> 2 mm]	TOC <sub>reg</sub> [mass%]	CaCO <sub>3</sub> [mass%]	Magnetic Susceptibility [10 <sup>-5</sup> SI]	Stratification visible	Other properties
<b>A: Loess sediments</b>	loess derivative, reworked by water	A-1	TAG1: 1-4 / TAG2: 1 / TAG 11: 1-6	5-1.93 / 3-1.8 / 5-1.56	ylbn, ≥ 60	silt: clayey, loamy	free	low, < 1	high, 7 - ≤ 25	antiferromag., 15-30	yes	filled burrows or plant root casts, precipitation of calcite and gypsum
	loess derivative, modified by pedogenesis	A-2	TAG3: 1 / TAG6: 1-4 / TAG7: 1-3	5-3 / 4-3 / 4-3	dylbn to bn, 55-60	silt: clayey, loamy	optional fine debris	low, < 1	high, 7-12	Ferrimag., 30-60	no	filled burrows or plant root casts, precipitation of calcite, optional charcoal particles
<b>B: Solum</b>	Solum, terrestrial	B-1	TAG1: 5-7 / TAG2: 2-6	1.93-0 / 1.8-0	very dgybn, < 60	loam silt	free	high, 1-2.5	low, < 4	ferrimag., 35-75	no	rooting, aggregate structure, precipitation of calcite and gypsum
	Solum, semiterrestrial	B-2	TAG4: 10	1.9-0	bl to very dgy, ± 50	loam silt	free	high, 2-3	low, < 4	antiferromag., 15-30	no	lots of roots and/or reed rhizomes, precipitation of gypsum
	Solum, anthropogenic deposit	B-3	TAG11: 8-11	1.41-0	gybn to ylbn, 45-65	loam silt	free	0.6-2.2	low to rich, 2-12**	antiferromag. to ferrimag., 20-50	yes	roots and reed rhizomes, aggregate structure
	Solum, fossil	B-4	TAG7: 4 / TAG11: 7	3-2.55 / 1.56-1.41	gybn, 50 ≤ 60	loam silt	free	high, 1-1.2	low to high, < 4 - < 9**	ferrimag., 45-65	no	plant root casts, precipitation of calcite and/or gypsum
<b>C: Fluvial sediments</b>	Channel	C-1	TAG4: 2, 5	8.4-7.82, 7.27-7	gy > 50	sand	partly with debris	low, < 0.5	very rich, > 25 - < 50	0-4, paramag.	no	lots of coarse mollusca debris
	Oxbow / lakustrine	C-2	TAG4: 1, 3	9-8.4, 7.82-7.42	very dgy, < 50	silt clay	free	high, 0-3	high to very rich, 7 - ≤ 50**	paramag., 0-4	yes	plant remains, pollen, ostracods, micro charcoal, mollusca debris
	Overbank, fine	C-3	TAG4: 4, 6 / SAM1: 5	7.42-7.27, 7-6.85 / 3.62-3.18	dgy, 50-60	clay loam	sporadic debris	low, ≤ 1	poor to rich, 2 - < 25**	paramag., < 10	no	fine and coarse mollusca debris, organic detritus, micro charcoal
	humic overbank, fine	C-4	TAG4: 9 / SAM1: 6, 8, 9	2.88-1.9 / 3.18-2.38, 1.88-0.64	very dgy to yery dgybn, 45-60	loamy, silty	free	high, 1.5-3	poor to high, 2-10**	antiferromag., 20-30	no	fine mollusca debris, micro charcoal, optional plant fibres, black Organikschiieren

Facies category	Facies	Facies code	Profile No: units	Depth b.s. [m]	Color / L*	Dominant grain size*	Clast [> 2 mm]	TOC <sub>reg</sub> [mass%]	CaCO <sub>3</sub> [mass%]	Magnetic Susceptibility [10 <sup>-5</sup> SI]	Stratification visible	Other properties
<b>C: Fluvial sediments</b>	Overbank, coarse	C-5	TAG4: 7, 8 / SAM1: 1-4	6.85-2.88 / 5.5-3.62	dgy, 55-60	loam: partly sandy	free	low, ≤ 1	high to rich, 7 - < 25	paramag., 10-25	no	fine to coarse plant remains and mollusca debris, ostracods, terrestrial gastropoda, plant root casts, filled burrows, organic mottles
	palustrine	C-6	SAM1: 7, 10-11	2.38-1.88, 0.64-0	very dgy, < 50	clay silt	free	high, > 3	poor to low, < 4**	paramag., < 20	no	reed remains, organic detritus, organic mottles
<b>D: Alluvial fan deposits</b>	reworked solum, rich in humus	D-1	TAG3: 4-6 / TAG5: 6-8 / TAG6: 10, 11, 13 / TAG7: 5, 6, 9, 11, 13, 15	2-1.6, 1.2-0.68, 0.59-0.18, 0.12-0 / 1-0 / 1.7-0.3, 0.22-0 / 2.55-1.55, 1.03-0.95, 0.84-0.64, 0.44-0.3, 0.2-0	dgybn to very dgybn, 40-50	silty to loamy	proximal: sporadic debris	high, 1.5 - > 2	medium to high, 4 - < 10**	ferrimag., 30-55	no	rooting, carbon precipitation
	reworked solum, rich in debris	D-2	TAG3: 3 / TAG5: 3-5 / TAG6: 8-9	2.9-2 / 2.14-1 / 2.53-1.7	bn, 50-55	silty to loamy	debris	low to high, 0.5-1.5	high to rich, 7 - < 25	ferrimag., 40-50	no	rooting, plant root cast
	colluvial deposits	D-3	TAG5: 2 / TAG6: 6	2.4-2.14 / 2.88-2.53	yebn, 50-60	loam silt	debris	low, 0.3-0.7	rich, 10 - < 25	ferrimag., 30-40	no	plant root cast
	colluvial deposits, stratified	D-4	TAG7: 7, 8, 10, 12, 14	1.55-1.03, 0.95-0.84, 0.64-0.44, 0.3-0.2	bn-yebn, ± 45	sandy, loamy, silty	fine debris	> 1 - < 2	medium to high, 4 - < 10**	antiferromag. to ferrimag., 20-40	yes	high content of quartz and calcite minerals, fine rooting
	debris	D-5	TAG3: 2, 5, 6 / TAG5: 1 / TAG6: 5, 12	3-2.9, 1.6-1.2, 0.68-0.59, 0.18-0.12 / 2.5-2.4 / 3-2.88, 0.3-0.22		debris, stone	clast-supported	low, < 0.5	very rich, > 25	paramag., < 20	no	

\* according to the German soil texture classification (Ad-hoc-AG Boden 2005)

\*\* for identification of this facies the CaCO<sub>3</sub> is an independent property

### 6.1.1 Klasse A: Lösssedimente

Löss ist ein durch Wind transportiertes und abgelagertes kalkhaltiges Sediment, mit einer Korngrößendominanz in der Schlufffraktion (Koch & Neumeister 2005, Muhs 2013a). Der Oberbegriff Lösssediment bezeichnet sowohl primär, äolisch abgelagerten Löss als auch postsedimentär allochthon oder autochthon veränderten Löss (Lössderivat). Die jeweiligen Begriffe werden nach der Definition und Klassifikation von Löss nach Koch & Neumeister (2005) angewandt.

#### Fazies A-1: Lössderivat, fluvial umgelagert

Profile: TAG1 (1-4), TAG2 (1), TAG11 (1-6)

#### Merkmalsausprägung

Die Fazies besteht aus einer homogenen, gelbbraunen Feinmatrix, die von der Schlufffraktion dominiert wird und frei von grobkörnigen Bestandteilen ist (Abb. 5-4a, 5-4b, 5-11). Die schluffigen Ablagerungen sind in sich geschichtet und variieren in den tonigen und lehmigen Anteilen. Die einzelnen Schichten sind gut sortiert, massiv und strukturlos. Die Sedimente sind stark kalkhaltig, durchsetzt mit Kalkkonkretionen und konstant arm an organischen Kohlenstoff. Entsprechend der Kohlenstoffverhältnisse sind die Sedimente relativ hell (Kap. 5.1). Die Lichtreflexion liegt bei größer gleich 60 %. Die helle Matrix ist allerdings durchzogen von dunklen Verfüllungen einzelner Wurzelröhren oder Grabgänge. Die Magnetisierbarkeit der Fazies ist mäßig; die Suszeptibilitätswerte zeigen ein homogenes antiferromagnetisches Verhalten.

#### Interpretation

Die Sedimente zeigen Eigenschaften von Lössablagerungen, wie sie von Velichko et al. (2009a) für die Region beschrieben werden. Allerdings weisen Schwankungen in der Korngrößenzusammensetzung, sekundäre Strukturen sowie die Lage der Fazies am Hangfuß darauf hin, dass das Lösssediment nicht in-situ vorliegt, sondern postsedimentär verändert wurde. Demnach liegt hier, gemäß der Definition von Koch & Neumeister (2005), ein Lössderivat vor. Nach der Windablagerung wurde das Material durch fließendes Wasser fluvial oder alluvial umgelagert, wobei beim Absatz des Sediments teilweise geschichtete, gut sortierte Ablagerungen unterschiedlicher Textur entstanden.

Da das Lösssediment generell von Bodenmaterial bedeckt ist, muss der obere Bereich der Fazies pedogen überprägt sein und nach Velichko et al. (2009a) einen BC-Horizont aufweisen. Horizontgrenzen waren im Bohrkernprofil nicht erkennbar, dennoch deuten Kalkausfällungen, einzelne Wurzelröhren und im Vergleich zu originärem Löss leicht erhöhte Magnetikwerte auf Verwitterung und pedogene Überprägung hin (Heller et al. 1991, Tucker 2003). Typisch für gering bis nicht verwitterten Löss ist eine schwache Suszeptibilität im paramagnetischen Bereich ( $< 10 \cdot 10^{-5}$  SI) (Heller et al. 1991, Koch & Neumeister 2005), da lithogen keine stark magnetischen Minerale vorliegen, sondern diamagnetische Minerale wie Calcit oder Quarz dominieren (Maher et al. 2002). Erst durch Verwitterung und bodenbildende Prozesse werden Lösssedimente mit ferrimagnetischen Mineralen angereichert, und damit die Magnetisierbarkeit des Substrats erhöht (Heller et al. 1991). Dabei haben die

Intensität der mineralbildenden Prozesse sowie die Zeit einen entscheidenden Einfluss auf das magnetische Verhalten (Hanesch & Scholger 2005, Alekseeva et al. 2007).

### **Fazies A-2: Lössderivat, pedogen überprägt**

Profile: TAG3 (1), TAG6 (1-4), TAG7 (1-3)

#### **Merkmale**

Die Ablagerungen sind dem Lössderivat der Fazies A-1 sehr ähnlich. Wesentliche Unterschiede liegen in der Farbe und im magnetischen Verhalten (Abb. 5-5, 5-13, 5-14). Die Sedimente sind mit einer Lichtreflexion unterhalb von 60 % dunkler, der Farbton ist dunkelgelbbraun bis braun. Die magnetische Suszeptibilität zeigt ein ferrimagnetisches Verhalten der Ablagerungen mit Werten größer  $30 \cdot 10^{-5}$  SI. Die Matrix ist schlecht sortiert und teilweise durchsetzt mit Detritus aus Fein- und Mittelgrus, sowie mit Holzkohleflittern. Die Ablagerungen sind massiv und strukturlos, und werden durchzogen von verfüllten dunklen Wurzelgängen und sekundären Kalkausfällungen.

#### **Interpretation**

Die Sedimenteigenschaften beschreiben ein polygenetisches Lössderivat (Koch & Neumeister 2005). Der Gehalt an Kornbeimengungen größer 2 mm ist ein eindeutiges Kriterium für postsedimentäre Umlagerung. Die Ablagerungsposition am unteren Talhang, die Grusbestandteile sowie die schlechte Sortierung kennzeichnen das Lössderivat als ein Hangsediment, welches durch Massenbewegungen umgelagert und durch Bodenbildung überprägt wurde (Rohdenburg 1989, Koch & Neumeister 2005). Möglicherweise sind die Lössderivate Schwemmfächerschüttungen, da sie nahe zu einem Talausgang gelegen sind. Eindeutige Hinweise sind aber aufgrund der Feinkörnigkeit und fehlender Textur- und Strukturmerkmale der Fazies nicht gegeben.

Die bräunliche Färbung, die hohen Magnetikwerte, Kalkausfällungen sowie verfüllte Wurzelgänge sind Merkmale für chemische Verwitterung und Bodenbildung (Heller et al. 1991, Tucker 2003, Hanesch & Scholger 2005, Muhs 2013b). Die Werte des CVI Verwitterungsindex bestätigen dies. Sie zeigen gegenüber den Referenzproben aus einer Löss-Boden-Sequenz von der Steilküste bei Novo-Zolotovka (Kap. 5.1, Abb. 5-2) eine stärkere Verwitterung an. Auch im Vergleich zur Fazies A-1 sind die Lösssedimente stärker verwittert und pedogen verändert. Darauf weisen vor allem die magnetischen Eigenschaften der Fazies hin. Ferrimagnetisches Material (Magnetit / Maghemit) in Lösssediment entsteht vor allem in situ durch pedogene Prozesse und / oder wird von außen durch Staubbiederschläge eingetragen (Heller et al. 1991). Letzteres ist zusätzlich denkbar, da zum Teil Brandreste im Sediment enthalten sind, die das durch Feuer entstehende Mineral Maghemit enthalten können (Maher & Taylor 1988, Fassbinder & Bondar 2013).

### 6.1.2 Klasse B: Boden

Der pedogene Faziestyp ist eine postsedimentäre Bildung. Er wird nach dem Bildungsmilieu in die Fazies terrestrisch, semiterrestrisch und anthropogen unterteilt. Diese Fazies beschreiben rezente, an der Oberfläche anstehende Bodenkörper. Die Fazies „Solum, fossil“ kennzeichnet hingegen begrabenes Bodenmaterial.

#### Fazies B-1: Solum, terrestrisch

Profile: TAG1 (5-7), TAG2 (2-6)

#### Merkmalsausprägung

Die Fazies zeigt eine sehr dunkelgraubraune Feinmatrix aus Lehmschluff mit Helligkeitswerten kleiner 60 (Abb. 5-4a, 5-4b). Das dunkle Material ist klastenfrei, schwach kalkhaltig und humos. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff reicht bis über 2 Masse-%. Das magnetische Verhalten ist eindeutig ferrimagnetisch. Im Vergleich mit allen anderen Fazies werden hier die höchsten Werte der magnetischen Suszeptibilität erreicht. Auffällig sind außerdem ein krümeliges Gefüge und die starke Durchwurzelung der Fazies. Sekundäre Kalk- und Gipsausfällungen kommen horizontbezogen vor.

#### Interpretation

Die Fazies zeigt die typischen Eigenschaften eines Bodenkörpers des regional vorkommenden ‚Gewöhnlichen Tschernosems‘ (Kap. 4.2.4), wie sie auch von Bezuglova et al. (2008) und Pesochina (2010) beschrieben werden und aus der Bodenkarte des Neklinovski Bezirks 1 : 25 000 (1966/1993) hervorgehen.

Die Fazies beschreibt einen mehr als ein Meter mächtigen, humusreichen, stark durchwurzelten Bodenkörper im Hangfußbereich. Dessen genaue Mächtigkeit ist aufgrund der Bohrkernlücke und -stauchung nicht bestimmbar.

Das tiefgründig ausgebildete Solum geht auf intensive Bioturbation zurück, weshalb hier und in Tschernosemen allgemein keine Horizontierung vorhanden ist (Walter & Breckle 1986). Dennoch zeigt sich eine Unterteilung im Profil hinsichtlich des Carbonatgehalts. Der obere Teil des Bodens ist durch Auswaschung schwach kalkhaltig, während der untere Teil sekundär angereichert ist mit Ausfällungen und Konkretionen von Kalk und Gips. Auch typisch für einen Boden, und insbesondere für Tschernoseme, ist der insgesamt hohe und nach oben hin zunehmende Gehalt an organischem Kohlenstoff (Walter & Breckle 1986). Die gras- und krautartige Steppenvegetation liefert hierfür eine große Menge an Biomasse, die gut humifizierbar ist. Wurzeln und Tieren im Boden tragen darüber hinaus zur Humusbildung bei, wobei u. a. das krümelige Gefüge entsteht (Tischler 1990).



Das Solum hat sich aus Lösssediment (Faziestyp A) entwickelt, welches die Fazies immer unterlagert. Eine fleckig verwaschene, feucht-tonige Übergangszone zeigt den Übergang vom originären Sediment zum Solum durch allmähliche Farbverdunklung sowie Anstieg des organischen Kohlenstoffgehalts und der magnetischen Suszeptibilität an. Im Vergleich zum Ausgangsmaterial zeichnet sich das Solum durch einen hohen magnetischen Suszeptibilitätskontrast von 3 : 1 aus. Diese hohe Magnetisierbarkeit ist eine weit verbreitete Eigenschaft der Böden (Tite & Lington 1975, Fassbinder & Bondar 2013) und stark ausgeprägt in den Tschernosemen (Heller et al. 1991, Maher et al. 2002, Hanesch & Scholger 2005, Velichko 2009a, 2009b). Lösssediment, hoher Humusgehalt und ein pH-Wert nahe dem neutralen Bereich bieten günstige Voraussetzungen für die Anreicherung von magnetischen Mineralen bei der Pedogenese. Dabei werden in situ zweiwertige Eisenoxide zu ferri-magnetischem pedogenem Magnetit umgewandelt (Maher & Taylor 1988, Fassbinder & Bondar 2013). Die erhöhte Magnetisierung v. a. im Oberboden kann darüber hinaus durch natürliche und anthropogene Feuer hervorgerufen sein. Bei Erhitzung und unter Beteiligung von organischem Material entsteht das ferrimagnetische Mineral Maghemit (Fassbinder & Bondar 2013). Der Brand muss nicht vor Ort erfolgt sein, das Mineral kann auch über atmosphärischen Eintrag dem Boden zugeführt werden (Heller et al. 1991).

Aufgrund der Lage im Hangfußbereich und der Mächtigkeit des Solums ist nicht auszuschließen, dass der Bodenkörper zum Teil aus umgelagertem Bodenmaterial besteht. Makroskopisch sowie über die kontinuierlich verlaufenden chemischen und physikalischen Kennwerte ist jedoch kein Eintrag erkennbar. Als Vergleich können Angaben von Bezuglova et al. (2008) herangezogen werden. Sie geben für den Gewöhnlichen Tschernosem bei der Siedlung Nedvigovka, 21 km südöstlich des Sambektales, eine Mächtigkeit des Humushorizontes bis 1,5 m an.

## **Fazies B-2: Solum, semiterrestrisch**

Profile: TAG4 (10)

### **Merkmalsausprägung**

Die Fazies kennzeichnet eine bindige, klastenfreie Feinmatrix aus Lehmschluff, welche intensiv durchwurzelt ist (Abb. 5-9). Das Material ist kalkarm und stark humos. Der organische Kohlenstoffgehalt ist konstant hoch im Bereich 2–3 Masse-%. Das C/N Verhältnis liegt zwischen 9 und 13. Die Farbe der Fazies ist entsprechend des Humusgehalts schwarz bis sehr dunkelgrau, die Helligkeit liegt um den Wert 50. Die Magnetisierbarkeit des dunklen Feinmaterials ist mäßig. Die Suszeptibilitätswerte liegen im antiferromagnetischen Bereich. Zur Oberfläche der Fazies nehmen allmählich weiße Gipsausfällungen in Form von Drusen zu.

### **Interpretation**

Die Fazies entspricht einer Bodenbildung im Überflutungsbereich des Sambek. Das Solum ist deutlich feuchter, humusreicher und mächtiger als rein terrestrisches Bodenmaterial (Fazies B-1). Die Lage in der Sambektaue unter Röhrichtvegetation, sowie die Bodenkarte des Neklinovski Bezirks 1 : 25 000 (1966/1993) und die Bodenklassifizierung nach Ivanova (1976) weisen auf einen

Wiesen-Tschernosem hin (WRB-Bodenklassifikation: Gleyic Chernozem). Dieser Subtyp der Schwarzerden bildet sich unter dem Einfluss von oberflächlicher Durchfeuchtung und/oder Grundwasser (Ivanova 1976).

Eine Bodenbildung in der Aue ist kennzeichnend für gut entwässerte Standorte mit sehr langsamer Sedimentakkumulation (Bridge 2003). Ausgangsmaterial für die vorliegende Bodenbildung sind die feinkörnigen, humusreichen Hochflutsedimente des Sambek. Der organische Anteil kann aus eingebrachtem Bodenmaterial und Pflanzendetritus (Meyers 1997) sowie umgelagerten Auensedimenten stammen. Zusätzliches organisches Material liefert der üppige Pflanzenbewuchs am Standort.

Die periodisch bzw. episodische Wassersättigung der Fazies bei Überschwemmung und hohem Grundwasserspiegel führt zu reduzierenden Sauerstoffverhältnissen, die eine sehr dunkle Färbung der humusreichen Matrix verursachen und zu einer langsameren Zersetzung des Humus beitragen, wodurch sich der organische Kohlenstoffgehalt relativ erhöht. Auch die maximalen Stickstoffwerte zeigen eine hohe Biomasse an. Das enge C/N-Verhältnis sowie fehlende biologische Reste sprechen für einen hohen Grad der Humifizierung sowie eine lebhaftere mikrobielle Aktivität (Blume et al. 2016). Die C/N-Werte sind vergleichbar mit den Angaben für Pseudogley-Schwarzerde (C/N 10–15) (Ad-hoc-AG Boden 2005).

Der Wasserhaushalt hat hier einen wesentlichen Einfluss auf die mineralischen Eigenschaften des Solums. Sobald der Boden mit Wasser gesättigt ist, neigen die magnetischen Minerale zur Lösung und werden über die zahlreichen Wurzelbahnen abtransportiert (Hanesch & Scholger 2005). Das Ergebnis ist eine im Vergleich zum terrestrischen Solum niedrigere magnetische Suszeptibilität.

Ausscheidungen von Gips, v. a. im oberen Teil des Solums, lassen auf eine nach oben gerichtete Kapillarwasserbewegung bei Oberflächenverdunstung schließen (Blume et al. 2016). Das Salz stammt aus dem bis maximal 2 m u. GOF stehenden Grundwasser.

### **Fazies B-3: Solum, anthropogene Aufschüttung**

Profile: TAG11 (8-11)

#### **Merkmalsausprägung**

Die Fazies besteht aus verschiedenen, in sich heterogenen Lagen von Lehmschluff, die von graubrauner oder gelbbrauner Farbe sind (Abb. 5-11). Neben der Mächtigkeit unterscheiden sich die Schichten in den chemischen und physikalischen Eigenschaften. Mit der Wechsellagerung fluktuiert der organische Kohlenstoffgehalt im Bereich 0,6 bis über 2 Masse-%, der Kalkgehalt zwischen kalkarm und kalkreich und entsprechend der Kohlenstoffverhältnisse die Helligkeit der Sedimente zwischen dunkel und hell. Das magnetische Verhalten der Fazies ist in Abhängigkeit der Schichtung para- oder ferrimagnetisch. Insgesamt ist das Material klastenfrei und locker gelagert. Es zeigt ein bröckeliges oder krümeliges Gefüge und ist mit Wurzeln und Schilfrhizomen durchzogen.

### Interpretation

Die Fazies beschreibt die Aufschüttung eines Grabhügels und ist nur in Profil TAG11 zu finden. Der Grabhügel ist noch heute in abgeflachter Form zu erkennen. Er ragt um schätzungsweise 1,5 m über die Geländeoberfläche. Die Mächtigkeit der Aufschüttung im Bereich der Bohrung, unterhalb der Kurgangkuppe, beträgt etwa 1,4 m. Eine genaue Angabe ist nicht möglich, da das Bohrgut gestaucht und die Tiefe der Schichtgrenzen korrigiert wurde.

Die einzelnen, zum Teil scharf voneinander abgegrenzten Aufschüttungslagen werden durch die fluktuierenden Laborkennwerte wiedergegeben, während in den darunterliegenden natürlich gebildeten Fazies (A-1, B-3) die Werte ausgeglichen sind. In der anthropogenen Fazies schwanken die Kenngrößen in Abhängigkeit von der Art des aufgeschütteten Materials. Im unteren Bereich sind auch optisch, durch den Wechsel von hellem Lösssediment und dunklem Bodenmaterial, einzelne Lagen erkennbar. Das Lösssediment stammt vermutlich aus dem Aushub der Grabgrube, die üblicherweise bis in den mineralischen Untergrund reicht, und wurde dann zum Verfüllen bzw. Aufschütten des Hügels verwendet (Govedarica et al. 2006).

Im oberen Bereich, in Einheit 11, besteht die Aufschüttung aus dunklem Bodenmaterial. Für den Bau der Grabhügel wurden der Oberboden, Grassoden oder anstehendes Sediment abgetragen und aufgeschichtet (Gerling 2015, Holliday 2017). Pedogene Prozesse haben diese dann im oberen Teil überprägt (Mitusov et al. 2009). Eine oberflächennahe gelbrote Brandschicht bedeckt mit schwarzer Asche (TAG 10: 0,21–0,28 m u. GOF) im Bereich der Kuppe zeugt von einer späteren sekundären Nutzung des Grabhügels.

Wie in der Fazies B-1 nimmt auch in der Bodenaufschüttung der organische Kohlenstoffgehalt zur Oberfläche hin zu und erreicht dort einen Gehalt von 2 Masse-%. Der Grabhügel ist von üppiger Grasvegetation bedeckt, was zur oberflächennahen Humusanreicherung und starken Durchwurzelung der Fazies führt. Die Werte der magnetischen Suszeptibilität sind hingegen um mindestens  $25 \cdot 10^{-5}$  SI geringer als in Fazies B-1. Mögliche Ursachen hierfür können die geringere Lagerungsdichte sein oder eine schwächere pedogene Überprägung der einstigen Grassoden bzw. das Alter der Bodenbildung (Hanesch & Scholger 2005).

### Fazies B-4: Solum, fossil

Profile: TAG7 (4), TAG11(7)

#### Merkmalsausprägung

Die Fazies wird von einer graubraunen, klastenfreien Feinmatrix aus lehmigen Schluff gebildet (Abb. 5-11, 5-14). Das Material ist dunkel, mit einer Lichtreflexion kleiner 60 %, und hat einen Gehalt an organischen Kohlenstoff um 1 Masse-%. Bei ausreichender Tiefgründigkeit und Beprobung der Fazies ist eine nach oben gerichtete Zunahme der Werte ersichtlich (TAG7). Die Magnetisierbarkeit des Materials ist vergleichbar mit der von Fazies A-1. Sie reicht bis über  $60 \cdot 10^{-5}$  SI und ist damit eindeutig ferrimagnetisch. Die Fazies zeigt sekundäre Mineralausscheidungen und ist durchwurzelt bzw. durchzogen von verfüllten Wurzelröhren.

### Interpretation

Die Fazies wird als ein Solum interpretiert. Die physikalischen und chemischen Merkmale sind vergleichbar mit denen des terrestrischen Solums (B-1). Da die Fazies nicht oberflächlich ansteht, sondern von anderen Fazies bedeckt wird, handelt es sich hier um ein begrabenes fossiles Solum und damit um eine ehemalige Oberfläche. Im Vergleich zu den darüber lagernden natürlichen oder anthropogenen Aufschüttungen zeigt die fossile Pedofazies keine scharfe Abgrenzung zur darunterliegenden Fazies. Eine fleckige, verwaschene Übergangszone wie bei der Fazies B-1 lässt erkennen, dass das Solum sich aus umgelagerten Löss (Faziestyp A) entwickelt hat.

Zahlreiche Studien aus dem westeurasischen Steppenraum belegen begrabene Böden unter Grabhügeln (Alexandrovskiy & Chichagova 1998, Alexandrovskiy 2000, Pesochina et al. 2000, Demkin et al. 2010). Am Standort TAG11 (Kurgan) erscheint die Fazies gekappt. Sie wird als Unterboden der ursprünglichen Geländeoberfläche, auf der der Grabhügel errichtet wurde interpretiert. Aufgrund der geringen Mächtigkeit des Solums ist zu vermuten, dass der Oberboden abgegraben wurde (Govedarica et al. 2006). Wäre der fossile Humushorizont noch erhalten, müsste sich ein stärkerer Kontrast in der Merkmalsausprägung zur darüberliegenden Aufschüttung (B-3) zeigen (Demkin 2000, Pesochina 2000).

Entscheidende Indizien für die fossile Pedofazies sind der organische Kohlenstoffgehalt und die magnetische Suszeptibilität. Im Profil zeigt sich der organische Kohlenstoff als Peak oder ansteigende Kurve. Die Gehalte sind allerdings niedriger als im rezenten Solum. Zu berücksichtigen ist, dass der fossile Boden gekappt sein kann und damit eventuell nicht den humusreichen Oberboden repräsentiert. Nicht bekannt ist der Entwicklungsstand des Bodens zur Zeit der Überdeckung. Möglicherweise liegt eine relativ junge fossile Bodenbildung vor. Sicher ist, dass mit der Abdeckung des Solums eine Veränderung des Humusprofils beginnt. Neben dem Zeitfaktor ist es vor allem die diagenetische Transformation des begrabenen Bodens, die zur Humusverarmung führt (Ivanov 1992, Alekseeva et al. 2007, Velichko et al. 2009a). Der Verlust kann bis zu 50 % betragen (Pesochina 2008).

Mit dem Humusgehalt korreliert positiv die magnetische Suszeptibilität, wie auch Untersuchungen an rezenten Tschernosemen beispielsweise in Österreich und Deutschland zeigen (Hanesch & Scholger 2005). Hohe Magnetikwerte in der Tiefe, oberhalb von Lössablagerungen (Faziestyp A) korrelieren mit dem Vorkommen von Paläoböden (Heller et al. 1991, Dekkers 1997). Aufgrund der in situ Bildung von ferrimagnetischen Mineralen bei der Pedogenese können über die Suszeptibilitätskontraste in den generell paramagnetischen Lössablagerungen, z. B. in China, Zentralasien (Heller et al. 1991) und auch im Azov-Gebiet (Alekseeva et al. 2007, Velichko et al. 2009a), Paläobodenkomplexe bestimmt und verglichen werden.

### 6.1.3 Klasse C: Flussablagerungen

Der Materialtyp fasst alle Sedimente zusammen, die durch die Wirkung von fließendem Wasser in einem Gerinnebett oder in den angrenzenden Rinnen begleitenden und fluvial beeinflussten Niederungen abgelagert wurden (Leser 2011). Die Faziesanalyse orientiert sich an den Beschreibungen rezenter fluvialer Sedimente allgemein von Allen (1965), Miall (1996), Bridge (2003), und konkret im osteuropäischen Teil des Schwarzmeereinzugsgebiets von Matoshko et al. (2004).

Es erfolgt eine grobe Unterteilung in Ablagerungen in der Fließrinne und Ablagerungen außerhalb der Rinne, d. h. Sedimente im Überschwemmungsbereich des Flusses (Allen 1965). Die Sedimente der Fließrinne werden nach dem Ablagerungsmilieu in die Fazies Altwasser und Fließrinne allgemein unterteilt. Eine Differenzierung der Fließrinnenablagerungen nach Bridge (2003) in aktive und passive Rinnenfüllungen und Uferbanksedimente ist aufgrund fehlender geometrischer und struktureller Merkmale nicht möglich. Die Ablagerungen in der Überflutungsebene werden nach dem abgelagernden Prozess bzw. Milieu in Hochflut- und Versumpfungssedimente unterschieden. Erster können anhand morphologischer Merkmale in die Fazies feinkörnig, feinkörnig humos und grobkörnig differenziert werden.

#### Fazies C-1: Fließrinne

Profile: TAG4 (2, 5)

#### Merkmalsausprägung

Die Fazies ist grobkörnig, massiv und strukturlos (Abb. 5-9). Die Körnung ist überwiegend grobsandig, teilweise sind kantengerundete Klasten enthalten und viele grobe Bruchstücke von Mollusken. Die Ablagerungen sind carbonatreich, frei von organischen Makroresten und arm an organischem Kohlenstoff. Die Magnetisierbarkeit ist sehr schwach, sie liegt im Grenzbereich zum diamagnetischen Verhalten.

#### Interpretation

Die Sedimente werden nach Miall (1996) als Ablagerungen einer Fließrinne interpretiert. Da Merkmale zur Größe, Form und Struktur des Sedimentkörpers fehlen muss offen bleiben, wo im fluvialen System die Ablagerung erfolgte, ob innerhalb (aktive Rinnenfüllung) oder außerhalb der Fließrinne (Gleithang-, Prallhangsedimente, Strominseln).

Die dominierenden Ablagerungen von Fließrinnen sind Sande und Kiese. Sie bilden die Bodenfracht und das Sohlenpflaster eines Fließgewässers. Nach Allen (1965) ist in Gebieten mit schwachem Relief der größte Anteil der verfügbaren Sedimentfracht in den Tiefenlinien zu finden. Transport und Ablagerung von Sanden erfordert große Fließgeschwindigkeiten. Andauernde, schnelle Fließ- und Sedimentationsbedingungen bedingen die Sortierung der Sande, die Rundung der Klasten und die strukturlose, massive Akkumulation der Sedimente. Darüber hinaus sind in schnell strömenden Gewässern die Lebensbedingungen für Wasserpflanzen und Ostrakoden ungünstig, und die

Ablagerung und Erhaltung von organischem Material sowie Pollen- und Sporenkörnern unmöglich (Bridge 2003). Der hohe Anteil an Molluskenbruchstücken und deren diverse Zusammensetzung aus Arten verschiedenen Alters und Habitats (fossil / nicht fossil, marin, brakisch, Süßwasser, terrestrisch) zeugen von Erosion, Umlagerung und Transport durch fließendes Wasser.

Der für die Fazies kennzeichnende sehr hohe Carbonatgehalt ist primär verursacht. Er ist auf die zahlreichen Schalenbruchstücke und die kalkige Sedimentfracht zurückzuführen. Der hohe Carbonatgehalt und der hohe Quarzanteil (Kap. 5.1.3) bewirken zusammen mit der geringen Lagerungsdichte der grobkörnigen Matrix eine sehr schwache, gegen Null reichende Magnetisierbarkeit der Fazies (Dearing 1994).

Alternativ zu einem Rinnensediment kann es sich hier auch um ein Hochflutsediment handeln. Wenn Uferdämme brechen lagert sich flächig eine Sanddecke auf der Überflutungsebene ab und sedimentiert flache Auensenken auf (Miall 1996).

## **Fazies C-2: Altwasser, lakustrin**

Profile: TAG4 (1, 3)

### **Merkmalsausprägung**

Die Fazies besteht aus einer tonigen, klastenfreien Matrix und ist unregelmäßig fein geschichtet (Abb. 5-9). Die Matrix durchziehen feine Sandbänder und Lagen gut erhaltener Pflanzenreste. Außerdem sind im Sediment viele Partikel von Pflanzenkohle enthalten, sowie feine und grobe Bruchstücke von Mollusken und Ostrakodenklappen. Neben Makroresten sind auch Pollen- und Sporenkörner konserviert. Der organische Kohlenstoffgehalt beträgt durchschnittlich 3 Masse-%. Das C/N Verhältnis liegt im Bereich 16–22. Die Fazies hat allgemein eine dunkelgraue Farbe und eine entsprechend geringe Lichtreflexion. Auffällig sind die hohe elektrische Leitfähigkeit des Materials von mehr als  $3000 \mu\text{S cm}^{-1}$  und eine sehr schwache magnetische Suszeptibilität im Grenzbereich zum Diamagnetismus.

### **Lithostratigraphische Interpretation**

Die Fazies beschreibt organo-klastische Sedimente, die sich unter subaquatischen Bedingungen bilden und in verlassenen Fließrinnen, tributären Rinnen sowie in Abflussrinnen und Senken in der Aue zu finden sind (Allen 1965, Bridge 2003, Wójcicki 2006, Minderhoud et al. 2016). Erfolgt eine Trennung von der aktiven Fließrinne, meist durch Abschneiden oder Avulsion, entstehen sogenannte Altwasserseen, die im Vergleich zu nicht-fluvialen Seen relativ schnell aufsedimentieren (Bridge 2003, Minderhoud et al. 2016).

Die Verfüllung besteht zum einen aus der Schwebfracht des Altwassers, den suspendierten Tonen und Schluffen, und aus lagig geschichteten Pflanzenresten. Beides kann sich nur in situ unter stillwasserartigen Bedingungen bzw. sehr langsamen Fließvorgängen ablagern (Allen 1965, Bridge 2003, Wójcicki 2006, Minderhoud et al. 2016). Die zahlreichen pflanzlichen Makroreste repräsentieren eine üppige Lebensgemeinschaft vor Ort, die nur unter eben diesen Bedingungen existiert haben

kann. Zum anderen wird die Verfüllung durch Sedimenteintrag von außen verstärkt, wie Sandbänder und Beimengungen von Schalenbruch und Pflanzenkohlen belegen. Aber auch zahlreiche Pilzsporen von *Glomus* zeigen einen allochthonen Sedimenteintrag an. Der Pilz ist ein Zeiger für Brand und indirekt für Erosions und Umlagerungsprozesse (van Geel 2001). Dessen Häufigkeit korreliert mit dem Gehalt an Pflanzenkohlenpartikel. Während Hochwasser sind Altwasser Senken für Hochflutsedimente. Dabei weisen die grobkörnigeren feinen Schichten oder Bänder auf große Flutereignisse hin. Regelmäßige kleine Fluten mit mäßiger Menge an suspendierten Feimaterial sind als einzelne Lagen nicht erkennbar, sondern erscheinen als homogenes Paket mit relativ hohem Organikgehalt (Minderhoud et al. 2016). Die Laminierung der Fazies und fehlende Spuren von Bioturbation sind Indizien für eine schnelle Akkumulation in versumpften Auensenken unter anoxischen Bedingungen (Aslan & Autin 1999).

Die Faziesbildung erfolgte grundsätzlich unter durchgehend wassergesättigten, reduzierten Verhältnissen und unter teilweise stillwasserartigen Bedingungen. Darauf lassen die dunkle bzw. graue Sedimentfarbe, die magnetische Suszeptibilität als auch die Anreicherung und Erhaltung von botanischen Resten und Ostrakodenklappen schließen. Der hohe organische Kohlenstoffgehalt stammt vorrangig von terrestrischen Gefäßpflanzen. Das C/N Verhältnis stimmt überein mit den Werten für Röhricht und Sumpfpflanzen entlang von Uferbereichen (C/N 10–24) nach Herczeg et al. (2001). Organisches Material aquatischen Ursprungs, wie Algenreste, zeigen typische Werte zwischen 4 und 10 (Meyers & Ishiwatari 1995, Meyers 1997).

Das originäre organo-klastische Sediment ist nicht magnetisch. Eine Neubildung magnetischer Minerale durch eisenreduzierende Bakterien unter anoxischen Bedingungen ist nicht erfolgt, da die Sedimente nie unter Sauerstoffeinfluss gerieten (Hanesch & Scholger 2005, Fassbinder & Bondar 2013). Die auffällig hohe elektrische Leitfähigkeit ergibt sich aus der geringen Wasserdurchlässigkeit der sehr feinkörnigen Matrix und dem hohen Organikgehalt, die eine Anreicherung von Mineralstoffen bewirken.

### **Biostratigraphische Interpretation**

Die Analyse der Pflanzenreste und Ostrakoden (Kap. 5.2.3) unterstützt die Ansprache der Sedimente als Altwasserablagerungen und weisen zusätzlich auf ein konkretes Ablagerungsmilieu hin: Ein stehendes bis schwach fließendes Auengewässer, von mindestens 0,5 m Wassertiefe und überwiegend brackischen Bedingungen (Salinität 1–10 ppt). Das Gewässer war mit Wasserpflanzen und Röhricht bewachsen. Brackische Bedingungen im Flusssystem können sich nur in der Aue, im stehenden Wasser der Altwasserseen und unter einem Klima mit hoher Verdunstung einstellen.

Die Anreicherung von Pollen- und Sporenkörnern sowie Ostrakoden ist typisch für Altwassersedimente. Die Reste sind lokal abgelagert (autochton) oder über kurze Distanz transportiert, aber noch repräsentativ für ihr lokales Habitat (parautochton; Bridge 2003). Eine Habitatsentwicklung kann anhand der Funde nicht nachvollzogen werden, da es sich hier um Stichproben und damit um Zustandsaufnahmen handelt.

Pollenanalytisch konnte die Süßwasserpflanze der Gattung Tausendblatt (*Myriophyllum*) nachgewiesen werden. Der Fund belegt lokale aquatische Bedingungen eines Stillgewässers von maximal

2 m Tiefe (Hannon & Gaillard 1997). Die Stichproben der makroskopischen Pflanzenreste enthalten vor allem Früchte vom Großen Nixenkraut (*Najas marinas*), eine Unterwasserpflanze die in stehenden bis schwach fließenden Gewässern von 0,5 bis ca. 2 m Wassertiefe wächst (Hannon & Gaillard 1997). Sie ist salzertragend und eine Charakterart der Brackfließwassergesellschaft (Ellenberg 1996). Ähnliche Bedingungen beanspruchen Schilfrohr, Kalmus, Teichbinse und Segge, deren Reste ebenfalls im Sediment erhalten sind. Sie gehören zu den Röhrichtpflanzen und sind Wechselwasserzeiger und zählen demnach zu den Pflanzen, die aus dem Wasser herausragen und längere Phasen ohne Wasserbedeckung ertragen. Sie kommen im Flachwasser- und Uferbereich von stehenden und langsam fließenden Gewässern vor, in meso- bis eutrophen Süßwasser und ertragen zum Teil auch Brackwasser (Ellenberg 1996). Eine Charakterart der Röhrichte ist das Schilfrohr. Es wächst bei einer mittleren Wassertiefe von ca. 1,2–2 m und verträgt mäßig verbracktes Wasser (Ellenberg 1996). Röhrichtpflanzen spielen bei der Verlandung von Gewässern eine entscheidende Rolle. Zwischen ihren dichten Halmen sammelt sich allmählich Schlamm an, was langsam zur Aufsedimentation des Gewässers führt (Bridge 2003).

In den Ablagerungen sind neben pflanzlichen Resten auch Rückstände von Tieren enthalten. Darunter wurden Individuen der Landschnecke *Chondrula tridens* identifiziert. Sie ist ein typischer Vertreter der Steppenfauna und wurde in Molluskengemeinschaften schwachfließender Gewässer im südlichen Ural Gebirge dokumentiert (Danukalova et al. 2006).

Die Ostrakodenzusammensetzung aus maximal 8 Arten von sowohl benthischer als auch nekto-benthischer Lebensweise spiegelt günstige Lebens- und Erhaltungsbedingungen für Ostrakoden wider. Im Ablagerungsraum herrschten demnach keine bis schwache Strömung und Umlagerung. Die Präsenz von bodenschwimmenden Arten (nektobenthisch) deutet auf Wasserpflanzen am Standort hin, da sie Teil ihres Habitats sind (Pérez et al. 2010).

Unter den überwiegend bodenwühlenden Ostrakoden (benthisch) dominiert die Art *Cyprideis torosa*. Sie ist weit verbreitet in Eurasien und kommt in einer weiten Spannbreite von aquatischen Habitaten vor und ist ein typischer Vertreter für brakisches Wasser (Meisch 2000, Frenzel et al. 2006). Ihre Massenentfaltung ist besonders in weichem, feinkörnigem und organikreichem Substrat üblich (Meisch 2000), aber auch die generelle Konkurrenzarmut in Brackgewässern kann ein Grund dafür sein (Hartmann 1966–1989). Auch die Gattungen *Heterocypris*, *Iliocypris* und *Candona* tolerieren Salzgehaltsänderungen und können in salinen Binnengewässern vorkommen (Hartmann 1966–1989). Zeiger für flache Süßgewässer sind die Arten von *Darwinula*, *Illyocypris* und *Pseudocandona*.

Neben der Artenzusammensetzung lassen auch die überwiegend glatten Klappen auf einen erhöhten Wassersalzgehalt schließen. In Süßgewässern bilden Ostrakoden Höcker und Buckel aus (Hartmann 1966–1989).

Die Zusammensetzung der Ostrakoden reflektiert ein überwiegend stehendes Gewässer, mit höchstens langsamer Wasserbewegung, und mit schwankenden Salzgehalten, wobei überwiegend brackische Bedingungen vorherrschten. Am Standort wuchsen Wasserpflanzen. Andere Habitate werden ausgeschlossen, da weder Verlandungszeiger noch Fließwasserarten gefunden wurden.



### **Fazies C-3 bis C-5: Hochflut**

Die Sedimenteigenschaften der verschiedenen Hochflutfazies beschreiben Ablagerungen, die bei Hochwasser über die Talebene transportiert und dort abgelagert wurden. Die Sedimente sind daher nur außerhalb der aktiven Fließrinne zu finden. Eine Differenzierung der Ablagerungen in Uferdamm, Durchbruchsfächer, Überschwemmungsebene und Laufverlagerung wie sie Aslan (2007) unterscheidet, kann hier aufgrund fehlender geometrischer Schichtmerkmale nicht vorgenommen werden. Stattdessen wird in fein- und grobkörnige Fazies unterschieden. Die Korngröße der Ablagerungen ist abhängig von der Nähe zum Hauptfließgerinne, der Dauer und Stärke des Hochwassers, der Strömungsgeschwindigkeit des Hochwassers sowie dem Durchmesser der üblichen Bodenfracht (Allen 1965). Über die Körnung allein kann nur bedingt auf entsprechende Ablagerungsmilieus geschlossen werden.

Die Hochflutsedimente, sowohl fein- als auch grobkörnig, weisen eine schwache magnetische Suszeptibilität auf. Der Paramagnetismus ergibt sich aus der originären mineralogischen Zusammensetzung aus nicht magnetischem Material (Quarz, Calciumcarbonat) und aus der Wassersättigung (Dearing 1994, Hanesch & Scholger 2005). Fluktuationen und Werte im antiferromagnetischen Bereich sind zurückzuführen auf sekundäre Eisenoxide in Form von Flecken oder Konkretionen, welche unter trockenen, oxidativen Bedingungen entstanden sind.

### **Fazies C-3: Hochflut, feinkörnig**

Profile: TAG4 (4, 6), SAM1 (5)

#### **Merkmalsausprägung**

Die Fazies beschreibt massive, mäßig bis schlecht sortierte, tonig lehmige Schlammabsätze mit zwischen gelagerten Bändern oder Linsen aus Sand (Abb. 5-9, 5-16). Sie enthält vereinzelt Grus und Beimengungen von feinem und groben Schalenbruch, Partikeln von Pflanzenkohle und nicht bestimmbar Pflanzenresten. Organischer Kohlenstoff ist mit weniger als 1 Masse-% enthalten. Das C/N Verhältnis liegt um den Wert 20.

Die Sedimente haben eine dunkelgraue Farbe und eine Lichtreflexion größer 50 %. Mit einer schwachen magnetischen Suszeptibilität verhalten sich die Ablagerungen paramagnetisch.

#### **Interpretation**

Die Ablagerungen zeigen nach Bridge (2003) eine Verzahnung von abgesetzter feinkörniger Schwebfracht (Ton, Schluff) und grobkörniger Suspensionsfracht bzw. Bodenfracht (Sand), die unter schwankenden Fließgeschwindigkeiten in der Talebene abgelagert wurden. Die Sedimentation der Schwebfracht geschieht langsam und ist nur unter ruhigen Bedingungen möglich. Die Tonlehme lagern sich während laminaren Fließens ab, wenn die Flut langsam abfließt, oder in temporär stehendem Wasser, während das Hochwasser langsam wegtrocknet (Nichols 2005). Die Sandeinlagerungen sind das Ergebnis turbulenter Wasserbewegungen bei größerer Fließkraft, die zu Beginn

einer Flut vorherrschen. Die in der Matrix plattig zwischengelagerten Schalenfragmente von Mollusken weisen ebenfalls auf wenig turbulentes, langsam fließendes Wasser hin. Für langsame Akkumulation spricht auch die fehlende Erhaltung der organischen Reste. Unter trockeneren Bedingungen führen chemische und biologische Prozesse zur Zersetzung des organischen Materials (Bridge 2003). Das C/N-Verhältnis von 20 belegt, dass der organische Kohlenstoff aus dem terrestrischen Umfeld allochthon eingetragen wurde und das organische Material zersetzt vorliegt (Blume et al. 2016). Pflanzen- oder Holzkohlen sind ein charakteristischer Bestandteil in Hochflutsedimenten (Bridge 2003). Sie werden durch Wind oder Spülprozesse vom Land eingebracht und liegen als Schwebfracht vor (Meyers 1997). Ihre Ablagerung erfolgt wie bei den Tonlehmern langsam und unter ruhigen Bedingungen.

Der Mangel an Ostrakodenklappen der breit angepassten und sonst dominanten Art *Cyprideis torosa* weist auf ungünstige Lebensbedingungen am Ablagerungsort hin und ist ein Hinweis auf strömendes Wasser und Sedimentumlagerung.

Die Fazies ist permanent im Grundwasserbereich gelegen. Die einheitliche Graufärbung der Sedimente weist auf dauerhaft reduzierte Bedingungen hin.

#### **Fazies C-4: Hochflut, feinkörnig, humos**

Profile: TAG4 (9), SAM1 (6, 8, 9)

##### **Merkmalsausprägung**

Die Fazies ist in ihrer Ausprägung der feinkörnigen Hochflutfazies (C-3) sehr ähnlich. Wesentliche Unterschiede sind der höhere Schluffgehalt und der deutlich höhere Gehalt an organischem Kohlenstoff. Die Sedimentfarbe ist dunkler als in der Fazies C-3.

In der lehmigen Matrix überwiegen die schluffigen Anteile, grobe Komponenten fehlen. Die strukturlosen, homogenen Ablagerungen enthalten zum Teil feinen Schalenbruch, organischen Detritus und Flitter von Pflanzenkohle. Der organische Kohlenstoffgehalt beträgt mindestens 1, maximal 3 Masse-%. Das C/N Verhältnis ist über die Fazies hin gleichbleibend eng im Bereich 9–15. Die chemische Zusammensetzung liegt im Bereich der geogenen Verhältnisse der letztglazialen Lössablagerungen (Kap. 5-1).

##### **Interpretation**

Die Fazies setzt sich aus den Sedimenten der Schweb- und Suspensionsfracht zusammen. Die Dominanz der Schluffe und die chemische Zusammensetzung der Fazies lässt darauf schließen, dass die Sedimentfracht aus den Lössablagerungen im Einzugsgebiet des Sambek gebildet wird. Diese müssen durch Oberflächenabfluss in den Sambek eingetragen sein und wurden dann während Hochflutereignissen in der Talebene, in einem Bereich reduzierter Fließkraft, massiv abgelagert (Abb. 5-9, 5-16). Da die Sedimente feinkörnig und skelettfrei sind, muss die Hauptfließrinne distal zum Ablagerungsort verlaufen sein, oder die Transportkraft des Flusses war insgesamt sehr gering, auch nahe der Fließrinne.

Der die Fazies kennzeichnende hohe Organikgehalt kann aus eingetragendem Bodenmaterial oder umgelagerten humusreichen Auensediment stammen (Meyers 1997). Organikschlieren und verfüllte Wurzelröhren lassen vermuten, dass auch Pflanzenbewuchs am Standort zur Anreicherung von organischem Kohlenstoff beigetragen hat. Das enge C/N-Verhältnis sowie nur feine oder fehlende organische Reste von Pflanzen oder Tieren sprechen für einen hohen Grad der Zersetzung (Blume et al. 2016) und für organisches Material aus dem Uferbereich (Herczeg et al. 2001).

Je nach Grundwassersättigung ist die Fazies gebleicht oder weist Eisen- und Manganflecken auf. Diese Merkmale deuten auf abwechselnd feuchte und trockene bzw. reduzierte und oxidative Bedingungen im Sediment hin (Aslan & Autin 1999). Eisen- und Manganflecken in Verbindung mit Organikschlieren und Kalkausfällungen lassen eine beginnende pedogene Entwicklung unter zeitweise trockenen Bedingungen erkennen (Aslan & Autin 1999, Bridge 2003).

### **Fazies C-5: Hochflut, grobkörnig**

Profile: TAG4 (7, 8), SAM1 (1-4)

#### **Merkmalsausprägung**

Die Fazies bezeichnet mächtige homogene Sedimentpakete eines unsortierten lehmigen Korngemischs ohne Klasten (Abb. 5-9, 5-16). Die Anteile von Schluff und Sand variieren in den einzelnen Sedimenteinheiten; eine nach oben feiner werdende Körnung ist möglich. Die Sedimente enthalten feine und grobe Bruchstücke von Mollusken, einzelne vollständig erhaltene Schneckengehäuse und zahlreiche Ostrakodenklappen von *Cyprideis torosa*. In den feinkörnigen Abschnitten kann pflanzlicher Detritus vorkommen. Die Matrix wird durchzogen von organisch verfüllten Röhren und Gängen sowie schwarzen Organikschlieren und -flecken.

Die chemischen und physikalischen Kennwerte verhalten sich durchgehend konstant. Die Ablagerungen sind generell carbonatreich und gleichbleibend arm an organischem Kohlenstoff. Die Helligkeitswerte liegen sehr einheitlich im Bereich 55–60, die Farbe der Sedimente ist grau. In dem schwankt das C/N Verhältnis zwischen Werten von 13 und 42.

#### **Interpretation**

Die Fazies spiegelt einen semiterrestrischen Auenstandort wieder, der durch Land-Wasser Milieuwechsel geprägt ist.

Die mächtige Ablagerung der groben Sandlehme (TAG4 (7)) muss proximal zur Fließrinne erfolgt sein. Nahe dem Rinnenrand nimmt die Turbulenz der Strömung ab und die Fließgeschwindigkeit verlangsamt sich abrupt, weshalb dort generell die gröberen Sedimente und die größten Akkumulationsraten zu finden sind (Bridge 2003). Die Ablagerung erfolgte schnell, sodass die Sedimente schlecht sortiert sind und grobe wie feine Schalenbruchstücke enthalten.

Die Ablagerung der feinkörnigen Lehme muss hingegen unter geringerer Fließkraft in Entfernung zur Fließrinne oder unter veränderten Fracht- und Fließkraft-Verhältnissen erfolgt sein. Eine größere Distanz zur Fließrinne kann durch laterale Verlagerung der Rinne verursacht sein.

Die gleichbleibenden chemischen Kennwerte weisen auf ein stabiles, unverändertes Ablagerungsregime hin. Abgeleitet aus der hohen Variabilität des C/N Verhältnisses stammt das organische Material aus allochthoner Produktion unter Beitrag verschiedenen terrestrischen Materials (Meyers & Ishiwatari 1993). Die teilweise weite Spannbreite der Verhältniswerte kann durch die grobe Körnung und den sehr geringen Gehalt an organischem Kohlenstoff verursacht sein (Meyers 1997).

Verfüllte Wurzelröhren und Grabgänge von Mollusken oder Gliederfüßern sowie Schalenfunde spiegeln einen von Pflanzen und Tieren belebten Standort wider. Im Bereich der Aue sind derartige Spuren von Bioturbation für gewöhnlich in Sedimenten nahe Flussufern oder Seen zu finden (Bridge 2003). Einzelne Schneckenfunde weisen auf ein nasses Habitat im Flussuferbereich hin (mündl. Aussage Prof. Dr. Riedel, FU Berlin). Darüber hinaus liegen Einzelfunde der Landschnecke *Chondrula tridens* vor, ein typischer Vertreter der Steppenfauna und nachgewiesen in Molluskengemeinschaften schwachfließender Gewässer (Danukalova et al. 2006)

In den feinkörnigeren Lehmlagerungen weisen zahlreiche, vollständig erhaltene Ostrakodenklappen bodenwühlender Arten (benthisch) auf ein flaches, permanent stehendes Gewässer hin, in dem kaum Strömung und Umlagerung stattfand. Die Überzahl an juvenilen Individuen zeigt, dass am Standort günstige Bedingungen zur Erhaltung der Population herrschten. Entsprechende Bedingungen bieten zum Beispiel Vertiefungen in der Aue, in denen nach Überflutung das Wasser stehen bleibt. Bei hoher Verdunstung können sich daraus Brackwässer entwickeln. Von überwiegend brackischen Ablagerungsbedingungen zeugen die insgesamt geringe Artenzahl an Ostrakoden und das massenhafte Vorkommen von *Cyprideis toroso* (Hartmann 1966–1989). Die begleitenden Frischwassertypen *Pseudocandona* und *Heterocypris salina* am Standort SAM1 vertragen ebenfalls erhöhte Salinität und sind in Brackwässern üblich (Meisch 2000). Auch die glatte Schale der Ostrakoden ist ein Indiz für erhöhten Wassersalzgehalt. In Süßwasser, bei geringer Salinität, bilden die Klappen Höcker und Buckel aus (Hartmann 1966–1989).

Auffällig ist die schwankende Häufigkeit und Artenzahl innerhalb der Fazies. Dies kann milieubedingt, oder aber durch Substratunterschiede verursacht sein. Nach Hartmann (1966–1989) gelten reine Sande und Schlick als artenarm, während Mischsubstrate mit Detritus und Schlick artenreicher sind. Tatsächlich sind in den feinkörnigen Lehmschichten die meisten Klappen und Arten zu finden.

Gegenwärtig ist die Fazies im grundwassergesättigten Bereich gelegen. Durch die reduzierten Bedingungen sind die Sedimente grau gefärbt. Stellenweise kräftige Eisen-Manganflecken (TAG4 (8)) weisen allerdings auf ein ehemals oxidierendes Milieu nach der Sedimentablagerung hin. Die Eisenflecken werden aufgrund der harten Konkretionen als reliktsch interpretiert, da diese nur während einer intensiven und langandauernden Durchlüftungsphase entstehen können (Ad-hoc-AG-Boden 2005). Während dieser Phase war der Standort gut entwässert, auch aufgrund der groben Sedimentkörnung, der Grabgänge und Wurzelröhren. Die organischen Reste wurden zersetzt und sind dadurch nicht mehr erhalten. In den Sedimenten ohne oxidative Merkmale sind noch feine makroskopische Pflanzenreste erhalten (SAM1).

## Fazies C-6: Versumpfung, palustrin

Profile: SAM1 (7, 10-11)

### Merkmalsausprägung

Die Fazies setzt sich aus einer homogen schluffig, lehmigen Feinmatrix und gut erhaltenen Resten von Schilfrohr (Rhizome, Stengel) und organischem Detritus zusammen (Abb. 5-16). Bei fortgeschrittener Zersetzung ist die Organik über dunkle Schlieren zu erkennen. Der organische Kohlenstoffgehalt beträgt mehr als 3 Masse-%, das C/N-Verhältnis liegt im Bereich 10–15. Die stark humose Feinkornmatrix ist von sehr dunkelgrauer Farbe und niedriger Helligkeit. Die Magnetisierbarkeit der Fazies ist schwach, sie liegt im paramagnetischen Bereich.

### Interpretation

Die Faziesmerkmale beschreiben Sumpfablagerungen, wie sie im Flachwasser oder Uferbereich eines stehenden oder sehr langsam fließenden Gewässers entstehen (Nitsch 2015). Die Bildung findet u. a. aktuell im wassergesättigten Uferbereich einer Fließrinne des Sambek statt, welcher zeitweilig auch unter Wasser steht. Diese Zone ist dicht mit Röhricht, v. a. Schilf, bewachsen.

Zwischen den Halmen sammelt sich bei erhöhtem Wasserstand die Suspensionsfracht des nur sehr langsam fließenden Sambek an. Das Sediment ist gering wasserdurchlässig, sodass am Ort abgestorbene Organik aufgrund von Wassersättigung und Sauerstoffmangel kaum humifiziert und allmählich aufwächst. Das Ergebnis ist eine ungeschichtete feinkörnige graue Fazies mit einem hohen Anteil an organischem Material.

Das enge C/N-Verhältnis entspricht den Werten für Schilfrohr im Uferbereich (Herczeg et al. 2001). Das paramagnetische Verhalten ist bedingt durch fehlende magnetische Minerale in der Feinmatrix, hohen Organikgehalt, ständige Wassersättigung und zum Teil geringe Lagerungsdichte (Hanesch & Scholger 2005). Eine mögliche pedogene Überprägung ist weder morphologisch noch anhand der magnetischen Suszeptibilität erkennbar.

### 6.1.4 Klasse D: Schwemmfächerablagerungen

Ausgehend von der Ablagerungsposition am Ausgang eines Seitentales (Balka, Ovrug) und der kegelmantelförmigen Akkumulationsform gehören die im Folgenden klassifizierten Sedimente morphologisch zu den Schwemmfächerablagerungen (Blair & McPherson 1994, 2009).

Hauptprozess der Hangzerschneidung in Südrussland ist episodischer Oberflächenabfluss (Leger 1990). Es sind daher fluviale Prozesse die maßgeblich zur Schwemmfächerbildung beitragen. Anders als in steilen, felsigen Einzugsgebieten bestehen die Ablagerungen vorrangig aus feinkörnigen Sedimenten: den erodierten lössbürtigen Böden vom Hang bzw. den Plateaukanten. Zygmunt (2009) vermutet, dass deswegen die Schwemmfächer in Lössgebieten relativ schwach ausgeprägt sind.

Im Bohrprofil zeigen sich kaum Differenzierungen in Textur und Struktur. Eine Faziesunterscheidung wie bei den ‚klassischen‘ Schwemmfächern der Gebirgsregionen (Blair & McPherson 1994, 2009) ist hier und in Lössgebieten allgemein nicht gegeben (Zygmunt 2009, Superson et al. 2016). Stattdessen wird basierend v. a. auf dem Gehalt an organischem Kohlenstoff und Grobkorn (> 2 mm) eine Differenzierung nach umgelagerten Boden- und Hangschuttmaterial vorgenommen.

### **Fazies D-1: umgelagertes Solummaterial, humusreich**

Profile: TAG3 (4-6), TAG5 (6-8), TAG6 (10, 11, 13), TAG7 (5, 6, 9, 11, 13, 15)

#### **Merkmalsausprägung**

Die Fazies besteht aus dunkelgraubraunem schluffigem bis lehmigem Material, welches massiv und ungeschichtet abgelagert wurde (Abb. 5-5, 5-12-14). Textur und Struktur der Sedimente sind variabel. Im proximalen Teil des Schwemmfächers ist der Fazies vereinzelt Grus beigemischt; im distalen Bereich ist die Fazies frei von Detritus. Charakteristisch für die Fazies sind eine hohe Magnetisierbarkeit und relativ hohe gleichbleibende Werte des organischen Kohlenstoffs. Der organische Kohlenstoffgehalt der einzelnen Ablagerungspakete liegt im Bereich 1,5 – > 2 Masse-%. Dementsprechend gering ist die Lichtreflexion und dunkel erscheint die Fazies.

Die Ablagerungen sind durchwurzelt. In und an den Wurzelbahnen sind sekundäre Kalkausfällungen erkennbar. Der Kalkgehalt ist variabel; er liegt zwischen 4 und kleiner 10 Masse-%.

#### **Interpretation**

Textur, Farbe, Organikgehalt und ferrimagnetisches Verhalten der Ablagerungen sind den Eigenschaften der terrestrischen Bodenfazies (Fazies B-1) sehr ähnlich. Das Solum stammt aus dem Einzugsgebiet des Tales und wurde durch spülaquatich-gravitative Prozess der Hauptabflusslinie des Tales zugeführt. Durch Anschwemmung im proximalen Teil des Fächers sind die Ablagerungen massiv, mächtig und ohne Stratifizierung (Blair & McPherson 1994). Durch Bioturbation können allerdings Schichtgrenzen einzelner kleiner Ereignisse nachträglich zerstört sein, sodass die Fazies unsortiert und nichtstratifiziert erscheint (Leopold & Völkel 2007). Geringfügige Beimengungen von feinem Gesteinsdetritus und Sand können aufgrund der Nähe zum Fächerapex vorkommen (TAG3/5). Im Gegensatz dazu ist die Fazies im distalen Bereich (TAG7) aufgrund des weiteren Transportweges und der nachlassenden Transportkraft mit zunehmender Entfernung zum Fächerapex meist geringmächtig ( $\leq 20$  cm) und das Bodenmaterial feinkörniger (toniger) und frei von Skelett.

Während einer Ruhephase der Schwemmfächerschüttung im Bereich der Bohrung erfolgte postsedimentär eine Überprägung durch pedogene Prozesse (Blair & McPherson 2009). Die Fazies ist durchwurzelt und der schwankende Kalkgehalt weist auf Entkalkung und sekundäre Kalkeinwaschung hin. Letzteres ist auch durch Pseudomycel und Kalkausfällungen an und in den Wurzelröhren zu erkennen.

**Fazies D-2: umgelagertes Solummaterial, reich an Detritus**

Profile: TAG3 (3), TAG5 (3-5), TAG6 (8, 9)

**Merkmalsausprägung**

Die Ablagerungen sind der Fazies D-1 sehr ähnlich. Sie bestehen aus schluffigem bis lehmigem Material, zeigen ein ferrimagnetisches Verhalten und sind sekundär durchwurzelt (Abb. 5-5, 5-12, 5-13). Sie sind ebenfalls relativ mächtig, sowie massiv und ungeschichtet abgelagert. Kennzeichnend für die Fazies D-2 ist der deutlich geringere organische Kohlenstoffgehalt um mindestens 1 Masse-%, hohe bis sehr hohe Kalkgehalte sowie die hellere Sedimentfarbe braun und höhere Helligkeitswerte.

**Interpretation**

Auch hier handelt es sich um umgelagertes Bodenmaterial, jedoch mit einem höheren mineralischen Anteil. Die Beimengung von Detritus bis zur Mittelgrusfraktion lässt auf stärkeren Abfluss schließen, bei dem nicht nur der Feinboden, sondern auch Hangschutt aus verwittertem Kalkgestein abgetragen und transportiert werden konnte. Entsprechend hoch ist der Kalkgehalt des angeschwemmten Materials. Wie für Schwemmfächerablagerungen im Proximalereich typisch (Blair & McPherson 1994) ist die Fazies massiv, mächtig, schlecht sortiert und durchsetzt mit Grobkornfraktionen. Wurzelröhren zeugen von einer anschließenden pedogenen Veränderung der Fazies.

**Fazies D-3: umgelagertes Hangmaterial**

Profile: TAG5 (2), TAG6 (6)

**Merkmalsausprägung**

Die Matrix besteht aus gelbbraunem Lehmschluff (Abb. 5-12, 5-13). Ihr beigemengt ist Detritus der Grusfraktion. Das Material ist humusarm, kalkreich und verhält sich ferrimagnetisch. Der organische Kohlenstoffgehalt beträgt weniger als 1 Masse-%. Gemäß den Kohlenstoffverhältnissen ist das Sediment hell (Kap. 5.1), die Lichtreflexion ist größer 50 %. Die Sedimente sind massiv abgelagert, schlecht sortiert und mit verfüllten Wurzelröhren durchzogen.

**Interpretation**

Die Eigenschaften der Fazies beschreiben umgelagertes Hangmaterial, welches sich vor allem aus Lösssediment (Faziestyp A) und Verwitterungsschutt des anstehenden Kalkgesteins zusammensetzt. Die Sedimente müssen von solumfreien Bereichen abgespült sein und / oder stammen aus Sedimentspeichern der schwemmfächerschüttenden Erosionsschlucht (Lang & Hönscheidt 1999).

Das ferrimagnetische Verhalten der Ablagerungen bei niedrigem organischem Kohlenstoffgehalt deutet auf intensive chemische Verwitterung des Materials hin, wobei magnetische Minerale angereichert wurden (Heller et al. 1991, Dekkers 1997). Der Verwitterungsprozess kann bereits vor der

Verlagerung eingesetzt haben und / oder sekundär nach Akkumulation im Bereich des Schwemmfächers erfolgt sein (Blair & McPherson 1994). Nicht auszuschließen ist, dass dennoch pedogene Eisenoxidminerale einen Anteil an dem magnetischen Verhalten der Fazies haben. Bereits sehr geringe Konzentrationen von Magnetit können ein starkes Magnetiksignal erbringen (Dearing 1994). Demnach wären die Sedimente nicht frei von Bodenmaterial. Postsedimentär erfolgte die Durchwurzelung und damit pedogene Überprägung der Fazies.

Der Gehalt an Grus und die massive, strukturlose Ablagerung korrelieren mit der proximalen Lage der Schwemmfächerfazies (Blair & McPherson 1994).

### **Fazies D-4: umgelagertes Hangmaterial, stratifiziert**

Profile: TAG7 (7, 8, 10, 12, 14)

#### **Merkmalsausprägung**

Die Fazies besteht aus einer braunen bis gelbbraunen, überwiegend lehmigen Matrix mit feingrusigem Detritusgehalt (Abb. 5-14). Struktur und Textur der Ablagerungen sind heterogen. Es variieren die Beimengungen von Sand sowie Schluff. Beide Fraktionen bilden außerdem Bänder oder Lagen, die unregelmäßig die Matrix teilen.

Die Sedimente weisen einen organischen Kohlenstoffgehalt zwischen 1 und 2 Masse-% auf und sind mittel bis hoch kalkhaltig. Die magnetische Suszeptibilität schwankt je nach Lagerungsdichte und Grusgehalt im Bereich  $20\text{--}40 \cdot 10^{-5}$  SI. Die Helligkeit des Materials liegt unterhalb von 50.

#### **Interpretation**

Bei den Ablagerungen handelt es sich ebenfalls um verlagertes Hangmaterial, jedoch mit deutlichen Unterschieden zur Subfazies D-3. Organische Kohlenstoffgehalte größer 1 Masse-% und niedrigere Helligkeitswerte deuten darauf hin, dass die Sedimente nicht nur aus Lössderivat und Verwitterungsschutt bestehen, sondern auch Bodenmaterial enthalten ist. Das aus dem Boden stammende magnetische Eisenoxid bewirkt ein starkes Suszeptibilitätssignal der Fazies (Maher & Taylor 1988). Zusätzlich können sich magnetische Minerale durch Verwitterung des Sediments angereichert haben (Dekkers 1997).

Markant für Fazies ist die horizontale Unterteilung durch dünne feinkörnige Bänder und Lagen. Sie sind u. a. kennzeichnend für Ablagerungen in distaler Position (Blair & McPherson 1994). Sie entstehen bei nachlassendem Fließen durch Ablagerung aus Suspensionsströmung (Tucker 2003). Die auffällig hohen sandigen Matrixanteile sind ein Indiz für Ausspülung (Blair & McPherson 1994), entweder entlang der Tiefenlinie des sedimentliefernden Erosionstales oder sekundär durch Oberflächenabfluss im Bereich der proximalen Schwemmfächersedimente.

Die alleinige Lage der Fazies im distalen Teil des Schwemmfächers legt nahe, dass die lehmig sandigen Sedimente am Ende einer Fächerrinne flächig über den Fächer verbreitet wurden (Blair & McPherson 1994). Auch gegenwärtig wird die Fächeroberfläche von einer Rinne geschnitten.



Eine flächenhafte Ausbreitung der Fazies kann aufgrund fehlender horizontaler Merkmale nicht belegt werden. Laut Blair & McPherson (1994) ist für einen flächigen bzw. schichtartigen Abfluss ein höherer und ausgeglichener Niederschlag notwendig. Dieser würde auch dazu führen, dass der Abfluss stark genug ist, um feingrusigen Detritus in den äußeren Bereich des Fächers zu transportieren.

Zwischen den Sedimentationsphasen war die Oberfläche stabil und mit Vegetation bedeckt, sodass Bodenbildung einsetzen konnte.

## **Fazies D-5: Schutt**

Profile: TAG3 (2, 5, 6), TAG5 (1), TAG6 (5, 12)

### **Merkmalsausprägung**

Die Ablagerungen sind klastengestützt, schlecht sortiert und von variabler Korngröße im Skelettbereich (Abb. 5-5, 5-12, 5-13). Sie bestehen aus kantigem Grus und Steinen des anstehenden Kalkgesteins. Entsprechend hoch (> 25 Masse-%) ist der anorganische Kohlenstoffgehalt. Zwischen den Klasten kann geringfügig Feinbodenmaterial vorhanden sein. Der organische Kohlenstoffgehalt liegt unterhalb von 0,5 Masse-%. Die Fazies zeigt ein paramagnetisches Verhalten mit Suszeptibilitätswerten kleiner  $20 \cdot 10^{-5}$  SI. Die Fazies ist nach oben und unten scharf begrenzt.

### **Interpretation**

Die grusig bis steinigen Ablagerungen stellen die größten Sedimente der sonst feinkörnigen, matrixgestützten Schwemmfächersedimente dar. Die magnetische Suszeptibilität spiegelt die Schichten bzw. Lagen aus Kalksteinklasten deutlich wider. Die Minerale des Calciumcarbonats sind diamagnetisch und führen folglich zu geringen Suszeptibilitätswerten (Heller et al. 1991, Dearing 1994).

Das Material stammt aus dem Tal (Balka, Ovrage), wo durch fluviale Einschneidung der unter dem Löss liegende Kalkstein erodiert wurde. Die Klasten belegen ein starkes Abflussereignis mit hoher Fließgeschwindigkeit und intensiver Erosion (Zygmunt 2009). Durch turbulentes Fließen und abrupt nachlassendes Gefälle sowie nachlassender Transportkraft am Übergang zur Talebene wurde die grobkörnige Bodenfracht nahe zum Fächerapex abgelagert. Die Fazies ist hier typischerweise schlecht sortiert und besteht aufgrund des kurzen Transportweges aus eckigen Klasten (Blair & McPherson 2009). Zwischengelagertes feinkörniges Material kann durch Nachlassen des Abflusses oder zwischen intensiven Abflussereignissen eingespült sein. Andererseits ist es auch möglich, dass aus einer chaotisch abgelagerten Sedimentfracht der Feinkornanteil sekundär ausgespült wurde, so dass nur noch die grobkörnigen Ablagerungen liegen blieben (Blair & McPherson 1994, 2009). Die scharfe Faziesabgrenzung kann als Erosionsdiskordanz interpretiert werden.

Nach Blair & McPherson (1994, 2009) sind die größten Kornfraktionen typischerweise im proximalen Teil des Fächers und in den schwemmfächerschneidenden Rinnen zu finden. Demnach ist es möglich, dass die Fazies die Ablagerungen einer fluvialen Rinne (Aslan 2007) beschreibt, die die Schwemmfächerfläche schneidet und den Fächer mit Sediment speist.

## 6.2 Faziesmodelle für das mittlere Sambektal

Im Folgenden werden die in Kapitel 6.1 ausgewiesenen Fazies (Tab. 6-1) vertikal und gegebenenfalls lateral in Beziehung gesetzt und dabei chronologisch eingeordnet (Tucker 2003). Aus der räumlich-zeitlichen Abfolge der Fazies ergeben sich Faziesmodelle für den fluvial-alluvialen Ablagerungsraum im mittleren Sambektal. Die Modelle zeigen zusammenfassend die Merkmale und Muster der Ablagerungen im Bereich Talboden, Hangfuß und Schwemmfächer der Seitentäler. Da Ablagerungssysteme dynamisch sind, stellen die Faziesmodelle eine Momentaufnahme einer konkreten Umwelt zu einer bestimmten Zeitperiode dar (Tucker 2003). Die Faktoren, die die Bildung der Fazies beeinflusst und kontrolliert haben, werden anschließend in Kapitel 6.3 diskutiert.

Die zeitliche Einordnung der Faziesbildung basiert auf einem chronologischen Modell, bei dem methodisch bedingt eine Verzerrung der Altersangaben vorliegen kann. Bei Radiokohlenstoffaltern ist grundsätzlich mit einer Altersüber- oder Altersunterschätzung zu rechnen. Darüber hinaus bestehen folgende Schwierigkeiten für die Interpretation der Alterswerte:

- Drei Proben aus den Profilen TAG2/5/11 enthalten weniger als 1 mg Kohlenstoff. Die Mindestkohlenstoffmenge für eine zuverlässige AMS-Datierung ist damit nicht erreicht.
- Drei Radiokohlenstoffalter (Proben TAG1001/1101, SAM0101) sind sehr jung. Die Werte liegen nahe bzw. wahrscheinlich jenseits des Endes der Kalibrierungskurve.
- Die Auen- und Schwemmfächerbereiche sind von Abtragungs- und Umlagerungsprozessen geprägt. Eine kontinuierliche, ungestörte Sedimentation kann nicht vorausgesetzt werden (Lang & Hönscheidt 1999). In der stratigraphischen Altersabfolge zeigt sich dies durch Altersumkehr und eng liegende große Zeitabstände. Eine Altersumkehr liegt in den Profilen TAG4/6/9 vor.
- Das Alter der datierten Pflanzenreste und Holzkohlen entspricht nicht zwingend dem Ablagerungsalter des umgebenden Sediments, v. a. nicht im fluvialen Akkumulationsbereich. Am Hang kann bei Holzkohleproben davon ausgegangen werden, dass Transport und Umlagerung zeitnah zum Brandereignis erfolgten (Mayer et al. 2008). Aufgrund ihrer geringen mechanischen Festigkeit können Holzkohlen nur begrenzt verlagert werden (Geyh 2005).
- Der botanische Ursprung der Holzkohlepartikel ist nicht bekannt. Aufgrund der geringen Größe, war eine Bestimmung nicht möglich, sodass möglicherweise Wurzeln datiert wurden.
- Die Mischproben aus fluvialen Sedimenten weisen eine hohe Altersheterogenität auf (Hiller et al. 2003). Sie geben meist ein Zeitintervall von über 300 Jahren wieder.
- Alterswerte pedogener Proben geben Minimalalter der Bodenbildung an bzw. eine mittlere Verweilzeit der verschiedenen organischen Bodenfraktionen (Howard et al. 2003, Walker 2005). Durch den ständigen Eintrag organischen Materials in den Boden sind Radiokohlenstoffalter generell jünger als das reale Alter des Bodens (Wang et al. 1996).

## 6.2.1 Faziesmodell des Talbodens

### Faziesabfolge

Die Randbereiche des Talbodens links- und rechtsseitig des Sambek zeigen eine 9 m mächtige Abfolge von fluvialen Sedimenten [C] unterschiedlicher Ablagerungsmilieus (Abb. 6-1, Beilage 2). An der Basis lagern Rinnensedimente, darüber folgen über mehrere Meter massiv abgelagerte Überschwemmungssedimente. Nahe der Geländeoberfläche gehen diese in einen Boden über oder sind durch Versumpfung überprägt.

Die Basis der fluvialen Ablagerungen bilden organo-klastische Sedimente eines Altwassersees [C-2] und zwischen geschaltete sandige Sedimente einer Fließrinne [C-1]. In 7,4 m u. GOF endet die Altwasserfazies und es setzt die Ablagerung von Hochflutsedimenten ein. Diese sind zunächst feinkörnig [C-3] und lagern sich anfangs im Wechsel mit Rinnensedimenten [C-1] ab. Von 6,85 m u. GOF aufwärts sind die Sedimente aus Hochflutereignissen grobkörnig und als homogene Pakete abgelagert [C-5]. Sie werden nach oben hin feiner und sind insgesamt bis zu 4 m mächtig. Linksseitig des Sambek (Profil TAG4) bilden ein Meter mächtige humose Schlammabsätze [C-4] den Abschluss der Hochflutakkumulation. Sie sind zugleich das Ausgangsmaterial für eine fast 2 m mächtige Bodenbildung [B-2]. Nach der Klassifikation von Ivanov (1992) hat sich im Randbereich des Talbodens ein Wiesentchernosem (WRB-Bodenklassifikation: Gleyic Chernozem) entwickelt. Rechtsseitig des Sambek (Profil SAM1) sind die grobkörnigen Hochflutsedimente ebenfalls von feinkörnigen Schlammabsätzen überdeckt. Sie sind zunächst noch unsortiert und stark mineralisch [C-3]. Die Bildung der feinkörnig-humosen Hochflutfazies [C-4] setzt in ähnlicher Tiefe wie im Profil TAG4 ( $\pm 3$  m u. GOF) ein. Im Gegensatz zum linksseitigen Standort geht die Fazies nicht in eine Bodenbildung über, sondern wird von Sumpfablagerungen [C-6] unterbrochen und von diesen rezent bedeckt.

### Chronologie

Die fluvialen Ablagerungen weisen eine stratigraphische Alterssequenz vom Frühholozän bis in die Neuzeit auf (Abb. 6-1). Aufgrund genereller Abtragungs- und Umlagerungsprozesse im fluvialen System wird hier von einer diskontinuierlichen, gestörten Sedimentation ausgegangen und die Radiokarbonalter werden als Maximalalter betrachtet (Lang & Hönscheidt 1999).

Die Basis der Sequenz ist über unbestimmte Holzreste aus der Altwasserfazies [C-2] datiert. Der Zeitraum der Faziesbildung, sowohl für den unteren als auch den oberen Abschnitt, liegt im Boreal, in der zweiten Hälfte des 10. Jahrtausends BP. Die Genauigkeit der Angaben liegt zwischen 100 und 230 Jahren. Da die Holzreste aus in situ abgelagerten lakustrinen Sedimenten stammen, werden die Alter als sicher und zuverlässig betrachtet.

Im Übergang von der oberen Rinnenfazies [C-1] zur Hochflutfazies [C-5] datieren zwei Proben von Holzkohlepartikeln und Mischsediment in das 11. und 13. Jahrtausend BP. In Relation zu den darunterliegenden Altern der Fazies [C-2] liegt hier eine Altersumkehr vor. Die  $^{14}\text{C}$ -Proben stammen aus umgelagerten Rinnen- und Hochflutmaterial [C-1] / [C-3] und belegen die Aufarbeitung älterer Sedimente im fluvialen System. Die Alter datieren demnach nicht den Zeitpunkt der Ablagerung und werden deshalb aus dem chronologischen Modell ausgeschlossen.

### Facies succession: valley bottom

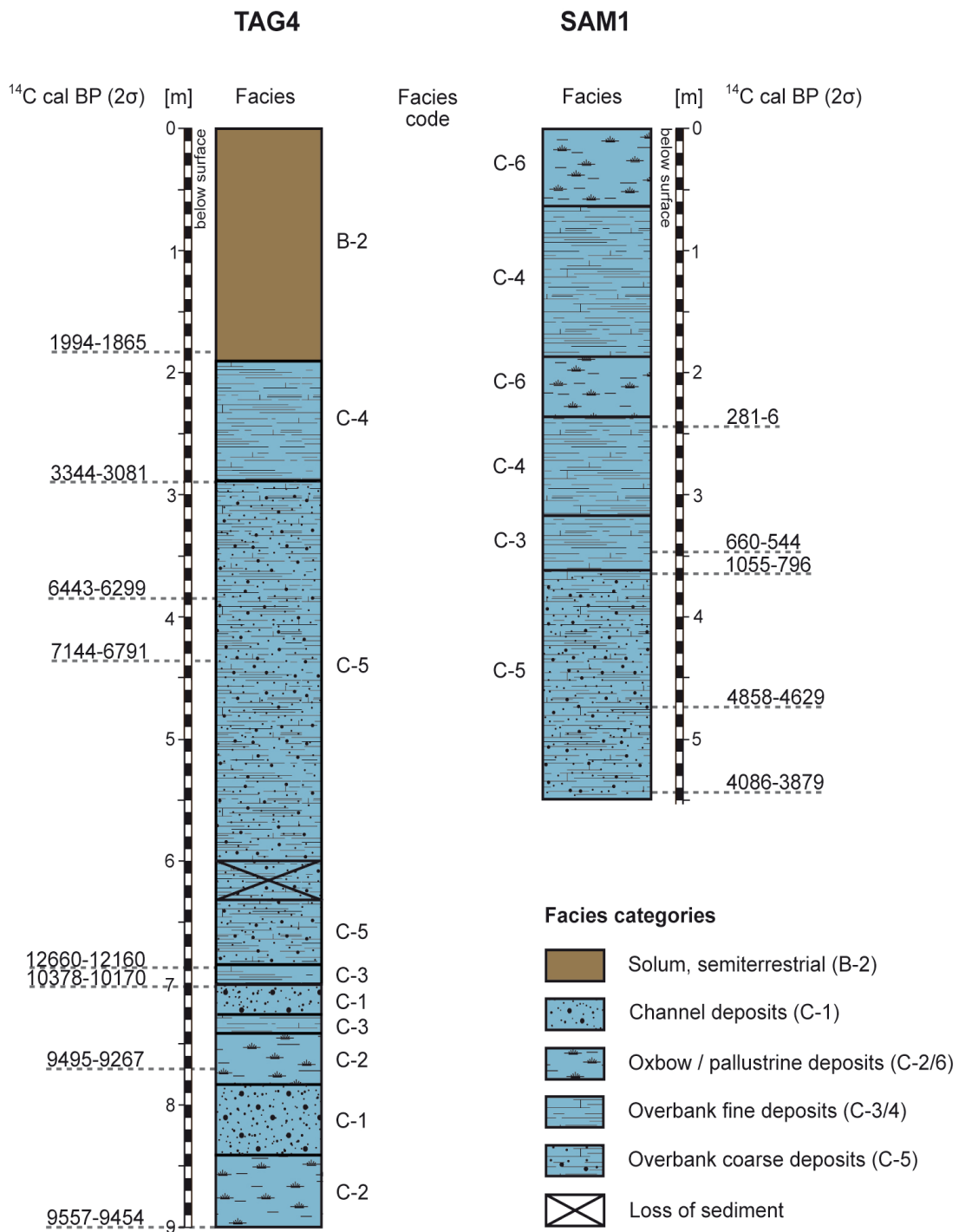


Abb. 6-1: Faziesmodell für die Randbereiche des Talbodens.

Fig. 6-1: Facies succession in the margin areas of the valley bottom.

Die mächtigen Hochflutablagerungen linksseitig des Sambek sind über drei Mischproben aus den lehmigeren, humusreicheren Sedimenten der oberen Hälfte der Fazies [C-5] datiert. Aufgrund fehlender Organik in den unteren sandigen Ablagerungen ergibt sich eine Datierungslücke im Bereich 7–4,5 m u. GOF. Die datierten Sedimente sind in das Mittel- und Spätholozän (zweite Hälfte des Atlantikums bzw. Subboreal) einzuordnen. Trotz Altersheterogenität der Mischproben geben sie eine konsistente Chronologie vom 8. Jahrtausend über das 7. hin zum 4. Jahrtausend BP wieder. Über eine weitere Mischprobe wurde der Beginn der Bodenbildung [B-2] Anfang des zweiten Jahrtausends BP datiert. Das kalibrierte Alter hat eine relativ hohe Genauigkeit von 130 Jahren.

Die Hochflutablagerungen rechtsseitig des Sambek datieren maximal in das 5. bis Anfang 4. Jahrtausend BP (Subboreal). Die Alter an der Basis sind jedoch inkonsistent. Sie zeigen eine Altersumkehr und deuten auf die Aufarbeitung und Ablagerung von älterem Material in der Fazies [C-5] hin. Der obere Alterswert (5. Jt. BP) wurde an einer Mischprobe ermittelt und wird aufgrund seines zu hohen Alters verworfen. Das Basisalter der Fazies [C-5] (4. Jt. BP) stammt von Holzkohlepartikeln. Auch wenn diese ebenfalls umgelagert wurden und damit möglicherweise älter als der Ablagerungszeitpunkt sind, wird die Datierung als zuverlässig angenommen. Es fehlt der weitere Vergleich, und die Wahrscheinlichkeit dem wahren Alter nahe zu sein ist hier größer als bei der Probe darüber. Ein nächster Akkumulationszeitraum, ermittelt an zwei Holzkohleproben der Fazies [C-3], datiert in die zweite Hälfte des 1. Jahrtausends BP (Jüngerer Subatlantikum). Die Alter sind in sich konsistent, die Proben liegen aber relativ nah zur deutlich älteren Sedimentbasis. In dem eng liegenden großen Zeitabstand zeigt sich eine Störung der fluvialen Sedimentation. Die Unterbrechung der humosen Hochflutakkumulation [C-4] durch Sumpfablagerungen [C-6] setzt in der Neuzeit, im Verlauf der letzten 300 Jahre ein. Das kalibrierte Alter ist mit einem Zeitintervall von 275 Jahren sehr ungenau, obwohl die Bestimmung an Samen als zuverlässig gilt (Wang et al. 2014). Der Grund ist die Ungenauigkeit der Kalibrierung, die Kurve verläuft ab 250 BP horizontal.

## 6.2.2 Faziesmodell des Hangfußbereichs

### Faziesabfolge

Der Fußbereich des schwach geneigten östlichen Talgehänges ist durch eine fazielle Zweiteilung charakterisiert. Die Sedimente zeigen eine Löss-Boden Abfolge (Abb. 6-2, Beilage 3).

Das Liegende bildet eine mindestens 3 m mächtige Ablagerung aus fluvial oder alluvial umgelagertem Lösssediment. Darüber folgt das Hangende, ein mehr als ein Meter mächtiger, humusreicher, stark durchwurzelter Bodenkörper. Den Übergang zum Löss, dem bodenbildenden Ausgangssubstrat, bildet ein fleckiger, feucht-toniger Horizont.

Nach der Klassifikation von Ivanov (1992) liegt der Boden als ein ‚Gewöhnlicher Tschernosem‘ vor. Tschernoseme bedecken flächig die Hangfußbereiche und bilden die heutige Geländeoberfläche (Bodenkarte des Neklinovski Bezirks 1 : 25 000, 1966/1993). Punktuell allerdings ist das natürlich entwickelte Solum stark gekappt und nur noch der Unterboden fossil erhalten. Darüber lagern die bis über einen Meter mächtigen Aufschüttungen eines Grabhügels. Die anthropogen aufgetragenen Schichten bestehen aus Grassoden und Oberboden und sind im oberflächennahen Teil pedogen überprägt.

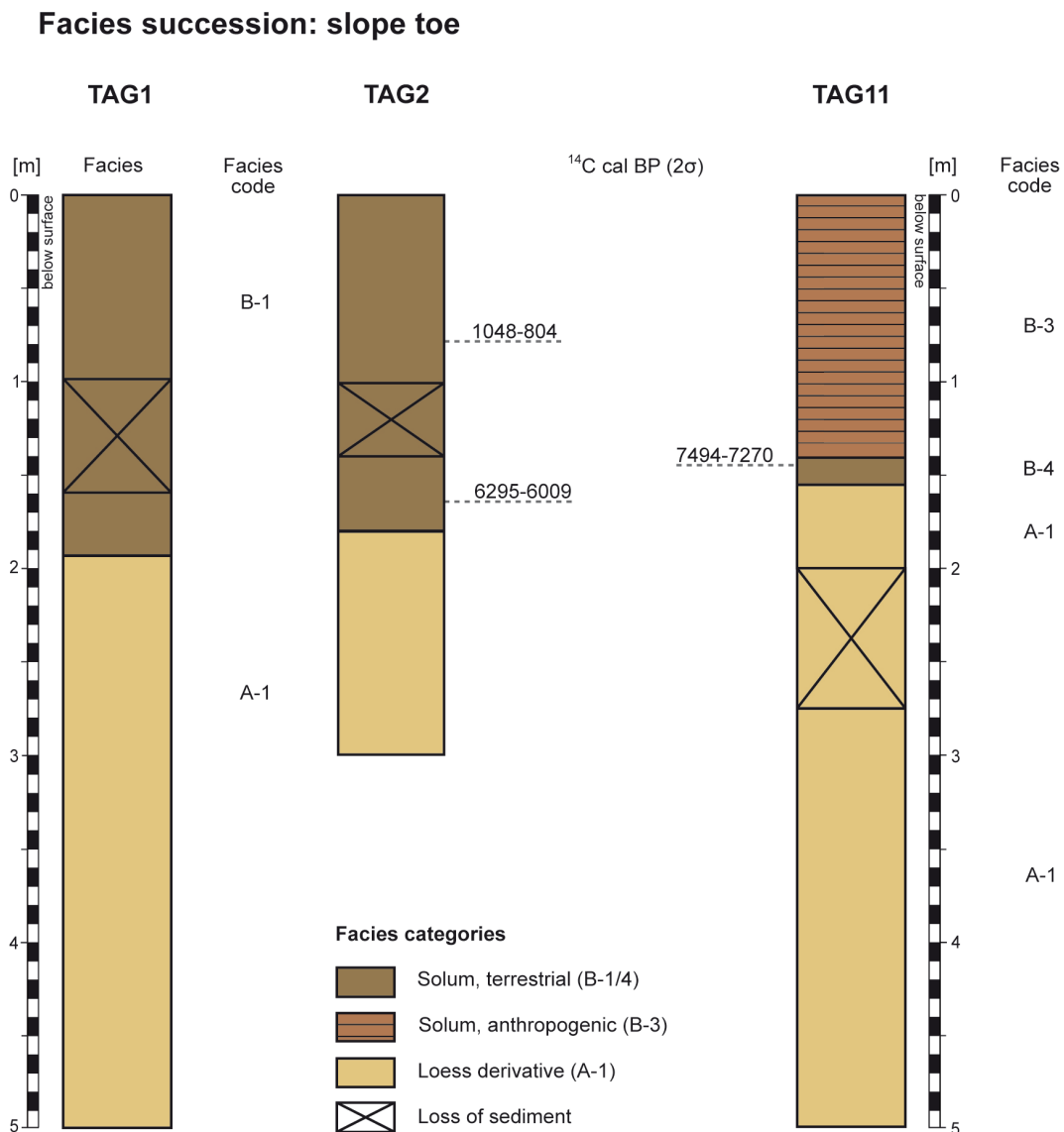


Abb. 6-2: Faziesmodell für den Hangfußbereich.

Fig. 6-2: Facies succession in the slope toe area.

### Chronologie

Für die zeitliche Einordnung der Löss-Boden Abfolge liegen drei Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Solum vor (Abb. 6-2). Zwei Mischproben aus dem Übergangshorizont bzw. aus dem fossilen Unterboden datieren den Beginn der Bodenbildung in das 8. und 7. Jahrtausend BP. Demnach bestand eine junge geringmächtige Bodendecke frühestens um 7500 BP (Profil TAG11) und spätestens um 6000 BP (Profil TAG2). Die Bodenbildung setzte also im mittleren Holozän, in der zweiten Hälfte des Atlantikums ein.

Die Altersangaben enthalten gewisse Unsicherheiten, die die chronologische Interpretation der Fazies einschränken:

Die kalibrierten Alter weisen ein großes Zeitintervall von mindestens 220 Jahren auf. Dies wird auf die Datierung von altersheterogenen Mischproben und/oder auf die Kalibrierung zurückgeführt. Die Kalibrierungskurve zeigt zwischen 6000–6300 cal BP ein Plateau von mehr oder weniger konstantem Alter. Dadurch wird das kalibrierte Zeitintervall weiter als es in Realzeit ist.

Die Altersproben stammen nicht wie empfohlen aus dem Oberboden (Geyh 2005), sondern aus dem Unterboden. Der Eintrag von jüngerem Kohlenstoff wird hier aber als weniger problematisch erachtet, als es für den Oberboden gilt (Mayer et al. 2008). Allerdings enthielten beide Datierungsproben weniger als 1 mg Kohlenstoff. Das Mindestmaß für eine zuverlässige AMS-Datierung war damit nicht erreicht, sodass eine Verzerrung der Altersangabe wahrscheinlich ist. Grundsätzlich sind Radiokohlenstoffalter von humosen Bodenproben jünger als das reale Alter des Bodens (Wang et al. 1996, Mayer et al. 2008). Die Werte geben daher Minimalalter der Bodenbildung wieder.

Eine weitere Datierung aus dem natürlichen Oberboden in 80 cm u. GOF (Profil TAG2) liefert ein entsprechend jüngeres Alter für den Anfang des ersten Jahrtausends BP. Die Altersangabe muss als Minimalalter interpretiert werden. In den Oberboden wird ständig Kohlenstoff während der Bodenbildung eingetragen. Besonders in den Tschernosemen können biogene Durchmischungsprozesse und Durchwurzelung das Alter verzerren (Geyh 2005, Mayer et al. 2008). In Kombination mit der älteren Datierung aus dem Unterboden zeigt sich für das Solum eine plausible stratigraphische Alterssequenz vom Mittel- zum Spätholozän.

Das aufgeschüttete Bodenmaterial des Grabhügels ist nicht datiert. Es wurde aber das Alter der auffälligen Brandschicht nahe der Oberfläche im Bereich der Kuppe bestimmt (Kurzprofil TAG10: 0,21–0,28 m u. GOF). Die Asche datiert mit großer Ungenauigkeit in die letzten 425 Jahre. Ein weiteres sehr junges Alter (280–5 BP) liegt für ein Schilfrhizom in einem Meter Tiefe vor. Da der unterirdische Spross teil der Sumpfpflanze tief in den Untergrund wachsen kann, gibt die Datierung höchst wahrscheinlich nicht das Alter des umlagernden Sediments wieder und ist somit für die chronostratigraphische Einordnung nicht verwendbar.

### 6.2.3 Faziesmodell der Schwemmfächer

#### Faziesabfolge

Im Bereich der Schwemmfächer am Ausgang der Seitentäler (Ovrag, Balka) bilden mindestens 1 m mächtige Lössderivate das Liegende (Abb. 6-3, Beilage 4). Darüber, im Hangenden, lagern maximal 3 m mächtige Schwemmfächerablagerungen von unterschiedlicher Körnung und Humusgehalt.

Die Lössderivate gleichen Hangsedimenten, die durch Massenbewegung erodiert und am Unterhang abgelagert wurden. Außer der Umlagerung wurden die Sedimente noch durch pedogene Prozesse überformt. Eine Bodenbildung in Form eines mehrere Dezimeter mächtigen fossilen Solums ist an der Bohrstelle TAG7, in 3 m u. GOF erkennbar. Die anderen Profile lassen im oberen Bereich der Lössablagerung einen pedogenen Einfluss erkennen, ein Solum ist jedoch am Bohrprofil und über die Laborkennwerte nicht sicher identifizierbar.

Auf die Lössablagerung bzw. die fossile Bodendecke folgen bis zu 3 m mächtige Schwemmfächersedimente. Im proximalen Teil der Schwemmfächer bildet eine grobkörnige 10 cm mächtige Lage aus

Grus und Steinen des lokal anstehenden Kalkgesteins die Basis und damit den Beginn der Schwemmfächerschüttung. Diese Fazies ist sowohl im östlichen als auch im westlichen Schwemmfächer zu finden. Die klastengestützte Fazies belegt hochenergetische, fluviale Abtragungsbedingungen im Einzugsgebiet des Fächers und eine abrupt nachlassende Transportkraft nahe zum Fächerapex. Die scharfe Abgrenzung der Fazies deutet auf eine Erosionsdiskordanz hin.

Über der grobkörnigen Fazies im proximalen Teil der Schwemmfächer folgen bis zu 2,9 m mächtige Ablagerungen. Sie zeigen mehrere Schüttungen von hauptsächlich umgelagertem Bodenmaterial, aber auch von Hangsediment. Einheitlich liegt eine stufenweise Abfolge von humusreichem Bodenmaterial über detritusreichem Bodenmaterial über Hangmaterial ([D-3] → [D-2] → [D-1]) vor. Die Abfolge zeigt von der Basis an eine stufenweise Zunahme des Humusgehalts und Abnahme der grobkörnigen Komponente.

Die Fazies [D-3] fehlt im Schwemmfächeraufbau der Balka Landina (Profil TAG3). An ihrer Stelle lagert direkt über der grobkörnigen Fazies [D-5] umgelagertes, detritusreiches Bodenmaterial [D-2]. Ab 2 m u. GOF bis zur Oberfläche wurde abwechselnd humusreiches Bodenmaterial [D-1] und Schutt [D-5] abgelagert. Die Fazies wechseln sich in fast gleichmäßigem Abstand ab, wobei die Mächtigkeit der klastischen Schichten nach oben hin abnimmt.

Im Schwemmfächeraufbau der Fächerschlucht (Ovrag) wird das umgelagerte Bodenmaterial [D-1/2] von 25–35 cm mächtigem Hangsediment [D-3] unterlagert. Das darüber folgende, zunächst detritusreiche Bodenmaterial [D-2] ist an allen drei Proximalstandorten (TAG3/5/6) etwa gleich mächtig, im Mittel 0,96 m (Std. = 0,13). Der Wechsel zur Ablagerung von humusreichem Bodenmaterial [D-1] erfolgt in 1 m (Profil TAG5) bzw. 1,7 m u. GOF (Profil TAG6). Die Tiefenlage am Standort TAG6 ist der im Schwemmfächer der Balka Landina sehr ähnlich (2 m u. GOF). Das im Hangenden liegende humusreiche Bodenmaterial [D-1] ist massiv abgelagert und bis auf eine Ausnahme nicht von klastischem Eintrag unterbrochen. Ähnlich wie in Profil TAG3 zeigt die Fazies [D-1] am Standort TAG6 eine oberflächennahe, wenige Zentimeter mächtige Steinlage [D-5].

Im distalen Schwemmfächerbereich beginnt die Sedimentschüttung in 2,5 m u. GOF mit der Ablagerung von humsreichen Bodenmaterial [D-1]. Wie bei den anderen Standorten erfolgt nach 1 m ein Fazieswechsel. Ebenso wie im Schwemmfächer der Balka Landina setzt in 1,5 m u. GOF eine Wechsellagerung zwischen grobkörnigem Sediment, hier Hangsediment aus schichtartigem Abfluss [D-4], und humusreichen Bodenmaterial [D-1] ein. Die Tiefenlagen und Mächtigkeiten korrelieren zum Teil mit denen in den Profilen TAG3 und TAG6.

Von allen drei Untersuchungspunkten des Schwemmfächers der Fächerschlucht präsentiert das mittlere Profil TAG6 mit 3 m die mächtigste Schwemmfächerschüttung.

### **Chronologie**

Für die Lössablagerungen liegen drei Alterswerte von Holzkohlepartikeln vor (Abb. 6-3). Sie datieren zwei Zeiträume der Sedimentation, ins 13. Jahrtausend BP (Proben TAG0605, TAG0305) und ins 10. Jahrtausend BP (Probe TAG0304). Die tieferen und älteren Werte datieren ins Spätglazial, in die jüngere Dryas, der jüngere Zeitraum liegt im frühen Holozän im ausgehenden Boreal.



Die Alter der Lössablagerungen werden als Maximalalter für die Zeit der Sedimentation interpretiert. Transport und Ablagerung am Unterhang erfolgten sehr wahrscheinlich kurz nach dem Brandereignis (Mayer et al. 2008), allerdings ist eine weitere Umlagerung der Holzkohlen in darauffolgender Zeit möglich. Die  $^{14}\text{C}$ -Alter geben daher den Zeitpunkt wieder, als die Holzkohlepartikel zum ersten Mal in die Prozesskette aus Erosion-Transport-Ablagerung gelangten (Lang & Hönscheidt 1999).

Die zwei kalibrierten Alter aus Profil TAG3 sind relativ ungenau. Sie liegen jeweils auf einem Plateau der Kalibrierungskurve und weisen dadurch eine große Spannweite von 375 bzw. 500 Jahren auf. Hingegen datiert die Probe aus Profil TAG6 mit einer Wahrscheinlichkeit von 95,4 % in die enge Zeitspanne 12750–12585 cal BP und damit in die frühe Jüngere Dryas.

Der zweite Sedimentationszeitraum datiert mit einem weiten Zeitintervall von 375 Jahren in das Ende des 10. Jahrtausends BP, und damit ins ausgehende Frühholozän. Dieses jüngere Akkumulat ist nur im Schwemmfächer der Balka Landina (TAG3) nachgewiesen.

Die chronologische Einordnung der Schwemmfächersedimente erfolgt über insgesamt 12 Datierungen (Abb. 6-3). Aufgrund fehlender organischer Makroreste konnten nur organikhaltige Mischproben datiert werden. In Folge dessen konzentrieren sich die Alter bis auf zwei Ausnahmen in der Fazies [D-1], dem umgelagerten humusreichen Solum, sowie in den oberen zwei Metern der Ablagerungen. Der Beginn der Sedimentschüttung konnte nicht datiert werden, da die grobkörnige, mineralreiche Basis der Schwemmfächer [D-5/3] kein organisches Material enthält.

Die Verteilung der  $^{14}\text{C}$ -Alter (Abb. 5-22) lässt 5 Zeitschnitte der Schwemmfächerentwicklung erkennen:

- ausgehendes Mittelholozän / Ende Atlantikum, Übergang zum Subboreal / 7./6. Jt. BP (n = 2)
- Erste Hälfte Spätholozän / zweite Hälfte Subboreal / 4. Jt. BP (n = 1)
- Erste Hälfte Spätholozän / Beginn Älteres Subatlantikum / 3. Jt. BP (n = 3)
- Zweite Hälfte Spätholozän / Älteres Subatlantikum / 2. Jt. BP (n = 3)
- Ende Spätholozän / Jüngeres Subatlantikum / 1. Jt. BP (n = 3)

Für die jüngste Entwicklung, die sich an der Schwemmfächeroberfläche zeigt, liegen keine Alter vor. Es wird aber angenommen, dass die Stratigraphie bis in die Neuzeit reicht.

Im alluvialen System von Schwemmfächern ist generell mit Abtragungs- und Umlagerungsprozessen zu rechnen, sodass von einer diskontinuierlichen, gestörten Sedimentation auszugehen ist (Lang & Hönscheidt 1999). Die Radiokarbonalter werden daher als Maximalalter interpretiert. Die Abfolge der Datierungen zeigt allerdings, bis auf eine Ausnahme (Probe TAG0604), eine stratigraphisch konsistente Alterssequenz. Die ältesten Werte, die Alter des Mittelholozäns, liegen zwischen 2,4–1,9 m u. GOF. Der oberste Meter der Schüttungen zeigt eine Altersabfolge des Spätholozäns, vom 2. zum 1. Jahrtausend BP. Aufgrund der Altersheterogenität der Mischproben geben die meisten Sedimente ein weites Zeitintervall wieder. Trotz stratigraphischer Konsistenz der Altersabfolge ist eine Störung der Schwemmfächersedimentation erkennbar. Jeder Standort weist Faziesabschnitte auf, in denen innerhalb geringer Sedimentmächtigkeit die Zeitabstände sehr groß sind. Andere Abschnitte sind vergleichsweise mächtig in Bezug auf den datierten Zeitraum.

**Facies succession: alluvial fan**

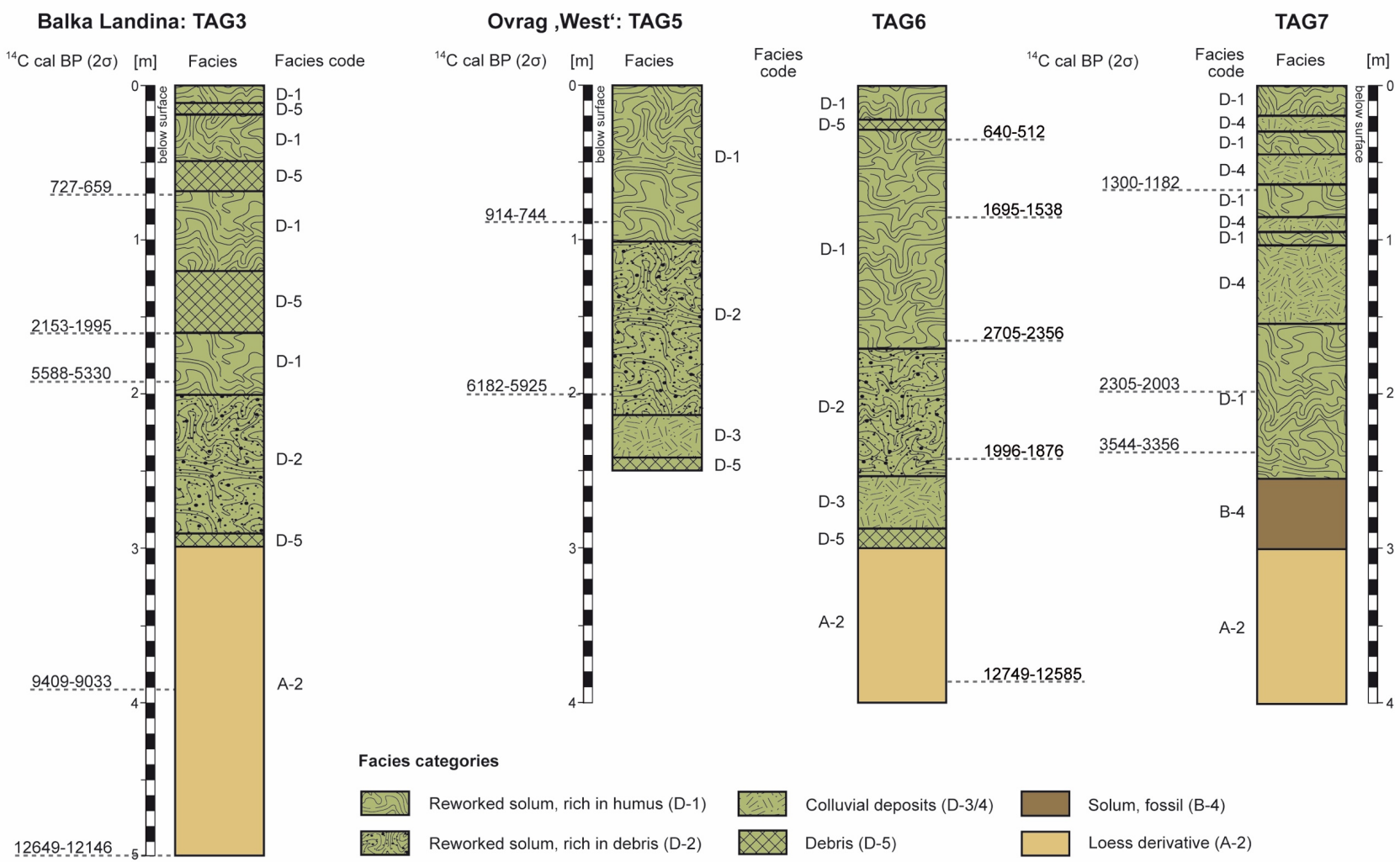


Abb. 6-3: Faziesmodell für die Schwemmfächer.  
 Fig. 6-3: Facies succession in the alluvial fans.

### 6.3 Kontrollfaktoren der Faziesbildung und –abfolge

Die Bildung der in Kapitel 6.1 beschriebenen Fazies und deren räumliche und zeitliche Abfolge (Kap. 6.2) ist das Ergebnis von externen und internen (systemeigenen) Kontrollfaktoren. Die Hauptfaktoren der Ablagerung sind Klima, Tektonik, Meeresspiegelschwankungen, Sedimentverfügbarkeit und -produktion, Biota und Mensch. Im Folgenden werden deren Einfluss und Kontrolle entsprechend der drei Ablagerungsräume Talboden, Hangfußbereich und Schwemmfächer diskutiert und Phasen der Landschaftsaktivität und –stabilität abgeleitet (Kap. 1.3). Dabei fließen Erkenntnisse aus lokalen und regionalen Studien zur Landschaftsentwicklung im Nordschwarzmeerraum und Osteuropäischen Tiefland ein (Abb. 7-1).

#### 6.3.1 Entwicklung des Talbodens

Die Randbereiche des Talbodens beidseitig des Sambek sind durch eine mächtige Abfolge von Hochflutsedimenten gekennzeichnet. Linkseitig bedecken sie Rinnensedimente, die in 7 m Tiefe anstehen. Die fluvialen Ablagerungen belegen in ihrer Gesamtabfolge die Entwicklung der Sambekau vom Frühholozän bis in die Neuzeit (Kap. 6.2.1, Abb. 6-1)

##### Verfüllung eines Altwassers im Frühholozän

Die ältesten und am tiefsten gelegenen fluvialen Ablagerungen des Sambek, sind die organoklastischen Sedimente eines Altwassers [C-2] in 9–7,4 m u. GOF (TAG4/1/3). Abgestorbene Pflanzenteile und schluffig, tonige Sedimente belegen die Verfüllung einer verlassenen Fließrinne unter stillwasserartigen Bedingungen (Kap. 6.1.3).

##### *Lakustrine Bedingungen im Wechsel mit Hochflutsedimentation*

Über den Prozess der Rinnenverfüllung lassen sich detaillierte Aussagen treffen. Die biostratigraphische Analyse der Fazies [C-2] (Kap. 5.1.3, 6.1.3) zeigt eine üppige lakustrine Lebensgemeinschaft in einem stehenden bis schwach fließenden Auengewässer von mindestens 0,5 m Wassertiefe an. Es wuchsen Wasserpflanzen (Tausendblatt, Großen Nixenkraut), und Sumpfpflanzen bilden ein dichtes Röhricht (Schilfrohr, Kalmus, Teichbinse und Segge). In dem subaquatischen Milieu herrschen überwiegend brackische Bedingungen (Kap. 6.1.3), die sich in einem fluvialen System nur in einem stehenden Gewässer der Aue und unter einem Klima mit hoher Verdunstung einstellen können.

Die Verlandung des Altwassers unter lakustrinen Bedingungen wird durch allochthonen Sedimenteintrag verstärkt. Während Hochwasserphasen, in denen der Sambek seine Fließrinne verlässt und den Talboden überschwemmt, empfängt das Altwasser Wasser und Sedimentfracht aus den aktiven Rinnen des Sambek. Starke, aber seltene Hochwasserereignisse resultieren in der Ablagerung von vereinzelt Sandbändern wie im Profilabschnitt TAG4/1 der Fazies [C-2]. Regelmäßige schwache Hochwasserereignisse führen zur Ablagerung der feinkörnigen Suspensionsfracht mit Schalenbruch und Pflanzenkohle. Sie sind als einzelne Lamina nicht erkennbar, sondern erscheinen als homogene Matrix mit hohem Organikgehalt ([C-2]: TAG4/3).

### *Die letztmalige Reaktivierung der Rinne*

Während der Verlandung des Altwassers erfährt die ehemalige Fließrinne ein intensives Abflussgeschehen, bei dem sich grobsandige Bodenfracht [C-1] (TAG4/2) zu einer 0,6 m mächtigen Schicht abgelagert. Diese Sedimente zeugen entweder von einer temporären Reaktivierung der verlassenen Rinne während eines starken und langanhaltenden Hochwassers, oder von einem Uferdammbbruch bei hohem Wasserstand. Bei letzterem strömt aus dem aktiven Flusslauf suspendierter Sand über die Flussaue und sedimentiert u. a. flache Senken, wie die verlassene Rinne, auf (Miall 1996). Diese Überflutungssedimente überlagern für gewöhnlich lakustrine Altwasserablagerungen nahe einer aktiven Fließrinne (Miall 1985, Aslan & Autin 1999). Nach diesem episodischen Fließereignis stellen sich schnell wieder lakustrine Bedingungen ein (TAG4/3), das Altwasser scheint nun endgültig vom aktiven Flusslauf getrennt.

Der kontinuierliche Eintrag klastischer Sedimente verschiedener Korngrößen während der Verlandung des Altgewässers lässt darauf schließen, dass der Ablagerungsort eher proximal als distal zur aktiven Fließrinne des Sambek gelegen ist. Entsprechend schneller als ein nicht-fluvial beeinflusster See ist das Altwasser aufsedimentiert. Die Ausbreitung von Röhricht in dem flachen Gewässer beschleunigt die Verlandung zusätzlich (Minderhoud et al. 2016). Der Zeitraum dafür wird durch zwei sich überschneidende Radikarbonalter aus dem unteren und oberen Teil der Altwasserfazies [C-2] datiert. Er liegt maximal zwischen 9560 und 9270 BP. In dieser Zeit erfolgt auch die Ablagerung der zwischengeschalteten Rinnensedimente [C-1].

### *Die Entstehung des Altarms im Frühholozän*

Die litho- und biostratigraphischen Merkmale des Kernabschnitts 9–7,4 m u. GOF (TAG4/1-3, Kap. 5.2.3, 6.1.3) reflektieren das Endstadium der Verfüllung und Verlandung des Altgewässers. Dem voraus und sedimentologisch nicht erfasst gehen die Prozesse des Abtrennens vom Hauptwasserlauf, das Verschließen des Rinnenabschnitts und der Übergang zu den lakustrinen Bedingungen. Die vollständige Sequenz einer Rinnenfüllung zeigt für gewöhnlich an der Basis sandige oder kiesige Rinnensedimente aus der aktiven Zeit des Flusslaufes. Darüber folgen, mit Beginn der Laufabtrennung feinkörnigere Überflutungssedimente, die allmählich in authigene organo-klastische Ablagerungen oder Torfe übergehen. Den Abschluss der Rinnenfüllung bilden bei vielen Flüssen feinkörnige Überflutungssedimente. (Allen 1965, Miall 1985, Matoshko et al. 2004, Wojcicki 2006, Minderhoud et al. 2016).

In Profil TAG4 ist nur der oberste Teil der Rinnenverfüllung und damit deren Endstadium erfasst. Diese Phase, belegt durch die Sedimente in der Tiefe 9–7,4 m u. GOF, spiegelt eine geringe fluviale Aktivität (Panin & Matlakhova 2015) im Frühholozän zwischen 9560 und 9270 BP wider. Das fluviale System im mittleren Sambektal scheint im ausgehenden Boreal geökologisch-geomorphodynamisch stabil. Die vorausgehende Trennung vom Hauptwasserlauf und daraus folgende Veränderung des Flusslaufs erfolgt vor 9560 BP. Diese geschieht während einer Phase fluvialer morphodynamischer Aktivität (Panin & Matlakhova 2015), bei der sich der Hauptstrom verlagert oder infolge Abschnürung eines Mäanders verkürzt. Bei beiden Prozessen folgt das Wasser nicht mehr den Krümmungen des Flussbettes, sondern erodiert dem Gefälle folgend eine neue Rinne (Allen 1965).

### *Klimatische Einflüsse*

Im osteuropäischen Tiefland sind Flusslaufverlagerungen und die anschließende Verlandung von verlassenen Rinnenabschnitten kennzeichnend für die fluviale Aktivität der Übergangszeit vom Spätglazial ins Holozän (14–8,4 ka BP) (Panin & Matlakhova 2015). Mit der allmählichen Erwärmung ab dem Spätglazial ändert sich insbesondere in der Steppe das wärme- und hydroklimatische Regime (Panin & Matlakhova 2015). Infolgedessen nimmt der Oberflächenabfluss tendenziell ab, die Einschneidung des zuvor hochaktiven Flussnetzes kommt zum Erliegen und die Gewässergrundrisse verändern sich (Sidorchuk et al. 2009, 2011, 2012). An Stelle der großen, spätglazialen Rinnen treten neue, kleinere Rinnen, die nun in den überbreiten periglazial geformten Tälern fließen (Borisova et al. 2006) und, geknüpft an episodische Abflussschwankungen, Phasen hoher und niedriger Aktivität durchlaufen (Panin & Matlakhova 2015). Die dabei verlassenen Rinnenabschnitte wandeln sich in Auenseen und –sümpfe, die im Verlauf des Frühholozäns verfüllt werden (Borisova et al. 2006, Sidorchuk et al. 2012). In dieser Phase der Reorganisation der Fließgewässer und Herstellung des Fließgleichgewichts erfolgt die Trennung und Verfüllung einer Rinne vom Hauptflusslauf des Sambek.

### *Tektonische Einflüsse*

In vielen Flusstälern nördlich des Untersuchungsgebiets zeugen große Paläorinnen in den rezenten Auen oder auf den Niederterrassen von der hydrologischen Umgestaltung im ausgehenden Weichselglazial und frühen Holozän (Sidorchuk et al. 2011). Im Sambektal hingegen fehlen jungquartäre Terrassenstufen (Kap. 4.2.2) und in der Aue bedecken 7 m mächtige Hochflutablagerungen die prä- bis frühholozänen fluvialen Formen. Diese morphologisch-stratigraphische Situation erklärt sich aus der lokalen und regionalen Tektonik (Kap. 4.2.1). Die Talweitung im Mittellauf des Sambek sowie die Küstenebenen des Azovschen und Schwarzen Meeres werden von quartärer Subsidenz kontrolliert (Matoshko et al. 2004). Infolgedessen sinken die küstennahen Täler ab und sedimentieren auf. So findet beispielsweise im unteren Dontal und im Dondelta seit Beginn des Mittleren Pleistozän fortschreitende fluviale Aggradation bis heute statt (Matoshko et al. 2009).

Nach dem stratigraphischen Befund liegt das Gerinnebett des Sambek um 9500 BP etwa 9 m unter der heutigen Auenoberfläche. Da die tektonische Senkungsrate des Talbeckens nicht bekannt ist, sind diese und weitere Tiefenangaben als Maximalwerte zu verstehen. Der im Vergleich zu heute deutlich tiefer gelegene frühholozäne Talboden muss aufgrund der asymmetrisch einfallenden Hänge vergleichsweise schmal sein. Demzufolge haben der Sambek und seine Zuflüsse weniger Raum zum Fließen. Entsprechend eingeschränkt sind die morphologischen Voraussetzungen für die im Spätpleistozän typische Bildung großer alluvialer Formen sowie die häufige horizontale Rinnenverlagerung im Übergang zum Holozän (Nanson & Croke 1992, Sidorchuk & Borisova 2000, Sidorchuk et al. 2009, 2011). Die konkrete Ausprägung der hydraulisch-geometrischen Parameter, wie Rinnenbreite, -tiefe und Sinuosität, bleibt zu erforschen, da die strukturellen Merkmale der fluvialen Ablagerungen in dieser Studie nicht untersucht wurden.

### *Der Einfluss der Vegetationsbedeckung*

Im Übergang vom Pleistozän zum Holozän hat nicht nur der rasche klimatische Wechsel die Hydrologie der Flüsse verändert. Auch der einhergehende Wandel der Vegetationsbedeckung nahm Einfluss auf das Abfluss- und Fließverhalten. An Stelle der periglazialen Trockensteppe des ausgehenden Pleistozäns ist im Frühholozän im nördlichen Azov Gebiet eine Grasssteppe verbreitet, in der die typischen Steppenkräuter von *Artemisia* und *Chenopodiaceae* dominieren (Simakova 2006). Im Boreal weist das Klima im Vergleich zu heute wärmere Sommer, mildere Winter und geringeren Niederschlag auf (Negendank 2004). Im Verlauf dieser Periode breitet sich flächig die Birke aus (Gerashenko 2004). In den Tälern der großen Flüsse wachsen auf den sandigen Terrassen Kiefern und auf dem Talboden u. a. Erle, Eiche, Linde und Hasel (Kremenetski 2003). Im mittleren Sambektal ist im ausgehenden Boreal, zur Zeit des Endstadiums der Altwasserfazies, eine Wiesensteppe mit überwiegend Süßgräsern (*Poaceae*), *Artemisia* und Gänsefußgewächsen (*Chenopodiaceae*) verbreitet (Kap. 5.1.3). Das Gebiet ist laut der geringen Baumpollensumme nicht bewaldet. Allerdings deutet der Anteil der Birkenpollen von größer 10 % auf die weiträumige Präsenz der Birke in der offenen Stepplandschaft hin (Xu et al. 2007).

Im Einzugsgebiet des Sambek ist also im Frühholozän von einer geschlossenen Vegetationsdecke aus Gräsern, Kräutern, Halbsträuchern und einzelnen Gehölzen auszugehen. Der dichte Pflanzenbewuchs stabilisiert die Geländeoberfläche, schützt vor Bodenabtrag und verringert den Oberflächenabfluss und damit den Sedimenteintrag in die Fließgewässer. Darüber hinaus fördert der Bewuchs die Bodenversickerung, welche noch gesteigert wird durch den geringeren Bodenfrost infolge der holozänen Klimaerwärmung (Sidorchuk et al. 2001). Die folglich höhere Bodenversickerung im Frühjahr bedingt einen höheren Grundwasserstrom und somit einen höheren mittleren Sommerabfluss. In den Tälern kann sich dadurch Auenvegetation, wie Röhricht ausbreiten, dessen Reste in der Fazies [C-2] erhalten sind.

Nach Sidorchuk et al. (2001) geht im Frühholozän der mittlere Jahresabfluss zurück und die Häufigkeit an Überschwemmungen nimmt ab. Es gilt als belegt, dass in kleinen Einzugsgebieten, wie dem des Sambek, mit zunehmender Vegetation und entsprechend geringerem Oberflächenabfluss die Hochwasser abnehmen (Blum & Törnqvist 2000). Auch sind die Sedimentfracht und damit die Aufsedimentierung während Hochwasser geringer. Zum einen wird der Materialeintrag aus dem Einzugsgebiet durch die Steppenvegetation reduziert, zum anderen bremst der Auenbewuchs die Strömung und somit die Erosionskraft des Flusses während Hochwasser. Die Bildung der Altwasserfazies [C-2] zeigt, dass während der lakustrinen Bedingungen im Frühholozän der externe Eintrag von Überflutungssedimenten gering ist und große Hochwassereignisse selten vorkommen. Das brackische Milieu, belegt durch den lokalen Pflanzenbewuchs und die Ostrakodenzusammensetzung, stellt sich aufgrund der hohen Verdunstung, v. a. im Sommer, während des relativ trockenen Klimas im Boreal ein (Negendank 2004).

### **Übergangsphase zu einem semiterrestrischen Standort**

Im ausgehenden Frühholozän nach 9270 BP, während dem Übergang vom Boreal zum Atlantikum, endet die Phase der geringen fluvialen Aktivität des Sambek. Die verlassene Fließrinne wird

abschließend verfüllt und das lakustrine Ablagerungsmilieu ändert sich in eine semiterrestrische Auenumwelt. Die bis dahin vorherrschende in situ Sedimentation wird durch Akkumulation allochthonen Materials ersetzt.

Den Abschluss der Verlandung des Altwassers bilden wie bei vielen anderen Flüssen (Allen 1965, Miall 1985) feinkörnige Überflutungssedimente [C-3] im Wechsel mit grobkörnigem Rinnensediment [C-1] (Kap. 6.1.3). Die allochthonen Ablagerungen zeugen von fluvialer Erosion und Umlagerung älterer Sedimente (Kap. 6.2.1) und von zunehmender Häufigkeit episodischer Überflutungen unterschiedlicher Stärke. Diese erhöhte fluviale Aktivität kann durch veränderte Abflussverhältnisse aufgrund von Klimaänderungen hervorgerufen sein (Wojcicki 2006). Gleichzeitig kann sich durch laterale Verlagerung der aktiven Fließrinne die Distanz zur verlassenen Rinne verändert haben und damit die Körnung der abgelagerten Überflutungssedimente (Bridge 2003).

Klimatische Übergangsphasen, wie der Übergang vom Boreal zum Atlantikum, äußern sich generell im fluvialen Verhalten der Flüsse (Vandenberghé 1995, Starkel 2002, Starkel et al. 2006). In dem Zeitraum 9,3–8,6 ka BP nimmt mit zunehmender Feuchtigkeit und fortschreitender Abkühlung des Klimas die fluviale Aktivität in Osteuropa zu. In verschiedenen Flusstälern sind für diese Zeit Überflutungen registriert (Starkel et al. 2006, Kittel et al. 2016). Das Geschehen ist Teil der Übergangsphase nach dem extrem hohen Abfluss im Spätglazial. Das fluviale System reorganisiert sich und entwickelt sich hin zu einem neuen Fließgleichgewicht (Panin & Matlakhova 2015).

### **Vertikale Aufsedimentation des Talbodens im Mittelholozän**

Nach 9270 BP bis Ende des Mittelholozäns um 4200 BP (Atlantikum und Älteres Subboreal), herrscht im Bereich des verfüllten Altarms eine von Pflanzen und Tieren belebte Auenumwelt vor, die durch Land-Wasser-Wechsel geprägt ist (Kap. 6.1.3). Die Auenflächen linksseitig des Sambek werden wiederholt während Hochflutereignissen überschwemmt. In einem Zeitraum von 4000 Jahren sedimentiert der Talboden um maximal 3,5 m auf, gleichzeitig werden die unteren Hangbereiche des Tales zunehmend begraben.

#### *Der Einfluss von Fließkraft und Sedimentcharakter*

Während der Auenüberspülung im Mittelholozän lagern sich mächtige grobkörnige Alluvione [C-5] ab. Die Hochflutlehme sind anfangs, in den unteren 1,5 m noch grobsandig (TAG4/7), und spätestens ab 7150 BP schluffiger und frei von Grobsand (TAG4/8; Kap. 5.2). Diese Änderung innerhalb der Fazies spiegelt verschiedene Fracht-Fließkraft-Verhältnisse am Ablagerungsort wider, die einerseits mit der Proximalität und andererseits mit der Fließkraft des Sambek in Zusammenhang stehen (Miall 1985, Nanson & Croke 1992; Kap. 6.1.3). Erstes muss in dieser Diskussion unberücksichtigt bleiben, da der stratigraphische Beleg für die lateral angrenzenden Fazies fehlt.

Abgeleitet aus der sedimentären Zusammensetzung der Alluvione, fließt der Sambek nach 9270 BP bis maximal 7150 BP mit relativ hoher Fließkraft in einem sandigen Gerinnebett und bildet während Hochflutereignissen sandig lehmige Auenflächen. Aufgrund der groben Körnung sind das Flussufer und die angrenzenden Auenbereiche anfällig für Erosion, insbesondere bei starkem Hochwasser

(Nanson & Croke 1992). Aus der Ufer- und Gerinnebetterosion stammt auch überwiegend die sandhaltige Sedimentfracht.

Nach 7150 BP sind bis in die Neuzeit keine weiteren sandigen Alluvione erhalten. Daraus schlussfolgernd sind die Hochflutbedingungen an den untersuchten Auenstandorten nie wieder so energiereich wie zuvor. Der Sambek fließt mit deutlich geringerer Fließkraft und lagert während Hochwasserereignissen seine Suspensionsfracht ab. Mit der zunehmenden Aufsedimentation des Talbodens nehmen das Gefälle und infolgedessen auch die Fließgeschwindigkeit des Sambek ab. Unter diesen Bedingungen können folglich nur noch feinkörnigere Sedimente transportiert werden. Auch die Hochflutereignisse sind schwächer ausgeprägt und klingen aufgrund des üppigen Auenbewuchses langsamer ab. In Senken der Aue bleibt das Wasser länger stehen und es entwickeln sich unter erhöhter Verdunstung lokal brackische Bedingungen mit einer angepassten Benthosfauna (Kap. 6.2.1). Das bindige Alluvium führt mit zunehmender Aggradation zu stabileren Flussufern und zunehmendem Mäandrieren des Sambek, wodurch Laufverkürzungen durch Abschnürung häufiger erfolgen können (Allen 1965). Im Bereich der Auen ist allgemein die fluviale Akkumulation größer als die Erosion.

Sowohl die stratigraphischen als auch die chemischen und physikalischen Sedimenteigenschaften deuten dauerhaft stabile, gleichbleibende Ablagerungsbedingungen in der Aue im Mittelholozän an. Die fehlende Sedimentschichtung und die Spuren biologischer Aktivität weisen darauf hin, dass der Talboden durch zahlreiche kleine Überflutungsereignisse aufsedimentiert wurde. Es sind weder Erosionsdiskordanzen noch Paläoböden erkennbar, die auf eine ausgeprägte Fluvialdynamik während der zwei Auenphasen schließen lassen. Andererseits sind die Datierungen der Fazies [C-5] unzureichend, um eine kontinuierliche Auensedimentation abzuleiten.

#### *Topographische und tektonische Einflüsse*

Einen wesentlichen Einfluss auf die vertikale Aggradation des Talbodens haben die topographischen und tektonischen Verhältnisse im mittleren Sambektal sowie die Lage des Talbodens zum Vorfluter. Die Talweitung des Sambek ist eine lokale tektonische Störungszone und wird von Subsidenz kontrolliert. Im Längsverlauf des Tales stellt das Becken einen Knickpunkt dar und wirkt als lokale Erosionsbasis für die oberhalb liegenden Flussstrecken der in das Becken mündenden Fließgewässer. Im Bereich der Talweitung ändert sich deren Abflussverhalten abrupt, wodurch die Überflutung des Talbodens leicht möglich ist und vertikale Aufsedimentation stattfinden kann. Nach Blum & Törnqvist (2000) ist es möglich, dass durch die tektonische Absenkung die abgelagerten Sedimente unterhalb der bei tektonischem Stillstand maximal möglichen Einschneidungs- und Umlagerungstiefe gelangen und sich dadurch erhalten. Eine entsprechende Situation kann linksseitig im Bereich der Bohrung TAG4 vorliegen. Die Abhängigkeit der fluvialen Sedimentation von der tektonischen Bewegung entlang der Störungslinien ist in allen größeren Flusssystemen in der Azov Region zu beobachten (Šnjukov et al. 1974).

#### *Der Einfluss des Meeresspiegelanstiegs*

Der Trend zur Talaggradation ist nicht nur tektonisch bedingt, sondern steht auch in Relation mit dem Meeresspiegel, der die natürliche Erosionsbasis für das Sambektal bildet. Der Sambek mündet



heute 10 km südlich der Talweitung in eine Bucht des Azovschen Meeres. Zur Zeit des maximalen Meeresspiegeltiefstands von -80/-100 m im späten Pleistozän durchquert das Tal des Paläo-Don die zu der Zeit tiefergelegene Küstenebene des Azov Beckens und bildet die Erosionsbasis für die Flüsse, die heute in das Azov Meer entwässern (Panov 1966, Svitoch 2008; Kap. 3.1.1, Abb. 3-7). Mit dem Meeresspiegelanstieg zu Beginn des Holozäns wird das bis dahin isolierte Schwarzmeerbecken an das Mittelmeer angeschlossen. Spätestens 7500 BP sind beide Meere über gegenseitigen Wasseraustausch miteinander verbunden (Brückner et al. 2010). Noch 7000 BP liegt der Schwarzmeerspiegel 10 m unter dem heutigen Niveau und das Paläotal des Don verläuft voraussichtlich wie zuvor durch die heute maximal 5 m tiefe Bucht von Taganrog. Die weitere Entwicklung des Paläo-Don bzw. die Entwicklung der Bucht von Taganrog sind noch nicht ausreichend geklärt. Sie sind unmittelbar an die Meeresspiegelschwankungen des Schwarzen Meeres geknüpft, welche bis heute kontrovers diskutiert werden (Yanko-Hombach et al. 2007, Brückner et al. 2010). Eine für die nordöstliche Azov Region zutreffende Meeresspiegelkurve, die auch die tektonischen Veränderungen berücksichtigt, gibt es bislang nicht. Unter der Annahme eines mehr oder weniger kontinuierlichen Meeresspiegelanstiegs wie im Mittelmeer, ist um 4000 BP das heutige Meeresniveau erreicht (Brückner et al. 2010). Folglich muss das Paläo-Dontal seitdem vom Meer überflutet sein und der Sambek in die heute größte Bucht des Azovschen Meeres münden.

Die Erosionsbasis des Sambek ist somit seit dem Beginn des Spätholozäns offensichtlich erhöht, die Flussmündung hat sich mehr als 10 km landeinwärts verlagert. Mit dieser Veränderung verkürzt sich der Gerinnelauf des Sambek und das Fließgefälle nimmt ab. Bei unverändertem Abfluss aber geringerem Gefälle verringern sich flussabwärts die Strömungskraft und die Transportrate der Bodenfracht, so dass der Fluss verstärkt seine Sedimentfracht ablagert und dadurch sein Gerinnebett erhöht (Blum & Törnqvist 2000). Der Meeresspiegelanstieg kontrolliert primär den Unterlauf (Törnqvist 2007), die veränderte Erosions- und Akkumulationsdynamik setzt sich aber flussaufwärts fort bis durch rückschreitende Sedimentation wieder ein Gleichgewichtsgefälle erreicht ist (Ahnert 1996). Mit der vertikalen Aufsedimentierung des Tales passen sich auch der Gewässergrundriss und die Rinnengeometrie an die neuen Bedingungen an.

#### *Der Einfluss von klimatischen Schwankungen*

Der Anstieg des Meeresspiegels und die damit verbundene Überflutung der ehemaligen Küstenebene des Azovschen Meeres ist eine Reaktion auf die generelle Erwärmung des Klimas im Holozän, welches seine thermischen Maxima in Osteuropa zwischen 8000–5500 BP erreicht (Abb. 7-1-s, Davis et al. 2003). In Abhängigkeit von den klimatischen Verhältnissen reagiert auch das Abflussregime der Flüsse. Klimaänderungen beeinflussen signifikant die Magnitude und Frequenz von Hochwasserereignissen (Knox 1983) und kontrollieren vor allem den Oberlauf eines Flusses (Törnqvist 2007).

Das Klima im nordöstlichen Schwarzmeerraum ist zwischen 8500–5500 BP (Atlantikum) von hygri-schen Schwankungen unterschiedlicher Stärke geprägt (Kotovo & Makhortyk 2010), was sich u. a. in der Ausbreitung der Wälder widerspiegelt. Diese sind sehr sensibel für Klimaschwankungen, insbesondere für Feuchtigkeitsänderungen (Kremenetski et al. 1999). Bis ca. 6800 BP herrscht ein warmes, kontinentales Klima; die Ausdehnung der Talwälder in der Trockensteppe ist minimal

(Kremenetski 2003, Gerasimenko 2010). Danach setzt eine lange aber schwache Aridisierungsphase ein, die durch mehrere kurze Feuchtperioden unterbrochen ist (Kotovo & Makhortykh 2010). In diesen feuchteren Phasen erreichen die Wälder ihre maximale Ausbreitung in der nordpontischen Steppe und sind im unteren Dniepr-, Don- und Wolgatal zu finden (Kremenetski 2003).

Während des Atlantikums, der insgesamt wärmsten Periode des Holozäns, ist die fluviale Aktivität im Gebiet der Osteuropäischen Ebene gering. Die mittleren Jahresabflüsse von Don und Dniepr liegen 40 % unter dem heutigen Niveau, der Hochwasserabfluss ist schwach und die Flüsse entwickeln sich allgemein zu schmalen engen Rinnen (Sidorchuk et al. 2012, Panin & Matlakhova 2015). In kleinen Einzugsgebieten wie dem des Sambek kann allerdings mit zunehmender Aridisierung der Hochwasserabfluss pro Flächeneinheit zunehmen (Blum & Törnqvist 2000). Bedingt durch den Feuchtigkeitsmangel lichtet sich die Vegetationsbedeckung und der Oberflächenabfluss nimmt zu. Die sandigen Hochflutablagerungen des Sambek können demnach aus extremen Flutereignissen während der ariden Bedingungen in der ersten Hälfte des Atlantikum resultieren. Starkel et al. (2006) hat für diesen Zeitraum in Polen mehrere 100–200-jährige Flutphasen rekonstruiert. Die Ablagerung der nachfolgenden sandarmen Hochflutlehme stimmt mit den feuchteren Klimabedingungen der zweiten Hälfte des Atlantikum überein. Dementsprechend wären die Landoberfläche und der Talboden durch eine geschlossene Vegetationsdecke stabilisiert und dadurch der Oberflächenabfluss reduziert, und die Auen mit Gehölz und Röhricht bewachsen, sodass Hochwasserwellen gedämpft und die Fließkraft des Sambek verringert werden.

Die feuchteren und kühleren Bedingungen setzen sich im Subboreal bis 4500 BP fort und bedingen die Verbreitung der Wald-Steppe im Nordschwarzmeerraum (Gerasimenko 1997, Kremenetski et al. 1999, Gerasimenko 2007). Panin & Matlakhova (2015) weisen für diesen Zeitraum (5500–4600 BP) im Osteuropäischen Tiefland eine zunehmend hohe fluviale Aktivität aus. Im Vergleich dazu zeigen die Ablagerungen des Sambek keine Änderungen des Abflussregimes. Die Hochwasseraktivität scheint seit spätestens 7145 BP unverändert, extreme Flutereignisse sind sedimentär nicht belegt.

### **Entwicklung des Talbodens im Spätholozän**

Um 4500 BP setzt eine schrittweise Aridisierung mit mehreren scharfen hydroklimatischen Schwankungen ein, die sich regional unterschiedlich äußern (Kremenetski 2003, Chendev & Ivanov 2007). Die an das Azovsche Meer angrenzenden Gebieten erfahren zwischen 4100 und 3500 BP maximale Aridität und wandeln sich zu einer trockenen Grassteppe, die arm an Arten und Gehölzen ist (Ivanov 1992, Demkin et al. 1997, Alekseeva et al. 2007, Gerasimenko 2007). Der anschließende Zeitraum 3500–3000 BP ist durch feuchtere Klimabedingungen und die erneute Ausbreitung der Talwälder charakterisiert (Kremenetski 2003, Gerasimenko 2007).

Die extreme Trockenheit im mittleren Subboreal (4500–3500 BP) beeinflusst nicht nur die Zusammensetzung und Ausprägung der Steppenvegetation, sie wirkt sich auch auf das Verhalten der Flüsse aus. So ist für das Osteuropäische Tiefland für die Periode zwischen 4600 und 3500 BP eine insgesamt niedrige fluviale Aktivität belegt (Panin & Matlakhova 2015).

Im linksseitigen Auenbereich des mittleren Sambektals findet weiterhin, bis maximal 3000 BP, die Ablagerung von Hochflutlehmen [C-5] statt (TAG4/8). Die Sedimente zeigen keine Änderung infolge der Aridisierung, allerdings lassen die  $^{14}\text{C}$ -Alter der Fazies [C-5] eine gewisse Fluvialdynamik vermuten. Der große zeitliche Abstand der Alter aus dem 7. und 4. Jahrtausend BP und deren gleichzeitig enge stratigraphische Lage im Profil (3,87–2,9 m u. GOF) deuten auf eine gestörte oder sehr langsame Ablagerung hin. Die Zeiträume 6000–5000 BP und 4200–3800 BP gelten global als Perioden extremer Klimaschwankungen und veränderter Landschaftsdynamik (Mayewski et al. 2004; Abb. 7-1-r). Es ist anzunehmen, dass in diesen Zeiten extreme Flut- und Erosionsereignisse auftreten. So sind im rechtsseitigen Auenbereich des Sambek ebenfalls Hochflutablagerungen [C-5] (SAM1/1-4) seit dem 5. Jahrtausend BP erfasst. Deren Datierung zeigt eine Altersinversion im untersten Profilmeter. Sie wird als Sedimentumlagerung nach 4000 BP interpretiert, d. h. Hochwasserwellen erodieren den Talboden und verlagern ihn flussab. Zusammengefasst ist in der Fazies [C-5] mit ein oder mehreren Schichtlücken in der Zeit von 6300 BP bis 3350 BP zu rechnen. Das Subboreal (5700–2400 BP) ist stratigraphisch, sedimentologisch nur geringmächtig erhalten.

Nach 3350 BP werden die Auen linksseitig des Sambek weiterhin von Hochwasser überspült. Der Talboden sedimentiert bis heute um insgesamt drei Meter auf. Im Gegensatz zu vorherigen Zeiträumen lagern sich nun feinkörnige humose Hochflutsedimente [C-4] ab. Diese überwiegend schluffigen Schlammabsätze (Kap. 5.2.3, 6.1.3) setzen sich aus dem im Einzugsgebiet abgetragenen Lössböden zusammen und dominieren bis heute die Sedimentfracht des Sambek. Der organische Anteil kann vom lokalen Pflanzenbewuchs und aus eingetragenen Oberbodenmaterial, Pflanzendetritus oder umgelagerten humosen Auensediment stammen (Meyers 1997). Da das Alluvium ab dem späten Subboreal nur noch feinkörnig und frei an Grobkomponenten ist, muss der Sambek seine Fließkraft grundlegend verringert haben. Der oberhalb des Talbeckens gelegene Flussabschnitt wird als ‚Trockener Sambek‘ bezeichnet und war schon vor dem Bau der Staumauern im 20. Jahrhundert nur zeitweise durchflossen, während das Nachbartal beständig Wasser führt. Es ist möglich, dass eine ähnliche Situation auch im Subboreal bestand. Der Rückgang des Abflusses kann klimatisch oder systemintern bedingt sein. Alternativ führt auch verstärkter Sedimenteintrag aus dem Einzugsgebiet zur Reduzierung der Fließkraft. Im Extremfall, bei zu geringem Abfluss oder zu hohem Materialeintrag, übersteigt die Sedimentfracht die Transportkraft des Flusses, so dass die Suspensionsfracht zur Bodenfracht wird und sich als Rinnensediment ablagert (Chalov 2004). Dabei sedimentiert sowohl das Gerinnebett auf als auch die Aue während Hochwasser. Diese Verhältnisse sind typisch für intensiv kultivierte Tieflandsregionen (Dedkov 2004) und bestimmen gegenwärtig die kleinen Flüsse im Süden des Osteuropäischen Tieflandes (Chalov 2004). Die Landnutzung im Sambektal nach 3350 BP setzte erst mit der Besiedlung im Mittelalter ein (Kap. 4.3.3). Andererseits endet um 3350 BP die intensive und flächendeckende Besiedlungsphase der Mnogovalikova-/Srubna-Kultur (Späte Bronzezeit) und es folgen eine weitere klimatische Trockenphase zwischen 2900 und 2700 BP (Gerasimenko 1997, 2007) und ein Wechsel von humiden und ariden Bedingungen bis 2100 BP (Alekseeva et al. 2007). Beide Faktoren, Besiedlung und Aridität, können durch Veränderung der geschlossenen Grasdecke die Geländeoberfläche destabilisieren und somit den Oberflächeneintrag in den Sambek erhöhen.

Das fluviale Regime linksseitig des Sambek ist nach 3350 BP bis heute geprägt von geringer Schleppkraft und allgemein schwacher Hochflut. Es überwiegen energiearme, ablagernde

Verhältnisse, welche darüber hinaus durch die topographisch-morphologischen Bedingungen und die tektonische Situation kontrolliert werden. In Folge der Aufsedimentation der insgesamt schluffigen Sedimentfracht stabilisiert sich der Talboden. Während längerer trockener Phasen setzen pedogene Prozesse ein.

### *Bodenbildung*

Um ca. 2000 BP setzt ein Prozesswechsel im linksseitigen Überflutungsbereich des Sambek ein. Die sehr langsame Sedimentakkumulation wird von gleichzeitig wirkenden pedogenen Prozessen überprägt. Es bildet sich unter geoökologisch-geomorphodynamisch stabilen Bedingungen ein heute zwei Meter mächtiges humusreiches Solum [B-2] (Kap. 6.1.2). Dessen Entwicklung und Erhaltung ist nur auf entwässerten Standorten und unter dauerhaft geringer fluvialer Aktivität möglich (Bridge 2003). Das heißt der Gesamtabfluss des Sambek und der Grundwasserspiegel am Standort müssen niedriger sein als zuvor und die Magnitude und Dauer der Hochwasser gering.

Seit Beginn des Subatlantikums um 2400 BP entsprechen die klimatischen Verhältnisse und die Vegetationsbedeckung im Nordschwarzmeerraum im Wesentlichen den heutigen Bedingungen (Kremenetski 2003). Klimaschwankungen äußern sich nur noch im Wechsel von Wiesen- und Grassteppe (Gerasimenko 2007). Nach 1300 BP ist das Klima insgesamt kontinentaler (Gerasimenko 1997), der Gehölzbestand in den Flusstälern der Steppe ist wie heute eher gering (Kremenetski et al. 1999).

Infolge der zunehmenden Kontinentalität des Klimas nimmt im Einzugsgebiet die Bodenversickerung zu und der Oberflächenabfluss ab. Die Intensität der Frühjahrshochwasser wird schwächer und der allochthone Sedimenteintrag in den Sambek vermindert sich (Alexandrovskiy & Krenke 2004). Unter geomorphodynamisch stabilen Bedingungen kann sich auf dem Talboden eine Steppenvegetation ausbreiten. Sind auch die Fließrinnen bewachsen, wird der Abfluss zusätzlich gebremst und sogar die feinkörnige Fracht kann nicht mehr transportiert werden (Kovalchuk & Vishnevskiy 2004).

In der Osteuropäischen Ebene ist im zweiten Jahrtausend BP (Älteres Subatlantikum) eine ausgeprägte Stabilisierung der fluvialen Systeme zu beobachten (Panin & Matlakhova 2015; Abb. 7-p, q). Aufgrund der niedrigen fluvialen Aktivität findet überall in den Talauen Pedogenese statt (Abb. 7-1-n, o), die den zonalen Böden im Einzugsgebiet ähnelt (Alexandrovskiy & Krenke 2004, Sycheva 2006).

Im linksseitigen Auenbereich des Sambek entwickelt sich aufgrund der günstigen Konstellation mehrerer Faktoren ein Subtyp des Tschernosems. Voraussetzungen hierfür sind die kontinentalen Klimabedingungen und ausgeprägten Trockenphasen zwischen den jahreszeitlichen Hochwassern, ein überwiegend niedriger Grundwasserspiegel, die kalkhaltigen schluffigen Auenablagerungen als Ausgangssubstrat und eine üppige Steppenvegetation. Diese Standortdingungen sorgen für eine reiche Bodenfauna und hohe Biomasse und führen schließlich zu einer starken Humusanreicherung (Kap. 3.1.3). Die Durchfeuchtung der Fazies während Hochwasser und zeitweilig hohem Grundwasserstand bedingen die Entwicklung des Bodens zu einem Wiesen-Tschernosem (WRB-Bodenklassifikation: Gleyic Chernozem; Ivanova 1976). Da die Pedogenese in der Aue synchron zur Sedimentakkumulation erfolgt, ist sie darüber hinaus abhängig von der Akkumulationsrate (Holliday 1992). Nach den Untersuchungen von Alexandrovskiy & Krenke (2004) in der zentralen Russischen Ebene hat sich der Tschernosem bei einer Akkumulationsrate kleiner 0,03 mm/Jahr gebildet.

Die Dauer der Bodenbildungsphasen allgemein liegt im Spätholozän zwischen 1000 und 2000 Jahren.

In der rezenten Aue im Bereich des Standorts TAG4 hebt sich morphologisch die Struktur eines verfüllten Altarms ab. Wie bereits im Frühholozän durchfließt der Sambek noch einmal im Spätholozän diesen Teil des Talbodens. Die ehemalige Rinne ist in das Solum [B-2] eingeschnitten, allerdings sind Rinnensohle und -verfüllung sedimentologisch nicht differenzierbar. Beide Ablagerungen bestehen aus schluffiger Suspensionsfracht, weshalb die ehemals aktive Rinne sehr langsam durchflossen gewesen sein muss. Unter diesen Bedingungen ist anzunehmen, dass die ehemalige Fließrinne ihr Bett aufsedimentiert und anschließend ihren Lauf verkürzt hat. Mit der Abschneidung bzw. Flusslaufverlagerung weg vom Standort TAG4 wird die Auensedimentation schwächer und die Entwässerung besser (Alexandrovskiy et al. 2004). Pedogene Prozesse können nun verstärkt diesen äußeren Auenbereich kontrollieren.

Die Klimaschwankungen des Subatlantikums und die allgemein zunehmende fluviale Aktivität im letzten Jahrtausend (Panin & Matlakhova 2015; Abb. 7-1-p-s) spiegeln sich in der Fazies [B-2] nicht wider. Die wühlenden Bodentiere in den Tschernosemen sorgen für eine tiefgründige Vermischung von Humus und Sediment und verschleiern die sedimentologischen Merkmale, die Rückschlüsse auf vergangene Umweltbedingungen zulassen.

#### *Fluvialdynamik rechtsseitig des Sambek*

Im rechtsseitigen Randbereich des Talbodens (Standort SAM1) ist die fluviale Sedimentation seit dem 5. Jahrtausend BP erschlossen. Die vertikale Aufsedimentation von 5,5 m bis in die Neuzeit ist deutlich mächtiger, dynamischer aber auch gestörter als im gegenüberliegenden linksseitigen Talbereich (Standort TAG4; Abb. 6-1).

Der Grund hierfür liegt in der geomorphologisch anders gearteten Situation der Untersuchungsstandorte links- und rechtsseitig des Sambek. Der rechtsseitige Randbereich des Talbodens liegt unterhalb der Talweitung und grenzt an den steil einfallenden Prallhang. Hier, in unmittelbarer Nähe, verläuft die Hauptrinne des Sambek, die gleichzeitig die Hauptabflusslinie der Talweitung ist, in der sich das Wasser aus den Tälern Buzikova, Birjuč'ja und Suchoj Sambek sammelt. Der Gewässergrundriss zeigt, dass sich der Abfluss aus dem Talbecken zum Prallhang orientiert. So quert die östliche Rinne, der Suchoj Sambek, auf Höhe des Standorts TAG4 das Haupttal und mündet auf der rechten Talseite zusammen mit der Birjuč'ja in die Hauptrinne des Sambek (Abb. 4-10). Diese natürliche Situation ist durch die geologisch-tektonisch vorgegebene Asymmetrie des Tales begründet und wird für das gesamte Holozän angenommen. Der Talverlauf folgt einer tektonischen Störungsline im Untergrund (Kap. 4.2.1), die verantwortlich ist für die Absenkung des Talbodens (Matoshko et al. 2004). Wie die Morphologie der Talflanken und der Gewässergrundriss zeigen ist die rechte Talseite stärker von Subsidenz betroffen als die linke. Folglich ist die fluviale Aktivität dort auch stärker.

Die Hochflutablagerung im rechtsseitigen Randbereich des Talbodens ist seit mindestens 4090 BP belegt (Abb. 6-1, Kap. 6.2.1). Im Liegenden zeugen fast zwei Meter mächtige grobkörnige Hochflutlehme [C-5] von fluvialer Ufer- und Gerinnebetterosion flussauf. Resultierend daraus sind ältere Sedimente über jüngeren abgelagert, die sich sedimentologisch aber nur geringfügig unterscheiden

(Abb. 5-16, Kap. 5.3). Demnach war das Hochwasser während der extremen Trockenheit im mittleren Subboreal (4500–3500 BP) relativ schwach und hat zu keiner chaotischen Um- und Ablagerung geführt.

Der weitere Verlauf der Hochflutakkumulation ist erst wieder seit maximal 1055 BP belegt. Bei 3,62 m u. GOF liegt eine Erosionsdiskordanz zwischen grobkörnigen [C-5] und feinkörnigen [C-3] Hochflutlehm vor, die sich auch deutlich in den analytischen Merkmalen widerspiegelt (Abb. 5-16). Die fluviale Erosion im Randbereich des Talbodens datiert zwischen 4630 und 1055 BP. Aufgrund fehlender Datierungen im oberen Teil der Fazies [C-5] ist die Schichtlücke nur sehr grob fassbar. In dieser weiten Zeitspanne ist das Gewässernetz im Osteuropäischen Tiefland zwischen 3500 und 1900 BP hoch aktiv (Panin & Matlakhova 2015). Entsprechende Episoden sind europaweit um 2900 und 2000 BP verbreitet. Im Sambektal wird in dieser überregionalen Phase hoher fluvialer Aktivität der rechtseitige Talboden entweder durch Ufer- oder Gerinnebetterosion abgetragen. Es ist denkbar, dass der Sambek nach Laufverlagerung zeitweilig am Standort SAM1 fließt. Aufgrund der Nähe zum Prallhang und des größeren Gesamtabflusses aus dem Talbecken ist die Fließkraft hier generell stärker als im linksseitigen Talbereich.

Ab dem 1. Jahrtausend BP verlieren die fluvialen Prozesse rechtsseitig des Sambek zunehmend an Energie und werden stabil. Es sedimentieren feinkörnige Schlammabsätze der Fazies [C-3] und [C-4] auf (Abb. 6-1, Kap. 6.2.1), die im Laufe der vertikalen Aggradation humoser und schluffiger werden (Abb. 5-16). Der Standort entwickelt sich entweder zu einem Flachwasser durch Aggradation des Gerinnebetts oder rückt in den Uferbereich einer Fließrinne. Nach 280 BP herrscht ein sumpfiges Milieu [C-6], wie es für bewachsene stehende oder sehr langsam fließende Gewässer typisch ist (Kap. 6.1.2). Diese geökologisch-geomorphodynamisch stabilen Bedingungen sind nicht von Dauer. In nachfolgend jüngerer Zeit tritt eine Phase gesteigerter Sedimentation humoser Alluvionen [C-4] ein, die weitverbreitet im Osteuropäischen Tiefland zu beobachten ist (Panin & Matlakhova 2015). Die Landnutzung in den letzten zwei Jahrhunderten hat das fluviale Regime vor allem im Flachland nachhaltig beeinflusst (Sidorchuk & Golosov 2003). Seit dem intensiven Ackerbau im Einzugsgebiet der Steppenflüsse ab dem 20. Jahrhundert nimmt der Oberflächenabfluss und mit ihm der Bodenabtrag deutlich zu (Kap. 3.2.3). Der gesteigerte Sedimenteintrag in die kleinen und mittleren Flüsse überfrachtet die Gewässer mit Sediment. Die Täler aggradieren stärker als bislang auf, so auch der Sambek. In den 1960er Jahren werden ober- und unterhalb des Arbeitsgebietes Staumauern gebaut, die den Abfluss zurückhalten und regulieren. Verstärkt durch das geringe Talgefälle sind die Fließkraft und der Sedimenttransport nur noch sehr gering. Auf den feinkörnigen Auenablagerungen staut sich das Wasser, Röhricht breitet sich aus und im Flachwasser und wasser gesättigten Uferbereich bilden sich bis heute Sumpfablagerungen [C-6]. Der Auenbewuchs und die Wasservegetation bremsen zusätzlich den Abfluss und verhindern den Sedimenttransport (Kap. 6.1.2). Aktuell ist der versumpfte rechtseitige Randbereich des Talbodens geomorphodynamisch stabil, die fluviale Aktivität ist minimal. Die nahegelegene Rinne des Sambek ist mit Schilf überwachsen.

### **Fazit zu den Ablagerungsbedingungen der fluvialen Sedimente in der Talaue des Sambek**

Die holozäne Entwicklung des mittleren Sambektales ist nach der Reorganisation des Gewässergrundrisses zu Beginn des Holozäns durch Aufsedimentation von Hochflutsedimenten bis in die Neuzeit gekennzeichnet. Deren natürlichen Ursachen liegen vornehmlich in den topographisch-morphologischen Verhältnissen des Tales, dessen tektonischer Senkung und im Anstieg des Meeresspiegels. Die Landnutzung seit dem 20. Jahrhundert hat verstärkend dazu beigetragen. Die thermischen und hygrischen Schwankungen des Klimas haben sich vor allem indirekt über Vegetationsänderungen im Einzugsgebiet und in der Talaue ausgewirkt.

Ob die einzelnen Phasen der Altarmverlandung und vertikalen Aggradation spezifisch für den Sambek und sein Einzugsgebiet sind oder regional verbreitet vorkommen, kann nicht beurteilt werden. Es fehlt an Vergleichsdaten aus der Forschungsregion sowie aus der nordpontischen Steppenzone (Panin & Matlakhova 2015). Dadurch ist auch schwer abschätzbar, in welchem Verhältnis externe und systemeigene Faktoren interagieren und das Abflussregime und den Sedimenthaushalt beeinflussen haben (Vis et al. 2010). Fluviale Systeme reagieren auf äußere Umweltveränderungen extrem komplex und mit zeitlich-räumlicher Abweichung (Knox 1983). Deren Registrierung in den fluvialen Ablagerungen ist nicht immer direkt und linear, u. a. beeinflusst durch die Pufferkapazität des Systems. Im Sambektal wirkt das Talbecken als Zwischenspeicher für Wasser und Sediment und damit als Puffer für Veränderungen im oberen Einzugsgebiet.

Flussauen reagieren allgemein langsamer als Fließrinnen oder sind über lange Zeiträume unempfindlich gegenüber umweltbedingten Änderungen des Abfluss- und Sedimentregimes (Nanson & Croke 1992). Daher bildet der Überschwemmungsbereich des Sambek kein kontinuierliches Archiv der Flussgeschichte. Stark gestört und von großer Morphodynamik geprägt ist der rechtsseitige Auenbereich nahe dem Prallhang, der im unmittelbaren Einfluss der Hauptabflussrinne steht. Die Stratigraphie der ausgedehnten linksseitigen Aue zeigt hingegen ein umfassenderes Bild der fluvialen Bedingungen im Holozän. Nach der Klassifikation von Nanson & Croke (1992) lässt sich folgende Genese der Aue ableiten: Zum Ende des Spätpleistozäns ist wie in anderen Flusstälern des Osteuropäischen Tieflands auch im Sambektal mit einem energiereichen fluvialen Regime zu rechnen. Die Auen sind durch Einschneidung und Auffüllung charakterisiert und setzen sich aus nichtbindigen Alluvionen zusammen, die vertikal aufsedimentieren und verlassene Rinnen verfüllen. Ab dem Frühholozän entwickeln sich die Auen unter dem Abfluss eines mäandrierenden Flusssystems zu einem relativen Gleichgewichtszustand. Im Frühholozän sind die Auen durch laterale Migration beeinflusst. Sedimentation erfolgt durch überwiegend autochthone Prozesse in Altarmgewässern. Im Mittelholozän dominiert die vertikale Aggradation von Hochflutsedimenten, wobei die Ablagerungen zunehmend feiner werden aufgrund veränderter Fracht-Fließkraft-Verhältnisse. Die spätholozäne Aue bildet sich aus bindigen Alluvionen, die in einem energiearmen fluvialen Regime entlang einer relativ stabilen Rinne abgelagert werden. In der zweiten Hälfte des Spätholozäns sind der Abfluss und die fluviale Ablagerung so gering, dass die Aue im Einfluss pedogener Prozesse steht.

Die Flussauen links- und rechtsseitig des Sambek waren seit der Verlandung des Altarms im Frühholozän durchgängig geomorphodynamisch aktiv. Anzeichen der Stabilität in Form von begrabenen Böden, wie in den Studien von Alexandrovskiy (Alexandrovskiy & Alexandrovskaya 2004, Alexandrovskiy & Krenke 2004, Alexandrovskiy et al. 2004) belegt, fehlen. Da jeweils die Randbereiche des

Talbodens untersucht wurden, ist davon auszugehen, dass dieser ab dem Mittelholozän vollständig unter fluvialen Einfluss des Sambek stand. Erst in der zweiten Hälfte des Spätholozäns wird die linksseitige Aue morphodynamisch stabil und es entwickelt sich eine Bodendecke.

### 6.3.2 Entwicklung des Hangfußbereichs

Der unterste Bereich des östlichen flach einfallenden Talgehänges ist durch eine Löss-Boden Folge gekennzeichnet (Kap. 6.2.2, Abb. 6-2).

Wie in Kap. 6.1.1 dargelegt, liegen die mindestens 3 m mächtigen Lössablagerungen [A-1] nicht in situ vor, sondern wurden postsedimentär verändert und umgelagert. Das äolische Sediment wurde an den oberen Hangteilen abgetragen und am heute untersten Hangsegment akkumuliert.

Das Alter der Faziesbildung ist nicht datiert. Da aber das Lössderivat Ausgangsmaterial für die nachweisbare Bodenbildung [B-1] / [B-4] im Mittelholozän ist, muss die Lössverlagerung zuvor und nach dem letzten spätglazialen Lössseintrag 15–13 ka BP erfolgt sein (Velichko 1990, Sycheva 2006). Das Spätglazial war im Vergleich zu heute durch hohen Oberflächenabfluss und denudativ-akkumulative Prozesse geprägt (Sidorchuk et al. 2011), die auch noch in einer kühleren Phase im Frühholozän wirkten (Pashkevich & Gerasimenko 2009). Im Spätglazial lag die Region südlich der Permafrostgrenze und war von periglazialen Steppenformationen bedeckt (Velichko & Zelikson 2005). Unter der Voraussetzung von Frost- und Auftauboden müssen im ausgehenden Spätglazial und frühen Holozän flächenhaft solifluidal-denudative Prozesse die Talflanken des Sambektales geformt haben. Die Prozesse sind begünstigt durch die Feinkörnigkeit und hohe Wasserkapazität des Löss und dessen Instabilität bei Durchfeuchtung und gegebener Hangneigung (Schmidt, 1948, Leger 1990).

Der obere Hangteil am Übergang zum Plateau muss aufgrund seiner konvexen Wölbung überwiegend durch langsame Massenbewegung gebildet sein (Rohdenburg 1989, Ahnert 1996). Unterhalb folgt ein flach einfallender, lang gestreckter Hangteil. Er zeigt die Merkmale eines Spüldenudationshanges. Das Relief resultiert aus flächenhafter Abspülung, aufgrund hangabwärts zunehmenden Oberflächenabflusses (Rohdenburg 1989, Ahnert 1996).

Einen entscheidenden Einfluss auf die Sedimentverlagerung und Formung im unteren und mittleren Hangbereiche übt die Lage zum Vorfluter aus (Rohdenburg 1989). Dieser lag zur Zeit der Lössverlagerung deutlich tiefer als heute. Das abgeschwemmte Material wurde aber am Hang oberhalb des Vorfluters abgelagert und nicht weiter transportiert. Folglich muss die Ablagerung auf einer flachen Böschung erfolgt sein, die bereits als Form angelegt war. Hier zeigt sich möglicherweise die einstige Fortsetzung der heutigen Hangsporne oberhalb der Untersuchungsstandorte. Es wird vermutet, dass die Spornlage durch den tektonisch gestörten Festgesteinsuntergrund vorgegeben wird.

Die Akkumulationsböschung bildet heute eine Hangschleppe, die zwischen Talboden und -hang vermittelt. Louis (1979) bestätigt, dass an der Bildung von Hangschleppen Versatzdenudation und flächenhafte Abspülung beteiligt sind. Die Abtragung hat schließlich zur Abflachung und Rückverlegung des Hanges geführt.



Im Verlauf des Holozäns, mit Erwärmung des Klimas, stabilisierte sich die Oberfläche der Landschaft. Die Intensität von Denudation und Akkumulation nahm ab und auf den Lösssedimenten entwickelte sich eine Bodendecke (Alesandrovskiy 1995). Diese war im mittelholozänen Klimaoptimum (ca. 8,5–5,5 ka BP) in der Steppenzone zu einem Tschernosem ausgebildet, ähnlich den heutigen Bodentypen (Velichko et al. 2012).

Nach Sycheva (2006) und Alexandrovskiy & Krenke (2004) gibt es für das Osteuropäische Tiefland zwei Bodenbildungsphasen im Mittelholozän (Atlantikum): 8600–7200 BP und 7200–5300 BP (Maximalwerte; Abb. 7-1-n, o). Im Kamenaja Balka, 23 km südöstlich des Sambektales, wurden Bodenalter von 6900 BP und 4900 BP ermittelt (Leonova et al. 2006). Eigene Datierungen belegen eine geringmächtige Bodendecke frühestens um 7500 BP ([B-4], Profil TAG11) und spätestens um 6000 BP ([B-1], Profil TAG2). Die Datierungen geben Minimalalter an. Trotz der methodischen und standörtlichen Schwächen ist die Altersbestimmung konsistent und plausibel. Folglich zeigen sich im Solum der Hangfußbereiche beide Bodenbildungsphasen des Atlantikums. Ein weiteres Alter (1050–800 BP), aus dem Oberboden korreliert mit der spätholozänen Bodenbildungsphase 2300–700 BP (Alexandrovskiy & Krenke 2004).

Die zwei datierten pedogenen Phasen spiegeln stabile geökologisch-geomorphodynamische Bedingungen im Hangfußbereich wieder. Sie bedeuten minimale Sedimentationsraten und optimale Bedingungen für die biotische Entwicklung. Beide Phasen sind geprägt von warm-trockenen und teilweise warm-feuchten Klimabedingungen (Sycheva 2006). Zwischen den Zeitabschnitten ist lithostratigraphisch keine Prozessänderung nachweisbar, auch aufgrund von Materialverlust im Bohrprofil. Es ist anzunehmen, dass Bodenbildung und Sedimentakkumulation synchron stattfanden, sodass unveränderte Sedimentschichten nicht identifizierbar sind (Sycheva 2006). Als Ergebnis liegt ein mächtiges Solum mit mindestens zwei Bodenbildungsphasen vor. Einzige Veränderung, die sich nach der Bodenbildung im Mittelholozän im Hangfußbereich zeigt, ist die Errichtung von Grabhügeln durch den Menschen.

Die unteren Hangteile waren in prähistorischer und historischer Zeit bevorzugte Siedlungsplätze (van Hoof et al. 2013). Im Sambektal wurden für diese Bereiche basierend auf Lesefunden Siedlungsplätze aus der späten Bronzezeit und dem Mittelalter ausgewiesen (Kap. 4.3.3). Eigene bodenphysikalische und -chemische Untersuchungen konnten diesbezüglich keine Belege liefern (Kap. 5.2.1, 6.1.2). Dass der Mensch in den Tallagen aktiv war bezeugen Grabhügel in unmittelbarer Nähe der Siedlungsplätze. Die Kurgane im Sambektal sind bislang nicht absolut datiert, die Gräber werden aber chronologisch den benachbarten Siedlungen zugeordnet. Damit datieren sie maximal in die ausgehende mittlere bis späte Bronzezeit 4150–3350 cal BP (van Hoof et al. 2013). Diese Kulturphase ist in der Pontischen Steppe geprägt von ökonomischer Entwicklung und längerfristigen Siedlungen und geht in der zweiten Hälfte mit einer relativ kühlen feuchten Klimaperiode einher (Spiridonova & Lavrušin 1997, Kotova & Makhortykh 2010).

Wie die Faziesabfolge zeigt (Kap. 6.2.2, Abb. 6-2) sind die Grabhügel [B-3] auf dem Unterboden der ursprünglichen Geländeoberfläche [B-4] errichtet. Für die Aufschüttung des Hügels wurden Grasso- den und der Oberboden abgetragen und auf dem gekappten Boden aufgeschichtet (Gerling 2015, Holliday 2017). Anschließend wirkten pedogene Prozesse und überprägten die anthropogene

Aufschüttung. Der Aushub der Grabgrube reicht üblicherweise bis in den mineralischen Untergrund, also bin in das Lösssediment (Govedarica et al. 2006).

Die Zeit der Kurganerrichtung wird als geomorphodynamisch stabil im Bereich der Hangschleppen interpretiert. Vor allem bodenkundliche Studien zu den Grabhügeln im Steppenraum on- und off-site zeigen, dass die Gräber auf morphodynamisch stabilen Reliefelementen errichtet wurden (Alexandrovskiy & Chichagova 1998, Ivavnov & Demkin 1999, Alexandrovskiy 2000, Plekhanova & Demkin 2008, Demkin et al. 2010, Pesochina 2010, Blättermann 2013).

Im Untersuchungsgebiet heben sich die Grabhügel noch heute von der Geländeoberfläche der Hangfußbereiche ab (Kap. 4.2.2, 4.3). Je nach Größe der Grabanlage und maschineller Bewirtschaftung der Flächen in der Neuzeit sind die Kurgane an der Ostflanke mäßig und im Bereich von Standort TAG11 gut zu erkennen.

### 6.3.3 Entwicklung der Schwemmfächer

Die Hänge des Sambektales werden von Ovrags und Balki geschnitten (Kap. 4.2.2), an deren Ausgang im Übergang zu den Hangfußbereichen Schwemmfächerschüttungen lagern. Die Fächersedimente [D] liegen über Lössderivaten [A-2], die zu Beginn der Jüngeren Dryas (12750–12585 cal BP) und zum Ende des Frühholozäns (9410–9035 cal BP) abgelagert wurden (Kap. 6.2.3, Abb. 6-3). Der Übergang vom Spätglazial zum Holozän war durch starke Klimaschwankungen geprägt, die mit einem Wechsel zwischen denudativ-akkumulativen Prozessen und aktiver Bodenbildung einhergingen (Aleksandrovsky 1996).

#### *Standortbedingungen im Frühholozän*

Die Umlagerung der Löss [A-2] erfolgte, abgeleitet nach deren Texturmerkmalen (Kap. 6.1.1), durch langsame, gravitativ-solifluidale Massenbewegungen am Hang. Eine Ablagerung als Schwemmfächersediment der Balka oder des Ovrags wird ausgeschlossen. Im Frühholozän lag der Talboden des Sambek ca. 9 m tiefer als heute (Kap. 6.3.1). Entsprechend länger waren die geneigten Hauptflanken, und der Talboden war in Relation zu heute schmaler. Folglich war die Reliefenergie höher und die Sedimentschüttung der Seitentäler muss in direkter Wechselwirkung mit dem Vorfluter gestanden haben. Es ist wahrscheinlich, dass der Abfluss der Seitentäler die Sedimente aus selbigen in den Vorfluter verfrachtet hat, ohne eine Akkumulationsform in der Talaue zu bilden. Möglich ist auch, dass die Ablagerungen durch den Sambek erodiert wurden, u. a. aufgrund der Prallhangsituation am Westufer oder der einst weiter westlich gelegenen Talmündung der Balka Landina. Die Balka und der Ovrags waren zur Zeit der sekundären Lössakkumulation bereits angelegt. Sie gelten als prä-holozäne Bildung, resultierend aus den klimatischen und tektonischen Gegebenheiten im Pleistozän (Schmidt 1948, Leger 1990). Beide Talformen folgen einer Ost-West streichenden tektonischen Störung, sind über 15 m tief bis ins anstehende Gestein eingeschnitten (Kap. 4.2.1) und zeigen im Talquerprofil zwei genetisch verschiedene Hanggenerationen (Kap. 4.2.2). Die sanft einfallenden oberen Hangteile weisen auf pleistozäne muldenförmige Eintiefung hin und die steilen v-förmigen Unterhänge auf sekundären Einschnitt holozänen Ursprungs (Leger 1990, Panin et al. 2009).

Die Lösssedimente [A-2] weisen deutliche Merkmale einer pedogenen Überprägung auf (Kap. 6.1.1). Verfüllte Wurzelgänge deuten auf bodenbildende Prozesse nach der Ablagerung hin. Auch die Tatsache, dass die Sedimente erhalten und nicht erodiert sind zeugt von stabilen Hangbedingungen nach der Ablagerung im ausgehenden Frühholozän. Eine pedogene Veränderung der Sedimente bereits vor der letzten Umlagerung kann allein anhand der Faziesmerkmale nicht ausgeschlossen werden.

Generell erfolgte im Frühholozän die Stabilisierung der Landschaft durch Vegetations- und Bodenentwicklung (Aleksandrovsky 1996). Punktuell ist eine Bodenbildung [B-4] auf dem Lössderivat [A-2] vorhanden. Nach Sycheva (2006) folgt nach einer erosiven Phase im frühem Boreal eine Bodendildungsphase zwischen 10800 und 9300 BP. Es ist denkbar, dass die Lösssedimente flächig von einem fossilen Boden dieses Zeitschritts bedeckt sind, aber das Solum mit den angewandten Methoden nicht nachweisbar ist. Die frühholozänen Böden sind im Vergleich zu den Heutigen atypisch und schwach entwickelt, und daher schwer erkennbar (Aleksandrovskiy 1996). Anderenfalls kann das Fehlen des fossilen Solums durch Erosion verursacht sein, oder durch eine Schwemmfächerabdeckung, die die initiale Bodenbildung frühzeitig beendet hat.

#### *Beginn der Schwemmfächerschüttung*

Die Schwemmfächerbildung der Balka Landina und des Ovrags beginnt in beiden Fächern im proximalen Teil mit der Schüttung einer grobkörnigen Lage aus Steinen und Grus [D-5] (Kap. 6.2.3, Abb. 6-3). Die Sedimente belegen ein Abflussregime in den Tälern mit hoher Fließgeschwindigkeit und intensiver Erosionskraft. Die Sedimente können Teil einer chaotischen, unsortierten Sedimentfracht sein, die flächig abgelagert vorliegt und aus der nachfolgend der Feinkornanteil weitestgehend ausgespült wurde. Andererseits können sie aber auch als ein Rinnensediment mehrerer unterschiedlich starker Abflussereignisse vorliegen (Blair & McPherson 1994, 2009). Beide möglichen Ablagerungsprozesse setzen veränderte Randbedingungen im Einzugsgebiet voraus. Bis dahin war der Abfluss nicht stark genug, sich bis in das anstehende Kalkgestein einzuschneiden und Klasten über den Talausgang hinaus zu verfrachten. Es stellt sich somit nicht nur die Frage nach der Chronologie, sondern auch nach der Kausalität der Schüttung.

In beiden Fächern liegen für die basale Steinlage [D-5] keine Altersangaben vor. Auch die direkt darüber lagernde Fazies [D-2] / [D-3] konnte nicht datiert werden. Anders zeigt sich der distale Schwemmfächerbereich des Ovrags (Profil TAG7). Über dem fossilen Solum [B-4] setzt die Schüttung einer feinkörnigen, humusreichen Fazies ein. Deren Ausprägung ist bedingt durch die geringere Transportkraft in Entfernung zum Fächerapex. Die Fazies datiert im unteren Teil in die zweite Hälfte des 4. Jahrtausends BP. Dies ist das am tiefsten gelegene Schwemmfächeralter von allen Profilen (Abb. 6-3). Deutlich ältere Werte aus dem 7. bis 6. Jahrtausend BP liegen in höheren Profilschnitten der proximalen Bereiche. Die Alter datieren eine Phase der Bodenbildung und Landschaftsstabilität im Mittelholozän (Sycheva 2006, Kotova & Makhortykh 2010, Panin & Matlakhova 2015). Die Erosion und Ablagerung dieses Solums muss in einer späteren Phase erfolgt sein.

Unter Berücksichtigung aller Datierungen und deren stratigraphischen Lage erscheint das unterste Alter aus dem distalen Fächerteil am plausibelsten als Bezugspunkt für die Schwemmfächerbildung. Daraus ergeben sich zwei Möglichkeiten für die zeitliche Stellung der basalen Steinlage [D-5] im

proximalen Fächerteil: i) Unter der Annahme, dass die basalen Sedimente [D-1] im distalen Bereich zeitgleich mit der proximalen Steinlage [D-5] abgelagert wurden, begannen die Schwemmfächerschüttungen links- und rechtsseitig des Sambek nach 3540–3360 BP (Probe TAG0703). In Bezug auf den nächst jüngeren datierten Zeitabschnitt muss die Schüttung allerdings vor ca. 2000 BP erfolgt sein. ii) Unter der Annahme, dass die Schüttung der grobkörnigen Fazies [D-5] nur den heute proximalen Teil der Fächer erreicht hat und die Schüttung im distalen Bereich später, maximal 3540–3360 BP einsetzte, muss die Bildung der Steinlage vor diesem Zeitschnitt erfolgt sein.

Argumente für beide Varianten der zeitlichen Einordnung liegen in den möglichen Ursachen der Fächerschüttung, die im Folgenden diskutiert werden.

### **Auslösende Faktoren der Schwemmfächerschüttung**

Die Erosion in den Tälern und die Ablagerung der Sedimente als Schwemmfächer sind grundsätzlich multikausal. Neben immanenten Faktoren (Lithologie, Morphologie, Größe des Einzugsgebiets), steuern vor allem äußere Einflüsse (Tektonik, Klima, Erosionsbasis, Landnutzung) das Prozessgeschehen (Schmidt 1948, Nichols 2005, Blair & McPherson 2009, Zygmunt 2009).

#### *Einfluss tektonischer Bewegungen*

Krustale Hebungen und Senkungen gelten als ein Auslöser der prä-holozänen Schluchtenbildung in Südrussland (Schmidt 1948, Leger 1990). Tektonische Prozesse können die holozäne Erosion in den Tälern aktiviert bzw. intensiviert haben. Neotektonik wirkt nach wie vor im südrussischen Raum (Kap. 3.1.1), für das Untersuchungsgebiet sind jedoch keine Bewegungsraten bekannt.

#### *Veränderungen der Erosionsbasis*

Ein entscheidender Faktor für die Einschneidung der Schluchten und das Sedimentationsgeschehen ist das Verhältnis zur Erosionsbasis. Im 4. Jahrtausend BP liegt der Talboden des Sambektales ca. 3 m tiefer als heute (Kap. 6.3.1). Die Höhendifferenz zwischen Talboden und Schwemmfächerbasis der Fächerschluht liegt etwa zwischen 2,5–0,5 m. Bei der Balka Landina bildete nicht mehr der Sambek die Erosionsbasis, sondern die spätpleistozänen bis frühholozänen Abschwemmmassen der heutigen Hangschleppe. Der Abfluss aus den Seitentälern erfolgt nun nicht mehr unmittelbar in den Vorfluter bzw. wird das akkumulierte Material nicht mehr vom Fluss weggeführt. Der Aufbau eines Schwemmfächers ist somit morphologisch möglich.

#### *Einfluss klimatischer Schwankungen*

Neben der Tektonik besteht eine klimatische Abhängigkeit der holozänen Einschneidungs- und Erosionsprozesse in Südrussland (Schmidt 1948). Die Wechsel zwischen regulärer Trockenheit und Abflussspitzen während der Schneeschmelze und Niederschlagsmaxima, in Zusammenhang mit der Erosivität des Lösses bei Durchfeuchtung, formen maßgeblich die Landschaft. Nach der Klassifizierung von Litvin et al. (2003) wirkt in der Steppenregion vorrangig die Regenerosion. Die klimatischen Bedingungen im 4. Jahrtausend BP (Subboreal) waren sehr instabil, geprägt von ständigen Änderungen trockener und feuchter Perioden und einem allgemeinen Trend zu feuchterem Klima

(Sycheva 2006; Abb. 7-1-r). Die klimatisch bedingte Zunahme extremer Abflussereignisse kann aber nicht der alleinige Auslöser für die Instabilität in den Seitentälern und die Ablagerung einer steinigen Schwemmfächerlage sein. Weder extreme Ereignisse noch kühlere feuchtere Klimaphasen haben vor 3500 BP hierzu geführt. Klimafaktoren ändern wenig an dem natürlichen steppentypischen Gleichgewicht zwischen Vegetation, Wasserhaushalt und Bodenbildung. Besonders in kleinen Einzugsgebieten, wie dem der Fächerschlucht (0,8 km<sup>2</sup>), werden Sedimentflüsse weniger vom Klima kontrolliert. Sie reagieren besonders empfindlich auf lokale Änderungen im Einzugsgebiet (Dotterweich 2008). Panin et al. (2009, 2011) benennt Brände in Kombination mit Klimaänderungen als Auslöser. Durch Feuer verursachte Erosion ist hier nicht nachweisbar, da die Sedimente frei von Holzkohlepartikel sind.

### *Einfluss von Landnutzung*

Es steht außer Zweifel, dass die gesteigerte Erosion und Sedimentation in der Steppenzonen in den letzten 300–400 Jahren durch die intensive Landnutzung des Menschen verursacht wurde (Litvin et al. 2003, Sidorchuk & Golosov 2003, Panin 2008). Im ausgehenden 4. Jahrtausend vor heute ist das Sambektal von der Srubna-Kultur der späten Bronzezeit (4150/3850–3350 BP) besiedelt (van Hoof et al. 2013, Kap. 4.3). Für diese Epoche liegt die höchste Zahl an Siedlungsplätzen in der Forschungsregion vor. Es wird von einer dichten und permanenten Besiedlung der Steppe ausgegangen, die sich auch auf die trockenen und kleinen Flusstäler erstreckt (Kap. 3.2.1). Die weiten Steppengebiete werden als Weideland für das Vieh (Rind, Schaf/Ziege, Pferd) genutzt, die Hauptnahrungsquelle während der Bronzezeit (van Hoof et al. 2012). So ist davon auszugehen, dass während dieser intensiven Siedlungsetappe die Seitentäler und deren Einzugsgebiete unter Nutzung geraten. Die geoökologisch-morphodynamische Stabilität der Landschaft wird gestört, mit der Folge, dass intensive Erosion in den Tälern einsetzt, wobei die klimatischen Bedingungen noch erosionsfördernd wirken.

Die Tiefenlinien der Täler, und vereinzelt die Hänge im Bereich von Quellaustritten, sind von Natur her mit Sträuchern und kleineren Bäumen bewachsen (Kremenetski et al. 1999, Karamyševa 2004). Es ist nicht unwahrscheinlich, dass die dichte Verbuschung entfernt wird, zum einen für die Brenn- und Rohstoffgewinnung, und zum anderen, um den Zugang von den Plateaus zum Talboden und umgekehrt zu ermöglichen. Die nachgewiesenen Siedlungsplätze liegen im Tal, eine davon nahe zum Ausgang der Balka Landina (Abb. 4-4, Kap. 4.3.3). Dotterweich et al. (2012) und Superson et al. (2016) haben für Lössgebiete in Polen nachgewiesen, dass die Erosion entlang der Wanderpfade der Vieherden einsetzte. Da das Vieh nahe den Siedlungen gehalten und geweidet wurde, führten die Viehwanderungen durch die Trockentäler. Noch heute werden die Balki in der Region als Weide und Wanderpfade genutzt. In der Balka Landina zeugen Viehgangeln eindrücklich davon.

### *Synthese: Schwemmfächerbildung, ein multikausaler Prozess*

Zusammenfassend ist festzuhalten: Die Schwemmfächerschüttungen der Fächerschlucht und der Balka Landina sind eine Folge intensiver Erosion in den Tälern, die entweder synchron nach 3500–3400 BP und vor 2300–2000 BP einsetzt, oder diachron mit Beginn vor 3500–3400 BP erfolgt. Von

dem sehr ähnlichen Prozessgeschehen in beiden Tälern zeugt heute eine steinige Lage [D-3], die in beiden Fächern in 3 m u. GOF ansteht.

Seit dem Beginn des Mittelholozäns sind die Hänge und die Seitentäler stabil. Der Abfluss entlang der Balka und der Fächerschlucht wird durch den dichten Strauch- und Baumbewuchs der Talböden gehemmt. Das Untersuchungsgebiet ist bis zur ausgehenden Mittleren und Späten Bronzezeit nachweislich nicht besiedelt. In der Späten Bronzezeit ist die Steppe einschließlich der trockneren Bereiche weit erschlossen und vorrangig als Weideland genutzt. Im mittleren Sambektal, im Hangfußbereich sind für diese Periode drei Siedlungsplätze belegt. Im Zusammenhang mit der Nutzung des Tales und der angrenzenden Plateaus wird der Bewuchs in den Seitentälern gestört. Das Holz wird als Rohstoff genutzt, die Täler dienen als Verbindungspfade zwischen Plateau und Talgrund. Da das Vieh nahe den Siedlungen gehalten und im näheren Umfeld geweidet wird, werden die Seitentäler und deren Einzugsgebiet mit beansprucht. Durch Störung der Vegetationsdecke veränderte sich das Abflussregime in den Seitentälern. Der Oberflächenabfluss kann nun während Starkregenereignisse und Schneeschmelze ungehindert und mit größerer Geschwindigkeit in den Tiefenlinien der Täler abfließen. Der verstärkte Abfluss führt zur Einschneidung der Abflussrinne ins anstehende Kalkgestein und den Transport der gelösten Klasten bis zum Ausgang der Täler. Beeinflusst wird das Prozessgeschehen durch die instabilen klimatischen Bedingungen und die Zunahme von Extremereignissen im ausgehenden Subboreal, im 4. Jahrtausend BP. Die Ablagerung der Sedimente am Talaustritt und die Entwicklung eines Schwemmfächers werden durch veränderte morphologische Bedingungen in Bezug auf die Erosionsbasis möglich. Durch Aufsedimentierung des Sambek und Entwicklung der Hangschleppe an der östlichen Talflanke liegen die Erosionsbasis topographisch höher und der Akkumulationsbereich in einer breiteren Ebene außerhalb des fluvialen Einflusses des Vorfluters.

Der Beginn der Schwemmfächerbildung in der ersten Hälfte des Spätholozäns (Späte Bronzezeit bis Frühe Eisenzeit) ist vermutlich bedingt durch das Zusammenwirken von Klimaänderung, veränderter Erosionsbasis und Vegetationsstörung durch intensive Landnutzung in der Späten Bronzezeit.

Bereits mehrere Studien in den Lössgebieten Mitteleuropas belegen für die Bronze- und Frühe Eisenzeit verstärkte Erosion und Schwemmfächerbildung: in Belgien Vanwalleghem et al. (2006) ab 3600/3500 BP, in Süddeutschland Lang (2003) ab ca. 4200 BP sowie in Polen Superson et al. (2016) ab ca. 4000 BP, Dotterweich et al. (2012) ab 3300 BP und Zygmunt (2004, 2009) ab ca. 3990 BP. Dotterweich (2008) schlussfolgert, dass in Mitteleuropa die Höchstpunkte des Bodenabtrags und der Rinnenerosion den Phasen hoher Landnutzungsintensität und abrupter Klimaänderung entsprechen.

Auch für Russland, für den zentralen Bereich der Osteuropäischen Ebene (Flusseinzugsgebiet der Protva), haben Panin et al. (2009, 2011) intensive Erosionsphasen (4800–2800 BP) und kurze Erosionsepisoden (4700, 3800, 3000, 2200 BP) für die Bronze- und Eisenzeit nachgewiesen (Abb. 7-1-m). Sycheva (2006) benennt für die gesamte Osteuropäische Ebene die Zeitschnitte 5450–4700 BP und 2850–2300 BP als Phasen intensiver Erosion und Sedimentation (Abb. 7-1-o). Als Ursache benennen die Autoren extreme hydrometeorologische Ereignisse während der Klimaänderung vom Atlantikum zum Subboreal. Anthropogene Faktoren spielen hier keine Rolle, da die untersuchten Gebiete erst später besiedelt wurden.

### Wachstum der Schwemmfächer

Nach Aktivierung der linearen Erosion in der Balka Landina und in der Fächerschlucht setzt sich die Schwemmfächerschüttung fort. Im proximalen Fächerteil werden bis 1,6 m u. GOF (Balka) bzw. 0,3 m u. GOF (Ovrag) keine Klaster abgelagert, sondern umgelagertes Bodenmaterial [B-1] / [B-2]. Es ist anzunehmen, dass über längere Zeit keine weitere Einschneidung ins anstehende Gestein erfolgte. Aber es fand Breiten- und Längenwachstum der holozänen Erosionsrinne statt. Durch Unterschneidung der steilen Seitenwände während Abflussereignissen, sowie Massenbewegungen während Auftauphasen gelangte detritusreiches Bodenmaterial in den Sedimentstrom. Diese Phase (Fazies [D3] / [D2]) scheint in der steileren Fächerschlucht ausgeprägter als in der lang und schwach einfallenden Balka.

In beiden Tälern wächst die Rinne hangaufwärts durch rückschreitende Erosion und in die Fläche durch Bildung tributäre Erosionsrinnen. Dabei wird der Oberboden aus den topographisch höheren Positionen erodiert und als Fazies [D-1] im Schwemmfächer abgelagert.

Das Wachstum der holozänen Rinneneinschneidung erfolgt vor allem durch regulären Oberflächenabfluss nach der Schneeschmelze und während Starkregenereignissen (Schmidt 1948, Leger 1990). Abgeschwemmtes Bodenmaterial und Detritus sammeln sich in der Talsohle und werden mit dem Abfluss hangabwärts verlagert und bei ausreichend Fließkraft aus dem Tal geschwemmt und als Schwemmfächerlage geschüttet. Die Ablagerung von detritusfreiem, humusreichem Solum [D-1] nahe zum Fächerapex zeigt, dass die Erosionsintensität und Transportkraft insgesamt schwach ist. Sie scheint mehr autigen bedingt zu sein, als durch externe Faktoren kontrolliert. Der anthropogene Einfluss endet nach der späten Bronzezeit. Das mittlere Sambektal ist bis ins Mittelalter nicht besiedelt. Landnutzung ging wenn, dann geringfügig von den Küstensiedlungen aus.

Der Erosionsprozess in den Steppenschluchten erfolgt durch Oberflächenabfluss und ist damit abhängig vom Wassereinzugsgebiet der Täler. Je länger die Schlucht durch rückschreitende Erosion wird, desto kleiner wird das Einzugsgebiet und desto geringer ist der Abfluss (Schmidt 1948). Gleichzeitig werden die Abflussbahn länger und die Reliefenergie verringert sich. Die Folge ist eine insgesamt schwächer werdende Erosion. Ist außerdem die Längsneigung des Tales gering (siehe Balka Landina) werden die Sedimente zunehmend zwischengespeichert und die Abflussrinne allmählich verfüllt. Die Sedimentspeicherung im Talsystem erhöht sich außerdem mit zunehmender Zahl an Tributären (siehe Fächerschlucht) (Blair & McPherson 2009). Die Akkumulation im Tal nimmt talabwärts zu, da dort das Gefälle geringer und der Talboden breiter wird. Entscheidend ist außerdem die Reliefenergie. Schneidet sich die Rinne in die schwach geneigten Plateauflächen ein und sedimentiert der untere Talboden auf, verringert sich die Reliefenergie und damit die Erosionsintensität. Im Schwemmfächer wird die Akkumulation geringer.

Der Oberflächenabfluss und die Transportkraft verringern sich außerdem mit zunehmender Vegetationsdichte. Bewuchs erhöht allgemein die Oberflächenrauigkeit, wodurch sich der Oberflächenabfluss verringert und dadurch selektiv nur die kleinsten Korngrößen abgeführt werden (Rohdenburg 1989).

Die Schüttung der Schwemmfächer unter semiariden Bedingungen ist weder gleichmäßig noch kontinuierlich. Sie ist abhängig von den nivalen Bedingungen und der Schneeschmelze, sowie von der

Stärke und Häufigkeit der Starkregeneignisse. Der primäre Ablagerungsprozess ist eher von kurzer Dauer. Zwischen den Ablagerungsphasen wirken sekundäre Prozesse auf die stabile Schwemmfächeroberfläche und verändern die Sedimente: Wasser aus geringen Niederschlägen kann flächig oder als nicht ablagernde Rinne über den Fächer fließen und dabei Feinmaterial ausschwemmen, Wind kann Feinmaterial von der Oberfläche auswehen und/oder Bodenbildung kann einsetzen (Blair & McPherson 2009).

In den Schwemmfächern der Balka Landina und der Fächerschlucht (Ovrag) werden zwischen 3500–3400 BP und 2300–2000 BP Sedimente aus erodierten und/oder umgelagerten Böden sowie Hangmaterial ([D-1] bis [D-3]) aus dem Einzugsgebiet der Täler abgelagert. Im proximalen Teil enthalten die Sedimente Material des im Atlantikum gebildeten Bodens (6200–5330 BP).

Die feinkörnigen Ablagerungen der Faziesabfolge [D-3] → [D-2] → [D-1] zeigen sich massiv, Einzeleignisse und Sediment-Boden Sequenzen sind nicht erkennbar. Die chronologische Abfolge der <sup>14</sup>C-Alter und deren großer zeitlicher Abstand bei gleichzeitig enger stratigraphischer Lage in Fazies [D-1] lassen neben bereits genannten Argumenten auf eine geringe Schwemmfächerschüttung und synsedimentäre Bodenbildung schließen. Der Sedimenteintrag nimmt zum distalen Bereich hin ab, sodass der Fächerrand überwiegend geomorphodynamisch stabil ist.

### **Entwicklung der Schwemmfächer in den letzten 2000 Jahren**

Mit einem deutlichen Fazieswechsel nach 2150 BP werden in beiden Schwemmfächern eine Änderung des Sedimentationsregimes und ein neuer Abschnitt der Schwemmfächerentwicklung angezeigt (Abb. 6-3). Ab ca. 1,6 m bis zur Geländeoberfläche erfolgt eine wechselnde Sedimentschüttung zwischen Kalksteinklasten [D-5] bzw. geschichtetem Hangmaterial [D-4] und humusreichem Bodenmaterial [D-1].

#### *Ein neues Abflussregime*

Die Bildung der Fazies [D-4] und [D-5] resultiert aus einem Abflussregime mit hoher Fließgeschwindigkeit und intensiver Erosionskraft im Einzugsgebiet der Fächer (Kap. 6.1.4). In der Balka Landina setzt erneut Tiefenerosion ins anstehende Gestein ein, wovon die Steinlagen im proximalen Teil des Fächers zeugen. In der gegenüber liegenden Fächerschlucht wirkt ebenfalls ein starkes Abflussregime. Dies zeigt sich hier in den geschichteten Ablagerungen im distalen Fächerteil. Sie resultieren aus der Suspensionsströmung sturzflutartigen Abflusses und wurden vermutlich am Ende einer in den Fächer eingeschnittenen Rinne flächenhaft verbreitet. Für einen schichtflutartigen Abfluss, der auch Feindetritus in den distalen Teil des Fächers transportiert, sind starke Niederschlagsereignisse und ungehinderte Abflussbedingungen nötig (Blair & McPherson 2009). Diese hätten auch die weitere Einschneidung der Schlucht zur Folge. Aber, bis auf eine oberflächennahe dünne Steinlage in Profil TAG6 fehlt der Beleg für einen erhöhten Abfluss im proximalen Fächerteil. Hier scheint der Sedimenteintrag in den letzten 2000 Jahren unverändert, obwohl die Fächerschlucht heute zum Teil tief eingeschnitten im anstehenden Gestein liegt und die Talsohle mit losen Klasten bedeckt ist. Eine Erklärung für die Diskrepanz ist, dass sich das Schüttungsverhalten



während des Fächerwachstums verändert hat und die proximalen Profile TAG5/6 aus dem zentralen Bereich der Sedimentation gerückt sind.

Der Beginn des neuen Abschnitts der Schwemmfächerentwicklung nach 2150 BP wird durch eine intensive Erosionsphase markiert, die sich in den mächtigen Ablagerungen der Fazies [D-5] bzw. [D-4] widerspiegelt. Nach 1300 BP bzw. ab 0,7 m u. GOF werden diese Fazies weiterhin gebildet, sie sind jedoch weniger stark ausgeprägt. Demnach sind beide Schwemmfächersysteme langfristig bis in die Neuzeit wiederkehrend aktiv und erfahren Phasen stärkeren Abflusses und erhöhter Erosionsintensität. Darüber hinaus findet weiterhin Breiten- und Längswachstum der Talsysteme unter regulärem Oberflächenabfluss statt. Zu diesen Zeiten ist die Schwemmfächerschüttung schwach ausgeprägt. Das dabei eingetragene humusreiche Bodenmaterial [D-1] wird synsedimentär pedogen überprägt.

Die Reaktivierung der Taleinschneidung und die wechselhafte Aufschüttung beider Fächer geschehen nicht zufällig. Die zeitliche Einordnung der Fazies [D-5] und [D-4] sowie deren Tiefenlage und Mächtigkeit in den Profilen TAG3 und TAG7 sind sehr ähnlich. Folglich sind für das Prozessgeschehen die gleichen Steuerungsfaktoren anzunehmen. Immanente (autigene) Faktoren werden aufgrund der Parallelität in beiden Schwemmfächersystemen ausgeschlossen. Die Erosionsdynamik wird vielmehr auf externe Faktoren zurückgeführt, die die erosiven Bedingungen im Einzugsgebiet der Schwemmfächer verändert haben.

#### *Anthropogene vs. natürliche Einflüsse*

Wie bei der erstmaligen Bildung der Fazies [D-5] in der Späten Bronzezeit ist als Ursache für die verstärkte Erosion die Kombination aus anthropogenem Einfluss und Häufung extremer Abflussergebnisse anzunehmen. Die markanten Ablagerungen der Fazies [D-5] und [D-4] nach 2150 BP und vor 1300 BP scheinen aber durch natürlich bedingte Veränderungen hervorgerufen zu sein. Das mittlere Sambektal ist zwischen Später Bronzezeit und Frühmittelalter nachweislich nicht besiedelt (van Hoof et al. 2013). Die Faziesbildung setzt vermutlich während einer Phase klimatischer Abkühlung zu Beginn des 2. Jahrtausends BP ein (Davis et al. 2003; Abb.7-1-s). In diesem Zusammenhang ist eine Häufung hydrometeorologische Extremereignisse möglich (Panin et al. 2009, 2011), wie Starkregen oder hoher Oberflächenabfluss im Frühjahr infolge hoher Schneeakkumulation. Wie bereits erläutert reagiert die Erosionsintensität in Lössgebieten unter baumarmer Steppenvegetation leicht auf lokale Witterungswechsel und extreme Ereignisse.

Die Schwemmfächerschüttungen nach 1300 BP (ab ca. 0,7 m u. GOF) scheinen hingegen vorrangig anthropogen verursacht. Sie korrelieren mit den Besiedlungsphasen des Sambektales ab dem Mittelalter. Die tiefer gelegenen Ablagerungen der Fazies [D-5] und [D-4] datieren in die Perioden des Chasaren Reiches (Saltovo-Majacka-Kultur, 1200–950 BP) und der Goldenen Horde (700–500 BP). Die darüber lagernden oberflächennahen Sedimente sind zeitlich nicht aufgelöst, stehen aber sehr wahrscheinlich mit den Siedlungsaktivitäten der Russischen Kolonisierung (250–150 BP) und der Sowjetunion (20. Jh.) in Zusammenhang.

Mit der Wiederbesiedlung des Sambektales ab dem frühen Mittelalter setzte erneut die Landnutzung, v. a. der Ackerbau ein (Dally et al. 2013). Bei der nachweislich intensiven Besiedlung (Dally et al. 2013) ist zudem mit dem Bau eines Wegenetzes zu rechnen.

Die Landnutzung beeinträchtigte lokal das natürliche Gleichgewicht zwischen Steppenvegetation, Wasserhaushalt und Bodenbildung, sodass die Einzugsgebiete der Schwemmfächer an geökologisch-morphodynamischer Stabilität verlieren. Die Folge sind Phasen bzw. Episoden erhöhter Erosion während der Besiedlungsetappen, deren Intensität durch die klimatischen Bedingungen verstärkt sein kann. Der Zeitraum 800–200 BP ist von klimatischer Abkühlung und Feuchtigkeit gekennzeichnet (Kleine Eiszeit) (Alexandrovskiy & Alexandrovskaya 2004). Ein insgesamt höherer Oberflächenabfluss im Frühjahr ist wahrscheinlich, ebenso die Zunahme von extremen hydrometeorologischen Ereignissen (Panin 2008). In den Schwemmfächern Ostpolens zeigt sich, dass die höchste Intensität extremer Abflussereignisse mit der maximalen Akkumulation grobkörnigen Materials übereinstimmt und dies sich in der Abkühlungsphase während der kleinen Eiszeit ereignete (Superson et al. 2016).

Seit der Russischen Kolonisation im 18. Jahrhundert ist das Sambektal durchgehend besiedelt und steht unter permanentem menschlichen Einfluss. Bevölkerungswachstum und wirtschaftspolitische Entwicklungen haben diesen in den letzten 150 Jahren verstärkt (Kap. 3.2.2, 3.2.3). Die großmaßstäbige Intensivierung der Landwirtschaft ab dem 20. Jahrhundert hat weitreichende Folgen für den Boden. Neben der flächenhaften Erosion nimmt insbesondere die lineare Erosion stark zu (Sidorchuk & Golosov 2003, Panin 2008). Heute liegt der Untersuchungsraum in einem Gebiet hoher Gully-Dichte (50–100/100 km<sup>2</sup>) (Litvin et al. 2003).

Auch die bisher zitierten Studien zur Hangerosion und Schwemmfächerentwicklung in Mitteleuropa und in der russischen Ebene belegen eine veränderte Erosionsdynamik in den letzten 1200 Jahren (Sycheva 2006, Dotterweich 2008, Panin et al. 2009, 2011, Superson et al. 2016). Die hohe Gullyaktivität und Schwemmfächerbildung in diesem Zeitraum wird auf externe Faktoren zurückgeführt. Die meisten Autoren schließen als Ursache auf den Effekt von hohem anthropogenem Druck und gleichzeitig veränderten Klimabedingungen. Hohe Erosions- und Sedimentationsraten stehen im Zusammenhang mit Phasen hoher Bevölkerung und Siedlungsdichte sowie intensiver Landnutzung ab dem frühen Mittelalter. Damit verbunden sind die großflächige Entwaldung und der Ausbau des Wegenetzes, wodurch u. a. die Abflussmuster verändert und die Einzugsgebiete der Erosionsrinnen vergrößert wurden. Landnutzungsänderungen allein führen aber nicht zwingend zu erhöhter Erosion (Dotterweich 2008). Die zitierten Autoren zeigen auf, dass die Phasen hoher Hangaktivität zeitgleich mit Episoden und/oder Perioden hoher Niederschlagsmagnitude und -frequenz stattfanden. Eine Übereinstimmung zwischen Erosionsdynamik und allgemeinen Klimatrend ist für Sycheva (2006) und Panin et al. (2009) in der Russischen Ebene nicht klar ersichtlich. Dotterweich (2008) sieht allerdings in den diversen Studien in Mitteleuropa eine Übereinstimmung der Höchstwerte der Flächen- und Rinnenerosion mit Phasen schnellen Klimawechsels, welche durch extreme hydrologische Ereignisse charakterisiert sind. Die von Mayewski et al. (2004) erkannten Phasen schnellen Klimawechsels während der Zeitschnitte 1200–1000 BP und 600–150 BP decken sich mit den Schwemmfächerphasen im mittleren Sambektal.

Die in der Literatur beschriebenen hohen Erosions- und Sedimentationsraten ab dem Mittelalter (u. a. Sidorchuk & Golosov 2003, Sycheva 2006, Dotterweich 2008, Panin et al. 2009, Superson et al. 2016) spiegeln sich in den Schwemmfächerprofilen nur begrenzt wieder. Es ist zu berücksichtigen, dass Schwemmfächer offene Systeme sind und starke Abflussereignisse auf den Schwemmfächern nicht nur akkumulieren, sondern auch erodieren. Die in den Sedimenten gespeicherten

Informationen sind also unvollständig. Darüber hinaus ist nicht erfasst, in welche Zeit die Oberflächensedimente datieren.

### **Fazit zu den Ablagerungsbedingungen der Schwemmfächersedimente**

Die vorliegenden Ergebnisse aus den Schwemmfächern der Balka und des Ovrage können kein lückenloses Bild der Erosions- und Sedimentationsdynamik der Seitentäler im Sambektal liefern. Die Gründe dafür liegen in methodischen Problemen und ‚in der Natur‘ der Schwemmfächer. Gebunden an Sediment liefernde Abflussereignisse, bilden sie keine kontinuierlichen, sondern zwischenzeitliche Akkumulationsräume. Die Sedimente geben daher nur Extremereignisse wieder. Die Akkumulation erfolgt zudem nicht flächendeckend, sodass aktive und stabile Fächerbereiche nebeneinander vorkommen.

Die Schwemmfächerschüttung ist gekoppelt an das Erosionsgeschehen im Einzugsgebiet. Dabei führt Erosion im Talsystem nicht unmittelbar zur Akkumulation auf dem Fächer. Die Talböden im Einzugsgebiet bilden ebenfalls zwischenzeitliche Sedimentspeicher. Deren Sedimente spiegeln zyklisch die Erosionsdynamik in Form von Taleinschneidung und -auffüllung wieder, sowie die Umlagerung entlang der Tiefenlinie (Dotterweich 2008, Panin et al. 2009). Da diese Daten der vorliegenden Untersuchung fehlen kann die Geomorphodynamik und der ökologische Zustand der Tal-Schwemmfächersysteme nur einseitig und nicht vollständig rekonstruiert werden. Phasen oder Einzulepisoden der Erosion sind daher nur bedingt fassbar und zeitlich abgrenzbar, auch aufgrund der lückenhaften Datierung der Schwemmfächersedimente.

Die Wechsel Erosion und geomorphodynamischer Stabilität sind u. a. Ausdruck der natürlichen Klimaschwankungen (Rohdenburg 1971). Eine Korrelation der Schwemmfächerdynamik mit der holozänen Klimadynamik wird jedoch nur grob vorgenommen. Zum einen sind die Einzugsgebiete der untersuchten Schwemmfächer zu klein, um klimatisch bedingte Phasen der Landschaftsaktivität oder -stabilität zu reflektieren (Dotterweich 2008, Panin et al. 2011). Die Sedimente geben vielmehr lokale Gegebenheiten und Ereignisse wieder. Zum anderen fehlt es an ausreichend hoch aufgelösten Paläoklimadaten aus der Region. Außerdem gibt es für die Osteuropäische Ebene kein eindeutiges Modell über den Zusammenhang von Erosion und thermischen-hygrischen Klimabedingungen (Sycheva 2006, Panin et al. 2009). Klimarekonstruktionen lassen ferner nicht die Frequenz und Magnitude hydrologischer Extremereignisse erkennen. Diese sind aber nachweislich ein wesentlicher Kontrollfaktor für das Erosions- und Sedimentationsgeschehen im Tal-Schwemmfächersystem (Panin et al. 2009, 2011). Abgesehen davon gilt der lokale menschliche Einfluss seit der Bronzezeit als wesentlicher Kontrollfaktor für die Erosionsdynamik (Dotterweich 2008). Allgemeine Trends der Klimaänderung sind seitdem von untergeordneter Bedeutung und spiegeln sich nur bedingt in den Ablagerungen wider.

Trotz der benannten einschränkenden Tatsachen sind die Ergebnisse zur Bildung und Entwicklung der Schwemmfächer im mittleren Sambektal vergleichbar mit den zitierten Untersuchungen der Erosionstäler im Protva-Einzugsgebiet in der zentralrussischen Ebene (Panin 2008, Panin et al. 2009, 2011). Die Autoren weisen eine intensive Erosionsphase für > 4800–2800 BP aus, mit kurzen Episoden und Einzelereignissen u. a. um 3800 und 3000 BP. Zum Ende dieser Phase setzen auch im

mittleren Sambektal die Einschneidung in den prä-holozän angelegten Tälern und die Schwemmfächerbildung ein. Der Zeitschnitt 3200–2700 BP ist im Einzugsgebiet der Protva überwiegend durch Sedimentumlagerung innerhalb der Erosionstäler geprägt; die Zeit 2800–1200 BP ist durch schwache Erosion gekennzeichnet. Die Schwemmfächer sind überwiegend stabil, der Sedimentzuwachs ist insgesamt gering. Eine ähnliche Entwicklung zeigt sich im Sambektal bis 1300 BP. Die Sedimentschüttung ist nach der initialen Einschneidungsphase gering und wird synsedimentär von Bodenbildung überprägt. Es findet ein Breiten- und Längswachstum der Talsysteme statt, welches vermutlich einhergeht mit Sedimentumlagerung im Einzugsgebiet und teilweiser Auffüllung der Täler. Nach 1200 BP bis in die Neuzeit erfolgt im Protvagebiet als auch im Sambektal ein Schwemmfächerzuwachs, welcher hohen Abfluss und intensive Erosion im Einzugsgebiet widerspiegelt. Der Abschnitt ist geprägt durch mehrere kurze Erosionsepisoden bzw. intensive Einzelereignisse. Im Sambektal sind diese für die Zeitschnitte nach 2000, 1300, 730 und 640 BP anzunehmen.

Die höchste Erosions- bzw. Sedimentationsdynamik in den Seitentälern des mittleren Sambektales spiegelt sich in den Schwemmfächern durch die Fazies [D-5] und [D-4] wieder. Diese markanten Ablagerungen werden in der späten Bronzezeit und seit dem frühen Mittelalter bis in die Neuzeit geschüttet. Auch wenn die Chronologie nur grob ist, so zeigen sich doch Parallelen zur Geomorphodynamik der Hangbereiche in der zentralrussischen Ebene und in Mitteleuropa. Die Gemeinsamkeiten ergeben sich durch zeitgleich hohe Landnutzungsaktivität und / oder rasche Klimawechsel, die lokal zu extremen hydrologischen Ereignissen führen und bei vergleichbarer Lithologie (Löss) und / oder ähnlich kleinem Einzugsgebiet ( $< 10\text{km}^2$ ) eine analoge geomorphologische Reaktion der Landschaft hervorrufen.

## Kapitel 7

### Die Entwicklung der Landschaft im mittleren Sambektal

Im vorangehenden Kapitel wurde die Sedimentationsgeschichte des mittleren Sambektales getrennt nach den Teilräumen Talboden, Hangfußbereich und Schwemmfächer betrachtet. Das nun folgende Kapitel kombiniert die Erkenntnisse und stellt sie räumlich und zeitlich in Beziehung. Unter Berücksichtigung der lokalen prähistorischen und historischen Siedlungsaktivität (Kap. 4.3), und der vorhandenen Belege zur Paläoumwelt und Morphodynamik im Nordschwarzmeerraum und im Ost-europäischen Tiefland (Abb. 7-1), wird die Landschaftsgeschichte des mittleren Sambektales seit Beginn des Holozäns rekonstruiert. Die Dynamik der Entwicklung wird anhand von geoökologisch-geomorphodynamischen Phasen der Landschaftsstabilität und -aktivität beschrieben und in Szenarien für verschiedene Zeitscheiben des Holozäns skizziert (Abb. 7-2, 7-3).

#### 7.1 Prä-Holozän (vor 11700 BP)

##### *Entwicklungen im Nordöstlichen Azov Gebiet*

Seit dem Frühquartär erfährt das nordöstliche Azov Gebiet große Landschaftsveränderungen infolge eustatischer Meeresspiegelschwankungen, tektonischer Bewegungen und klimatischer Veränderungen. In diesem Zusammenhang wird das Relief der Küstenebenen grundlegend geomorphologisch geformt und das Ökosystem entwickelt den heute typischen Steppencharakter.

Bedingt durch die globalen Klimaänderungen der Kalt- und Warmzeiten im Pleistozän und die neotektonischen Bewegungen im Bereich des Schwarzmeerbeckens durchläuft das Gebiet eine Serie von marinen Transgressionen und Regressionen mit wechselnden Umweltbedingungen. Die regressiven Phasen erfolgen während der Glaziale und führen zur Isolierung des Schwarzmeerbeckens von den angrenzenden Becken des Mittelmeeres und des Kaspischen Meeres. Durch den sinkenden Meeresspiegel gelangen ehemals marine oder limnische Küstenabschnitte unter subaerischen, fluvialen Einfluss. Infolgedessen gliedert sich das heutige Küstengebiet in drei marine Hauptterrassen (Lebedeva 1972) und im Schelfbereich finden sich die verfüllten Täler eines pleistozänen Flusssystemes (Abb. 3-7).

Während der Glaziale liegt das nördliche Schwarzmeer-Azov Gebiet stets südlich der Inlandvereinerung der Osteuropäischen Ebene (Abb. 2-6). Das fossile Relief ist eben und wird seit dem späten Miozän von prä-quartären Flusstälern zerschnitten, die tektonischen Tiefenbrüchen im präkambrischen Grundgebirge folgen (Matoshko et al. 2004). Deren rezente Talmorphologie ist Ergebnis eines im Vergleich zu heute andersgearteten, pleistozänen Flusssystemes.

Mit Einsetzen der subaerischen Bedingungen im Frühpleistozän lagern sich unter den kryoariden Bedingungen der Glaziale Lössen von unterschiedlicher Mächtigkeit ab und bedecken das alte marin-fluviale Relief. Bereits während der frühen Lössablagerung und zum Teil unter tektonischem Einfluss bildet sich entlang von Abflussbahnen das heutige Talnetz der muldenförmigen Trockentäler

bzw. Balki (Konstantinov et al. 2018). Infolge der Lössablagerung während des gesamten Pleistozäns erhöht sich die Geländeoberfläche und das Mikrorelief wird eingeebnet. Die großen Talstrukturen werden jedoch nicht vollständig verfüllt, so dass die Hauptzüge der Originaltopographie bis heute im Gelände erhalten sind (Velichko et al. 2017). Die Entwicklung des Mesoreliefs unter der Akkumulation von Löss wird während der Interstadiale und interglazialen Warmzeiten von relativer Oberflächenstabilisierung und Bodenbildung unterbrochen. Dadurch bedecken am Ende des Pleistozäns mehrere Löss-Boden Sequenzen verschiedenen Alters das ehemalige Relief der Küstenebenen. Bis zur letztglazialen Phase im Spätpleistozän (Valdaj Glazial) erfährt die Topographie der Nordasov Ebene keine bedeutenden Veränderungen, erosive Prozesse sind schwach ausgeprägt (Konstantinov et al. 2018).

Zu Beginn des Spätpleistozäns im Mikulino Interglazial (Eem, 130–115 ka BP) erreicht der Meeresspiegel seinen maximalen Hochstand von vermutlich 6–8 m über dem heutigen Niveau. Die unteren Talabschnitte der Flüsse werden dadurch überflutet und es bilden sich Ästuarie. Für diese Warmzeit sind erstmals Tschernoseme nachgewiesen und es etabliert sich eine typische Steppenvegetation, die der heutigen ähnlich ist (Velichko et al. 2009a). Auch im nachfolgenden Valdaj Glazial liegt die Nordasov Ebene in der Steppenzone. Intrazonale Waldgesellschaften, wie Kiefernwälder mit Steppenelementen und Birken-, Erlenfeuchtwälder sind geringfügig erhalten (Velichko et al. 2017). Zwischen den Interstadialen während kryoarider Periglazialbedingungen ist die Dichte der Grasdecke gering. Unter maximaler spätpleistozäner Klimaabkühlung ist die Steppe im Küstenraum mit Tundrarenten und Elementen der Halbwüste durchsetzt (Simakova 2006).

Mit Beginn des letzteiszeitlichen Maximums (26,5–19 ka BP) im Spätvaldaj setzt ein Zeitraum ausgeprägter Landschaftsaktivität ein. Der Meeresspiegel sinkt auf 110 m unter heute und das Schwarze Meer wandelt sich in einen abgeschnittenen See. Das Azovsche Meer ist hingegen eine terrestrische, flache Küstenebene, die von einem Gewässernetz mit dem Paläo-Don als Vorfluter zerschnitten wird (Abb. 3-7). Die Mündung des Don liegt in dieser Zeit südlich der Straße von Kerč, am Schelfrand des Azovschen Meeres.

Parallel zur maximalen Klimaabkühlung und Schwarzmeerregression im Spätvaldaj (29–12 ka BP) lagern sich in der nordöstlichen Azov Region mächtige Lösspakete ab (5–7 m) und zugleich wirken intensive Erosionsprozesse. Es entwickelt sich in den Küstenebenen ein verzweigtes System an Erosionsstrukturen, dessen Relikte heutige Dellen im Gelände widerspiegeln (Konstantinov et al. 2018). Die Küstenlinie selbst ist von Abrasion, Hangrutschungen und Kliffabbrüchen geprägt (Velichko et al. 2017).

Nach dem letzteiszeitlichen Maximum, mit beginnendem Zerfall des Inlandeises herrschen bei zunehmenden Niederschlägen außergewöhnliche hydrologische Bedingungen von extrem hoher fluviabler Aktivität. Der Abfluss des Donbeckens ist 3- bis 4-mal größer als aktuell, so dass sich große Rinnen mit Makromäandern bilden (Sidorchuk et al. 2009, 2011). Diese bis zu 15-mal größeren Paläorinnen haben sich in den rezenten Flussauen oder auf den Niederterrassen erhalten. Aufgrund des hohen Oberflächenabflusses aus der Südrussischen Ebene steigt der Meeresspiegel an. Um 16 ka BP liegt das Meeresniveau 40–50 m unter dem heutigen. Das Paläotal des Don ist im Gebiet der Bucht von Taganrog 15–20 m tief und mehr als 1 km breit (Leonova et al. 2015). Mit der allmählichen Erwärmung ab dem Spätglazial 14 ka BP geht der Permafrost zurück und es ändern sich die

wärme- und hydroklimatischen Regimes. Der Oberflächenabfluss nimmt un stetig ab, bleibt aber stärker als heute. Das bis dahin hochaktive Gewässernetz wandelt sich und organisiert sich bis ins Frühholozän neu. Während der Kälteperioden wie der Jüngerer Dryas ist der Abfluss erneut stark erhöht (Abb. 7-1-p).

#### *Ableitungen für das Sambektal*

Für den Sambek und sein Einzugsgebiet ergeben sich folgende Verhältnisse zum Ende des Spätpleistozäns. Der Sambek ist ein Tributär des Paläo-Don. Seine Mündung ist um einige Kilometer nach Süden verlagert, wo er in das weite, tiefe Dontal entwässert. Die Morphologie des Sambektales entspricht in ihren wesentlichen Grundzügen bereits ihrer heutigen Gestalt. Das Tal wurde im Verlauf des Pleistozäns unter tektonischer Bewegung und Phasen hohen Abflusses geformt. Im Vergleich zur heutigen Situation sind zum Ende der letzten Kaltzeit das Sambektal und seine Seitentäler tiefer eingeschnitten. Das Flussbett des Sambek liegt im mittleren Talabschnitt mehr als 9 m tiefer. Aufgrund dessen und bedingt durch die asymmetrisch einfallenden Hänge und die Beschränkung des Tales an der Westflanke durch Festgestein ist der Talboden relativ schmal. Die heute fast ebene Talweitung ist deutlich in die drei Einzeltäler Suchoj Sambek, Birjuč'ja und Balka Buzikova gegliedert, so dass der heute beckenartige Charakter kaum ausgeprägt ist. Auch wenn die hydraulisch-geometrischen Parameter des pleistozänen Flusssystemes nicht bekannt sind, ist unter den morphologischen Gegebenheiten zu vermuten, dass der Sambek eher einrinnig als verzweigt fließt und bei hohem Abfluss den gesamten Talboden einnimmt. Die fluviale Aktivität des Sambek zeigt sich hauptsächlich durch vertikale Aggradation des Talbodens infolge quartärer Subsidenz. In der Nordazov Ebene gibt es aufgrund tektonischer Absenkung keinen Beleg für fluviale Einschneidung der Flusstäler seit dem Mittelpleistozän (Matoshko et al. 2009). Durch die fortschreitende Aufsedimentation erhalten sich im Sambektal keine paläofluvialen Strukturen und es bilden sich keine Terrassen aus.

In der morphodynamisch hochaktiven Phase im Spätvaldaj formen bei hohem Oberflächenabfluss lineare Erosion und denudativ-akkumulative Prozesse das Einzugsgebiet des Sambek. Dabei wird der auf den Plateaus und Talhängen anstehende Löss erodiert und sekundär abgelagert. Die asymmetrisch einfallenden Talflanken des Sambek sind bei tiefer liegendem Talboden deutlich länger und die Reliefenergie ist insgesamt größer. An den anfangs steileren Hängen wirken solifluidal-denudative Prozesse, die zur Abflachung und Rückverlegung der Hänge beitragen. Langsame Massenbewegungen formen konvex gewölbte Hangsegmente, wie z. B. am Übergang zum Plateau. Durch hangabwärts zunehmenden Oberflächenabfluss entstehen infolge flächenhafter Abspülung langgestreckte Hangabschnitte. Die flach einfallenden Hänge zeigen an manchen Abschnitten eine flache Böschung oberhalb des Talbodens, auf der sich der abgeschwemmte Löss ablagert. Diese Böschung ist vermutlich durch den tektonisch gestörten Festgesteinsuntergrund vorgegeben und wird als Fortsetzung der heutigen Hangsporne im Bereich der Balka Landina und zwischen den Flüssen Suchoj Sambek und Birjuč'ja verstanden.

Die Balki und großen verzweigten Schluchten (Ovrag1, Ovrag 2) im Einzugsgebiet des mittleren Sambektales sind im Spätglazial bereits angelegt. Sie folgen tektonischen Linien.

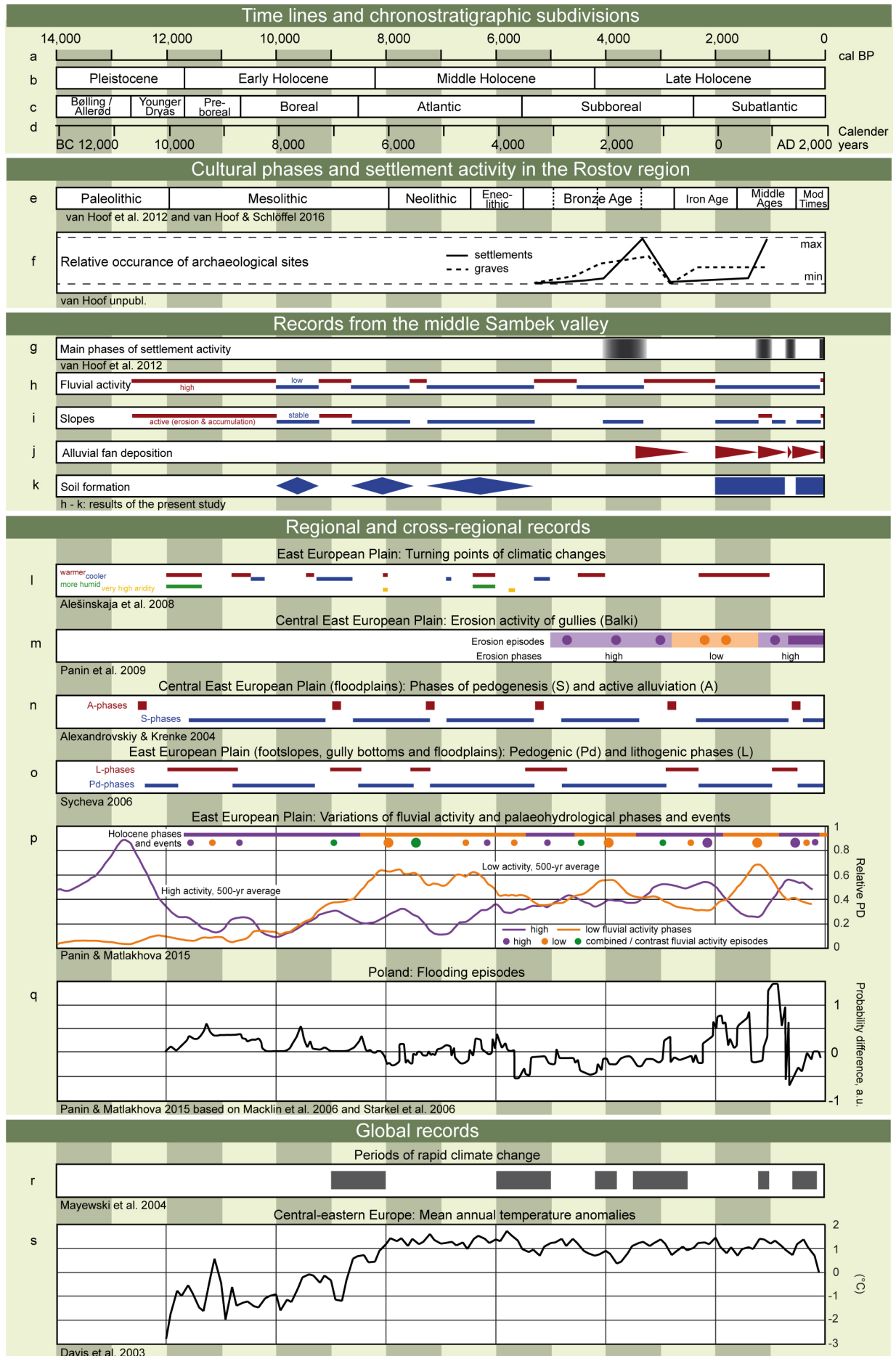




Abb. 7-1: Synthese der holozänen Landschaftsentwicklung im mittleren Sambektal, in Korrelation mit verschiedenen hydroklimatischen Phänomenen im Osteuropäischen Tiefland und globalen Klimaschwankungen.

Fig. 7-1: Synthesis of the Holocene landscape development of the middle Sambek valley, in correlation between different hydroclimatic phenomena in the East European Plain and global climatic changes.

- a) Timeline in calibrated  $^{14}\text{C}$  BP (before 1950).
- b) Holocene subdivision according to Walker et al. 2012.
- c) Holocene subdivision according to the Blytt-Sernander scheme (after Litt et al. 2001).
- d) Timeline in calendar years (BC/AD).
- e) Prehistorical and historical periods after van Hoof et al. 2012 and van Hoof & Schlöffel 2016.
- f) Relative occurrence of archaeological sites in the Rostov region since the Bronze Age (based on the analyses of L. van Hoof in prep.).
- g) Main phases of settlement activity in the Sambek valley.
- h) Fluvial activity in the Sambek valley.
- i) Slope dynamics in the Sambek valley.
- j) Alluvial fan deposition in the Sambek valley.
- k) Soil formation in the Sambek valley.
- l) Turning points of climatic changes East European Plain (EEP) derived from palynological data (Alešin-skaja et al. 2008).
- m) Erosion activity of gullies (Balki) in the Protva River basin, centre of the EEP (Panin et al. 2009).
- n) Periods of soil formation and active alluviation on floodplains of the centre of the EEP (Alexandrovskiy & Krenke 2004; time intervals were calibrated).
- o) Pedogenic and lithogenic phases derived from footslopes, gully bottoms and floodplains in the EEP (Sycheva 2006; time intervals were calibrated).
- p) Variations of high and low fluvial activity Probability Densities (PD) of 646  $^{14}\text{C}$  dates (moving average) and palaeohydrological phases and events in the EEP; larger circles are the most pronounced events in the Holocene (Panin & Matlakhova 2015).
- q) Flooding episodes in Poland (Panin & Matlakhova 2015 based on Macklin et al. 2006 and Starkel et al. 2006).
- r) Periods of Holocene rapid climate change according to Mayewski et al. 2004.
- s) Mean annual temperature anomalies for central-eastern Europe during the Holocene (Davis et al. 2003).

Die zahlreichen Erosionsrillen und -rinnen, die in moderner Zeit die steilen Westhänge schneiden, sind hingegen holozänen Ursprungs (Litvin et al. 2003). Die Trockentäler und Schluchten werden während des hohen Oberflächenabflusses im Spätvaldaj muldenförmig vertieft und durch rückschreitende Erosion hangaufwärts verlängert. Die Seitentäler werden wie die Talflanken des Sambek von überwiegend solifluidal-denudativen Prozessen geformt (Abb. 7-3). Der erodierte Löss lagert sich hang- bzw. talabwärts ab. Akkumulationsformen im Übergang zum Talboden können sich, wenn überhaupt, nur temporär bilden, da der schmale Talboden vom Sambek kontrolliert und beständig ausgeräumt wird.

## 7.2 Frühholozän (11700–8200 BP)

Die von starken Klimaschwankungen geprägte Übergangszeit vom Spätglazial ins Holozän (14–8,4 ka BP) ist insgesamt eine Phase morphologischer Instabilität (Abb. 7-1-n-s). Der Sambek reagiert auf das sich ändernde wärme- und hydroklimatische Regime und den tendenziell abnehmenden Oberflächenabfluss. Unter episodischen Abflussschwankungen durchläuft der Sambek Phasen hoher und niedriger fluvialer Aktivität und reorganisiert seinen Gewässerlauf, um ein neues Fließgleichgewicht herzustellen. In diesem Zusammenhang entsteht vor 9500 BP durch Flusslaufverlagerung im linksseitigen Teil der Stromebene ein Altarm des Sambek. Diese ehemalige Fließrinne befindet sich um 9500 BP im Endstadium der Verlandung und wird mit organo-klastischem Material verfüllt (Abb. 7-2). Die Flussebene liegt zu dieser Zeit maximal 9 m unter der heutigen Auenoberfläche. Die Rinne entwickelt sich im Boreal zu einem stehenden bis schwach fließenden Altgewässer von mindestens 0,5 m Wassertiefe, in dem Wasserpflanzen wachsen und Sumpfpflanzen ein dichtes Röhricht bilden. In diesem subaquatischen Milieu herrschen durch die klimatisch bedingt hohe Verdunstung überwiegend brackische Verhältnisse. Aufgrund der lakustrinen Bedingungen erfolgt die Verlandung vor allem durch autochthone Prozesse. Externer Sedimenteintrag durch episodische Hochwasser und die temporäre Reaktivierung des Altarms beschleunigen die Verfüllung der Rinne. Insgesamt ist der Sambek im Boreal wenig aktiv. Der Talboden ist geoökologisch und morphodynamisch stabil. Im Einzugsgebiet des Sambek besteht eine geschlossene Vegetationsdecke aus vorrangig Steppengräsern und –kräutern sowie Halbsträuchern und einzelnen Gehölzen.

Im ausgehenden Frühholozän, während des klimatischen Übergangs vom Boreal zum Atlantikum (Abb. 7-1-r), nimmt mit zunehmender Feuchtigkeit und fortschreitender klimatischer Abkühlung die Landschaftsstabilität im Tal und im Einzugsgebiet des Sambek ab. Sowohl die Flussebene als auch die Hänge sind von Umlagerungsprozessen geprägt. Der Altarm des Sambek wird abschließend verfüllt und das lakustrine Milieu wandelt sich in eine semiterrestrische Auenumwelt mit allochthonem Sedimenteintrag. Durch klimatisch bedingt veränderte Abflussverhältnisse oder veränderte Proximalität des aktiven Flusslaufs häufen sich episodische Überflutungen unterschiedlicher Stärke. Der Talboden verliert dabei an Stabilität, Flusssedimente werden umgelagert und in der Aue abgelagert. Diese fluvial aktive Phase ist noch Teil der Reorganisation des Sambek und Teil des Übergangs in ein neues Fließgleichgewicht.

Die Hänge werden in kühleren Phasen des Frühholozäns von gravitativ-solifluidalen Massenbewegungen kontrolliert. Dabei wird der anstehende Löss umgelagert und an den unteren Hangteilen akkumuliert. Die Hangrutschung an der steil einfallenden Westflanke untergliedert den Hang in zwei Stufen, die sich durch das ausstreichende Festgestein an der Talkante und am Mittelhang ergeben. Während wärmerer Phasen nehmen die Denudations- und Akkumulationsprozesse ab und die Hänge stabilisieren sich. Auf den mindestens 3 m mächtigen Lössablagerungen entwickelt sich im Boreal eine initiale Bodendecke.

### 7.3 Mittelholozän (8200–4200 BP)

Die globale Klimaerwärmung erreicht im mittleren Holozän ihre thermischen Maxima und wird von hygri-schen Schwankungen unterschiedlicher Stärke begleitet. Zwischen 8000 und 5500 BP folgt die wärmste Periode des gesamten Holozäns und zugleich die Phase minimaler fluviale Aktivität im Gewässernetz der Osteuropäischen Ebene (Abb. 7-1-p, q, s). Im Zusammenhang mit dem holozänen Meeresspiegelanstieg sind spätestens 7500 BP das Schwarzmeerbecken und das Mittelmeer über gegenseitigen Wasseraustausch miteinander verbunden. Noch 7000 BP liegt der Schwarzmeerspiegel 10 m unter dem heutigen Niveau, und es ist davon auszugehen, dass das Paläotal des Don wie im Spätpleistozän durch die heute maximal 5 m tiefe Bucht von Taganrog verläuft.

Im Sambektal entwickelt sich aufgrund der Talasymmetrie eine Auenfläche parallel zum Ostgehänge, die von Pflanzen und Tieren belebt und durch Land-Wasser-Wechsel geprägt ist. Die Fläche wird temporär bei Hochflutereignissen überschwemmt, so dass im Verlauf des Mittelholozäns der Talboden um maximal 3,5 m aufsedimentiert und dabei die unteren Hangteile begräbt sowie die Talflanken verkürzt. Durch die zunehmende Aggradation nehmen das Längsgefälle und infolgedessen die Fließgeschwindigkeit des Sambek ab. Es bilden sich stabilere Flussufer und Auenflächen, die ein mäandrierendes Flusssystem begünstigen.

Die Aggradation des Sambektales erfolgt aufgrund wechselnder Umweltbedingungen unter verschiedenen Fracht- Fließkraft-Verhältnissen. Während der ariden Bedingungen in der ersten Hälfte des Atlantikums ist das Einzugsgebiet vergleichsweise licht mit Trockensteppengesellschaften bewachsen und der Hochwasserabfluss ist pro Flächeneinheit erhöht. In einer überregionalen morphodynamisch aktiven Phase (7550–7200 BP; Abb. 7-1-n, o) treten extreme Flutereignisse auf und der Sambek bildet durch Ufer- und Gerinnebetterosion instabile sandig-lehmige Auenflächen.

Ab der zweiten Hälfte des Atlantikums, nach 7200 BP, stellt sich das fluviale System auf neue Umweltbedingungen ein und stabilisiert sich. Unter schwach ariden Klimabedingungen und während mehrerer Feuchtperioden fließt der Sambek mit geringerer Energie und gedämpften Hochwasserwellen. In Senken der Aue bleibt das Wasser länger stehen und es entwickeln sich lokal brackische Bedingungen. Die Auenfläche wird weiter aufsedimentiert, nun aber durch die feinere sandarme Suspensionsfracht aus zahlreichen kleineren Überschwemmungen. Es bilden sich stabilere Flussufer und Auenflächen, die ein mäandrierendes Flusssystem begünstigen (Abb. 7-2). Das Einzugsgebiet und der Talboden sind durch eine geschlossene Vegetationsdecke stabilisiert. Nach 6300 BP bis zum Ende des Mittelholozäns um 4200 BP ist die fluviale Aktivität des Sambek sedimentologisch kaum belegt. Es findet entweder unter geringerem Abfluss kaum Hochflutakkumulation statt oder es liegt eine Erosionsdiskordanz vor. Infolge extremer Klimaschwankungen zwischen 6000 und 5000 BP (Abb. 7-1-r) können einzelne starke Flutereignisse die linksseitige Auenfläche erodiert haben.

Die Hänge und Seitentäler des Sambek sind im Verlauf des Mittelholozäns morphodynamisch stabil (Abb. 7-3). Der Abfluss in der Balka Landina und in der Fächerschlucht wird durch Strauch- und Baumbewuchs gehemmt. Am Hangfuß der östlichen Talflanken, im Bereich der heutigen Hangschleppen, findet minimale Sedimentation statt und es herrschen optimale Bedingungen für die biotische Entwicklung. Es bildet sich eine Bodendecke während zweier überregionaler pedogener Phasen des Atlantikums, 8500–7500 BP und 7200–5300 BP (Abb. 7-1-n-o). Zwischen den Phasen

und im weiteren Verlauf des Holozäns erfolgt die Bodenbildung synchron mit der Sedimentakkumulation, sodass sich eine mächtiges Solum entwickelt.

## 7.4 Spätholozän (seit 4200 BP)

### *Erste Hälfte 4. Jahrtausend BP*

Der Übergang zum Spätholozän ist durch schnelle Klimawechsel gekennzeichnet, mit der Tendenz zu trockeneren Bedingungen (Abb. 7-1-l, r, s). Das 4. Jahrtausend BP ist klimatisch sehr instabil und wird von scharfen hydroklimatischen Schwankungen geprägt. In der Nordazov Ebene herrscht zwischen 4100 und 3500 BP extreme Trockenheit und die Landschaft wandelt sich zu einer trockenen Grassteppe, die arm an Arten und Gehölzen ist. Zu Beginn dieser trockenen Phase, um etwa 4000 BP, hat der Meeresspiegelanstieg das heutige Niveau erreicht. Das Paläotal des Don sowie die unteren Flussabschnitte der flach eingeschnittenen Täler werden marin überflutet und es bilden sich lagunenartiger Küstengewässer wie der Mius Liman. Der Sambek hat seine Flussmündung landeinwärts verlagert und entwässert nun in eine Bucht des Azovschen Meeres. Durch den Anstieg der Erosionsbasis, auch in Folge der tektonischen Absenkung des Azovbeckens, und der damit verbundenen Meerestransgression in das Tal, verkürzt sich der Flusslauf und verringert sich das Fließgefälle des Sambek. Die Strömungskraft und Transportrate nehmen flussabwärts ab, so dass dort verstärkt Sedimentablagerung erfolgt. Die veränderte Erosions- und Akkumulationsdynamik setzen sich flussaufwärts bis zum Erreichen des Gleichgewichtsgefälles fort. Während der extremen Trockenphase ist, wie im gesamten Osteuropäischen Tiefland, die fluviale Aktivität des Sambek gering, die Hochflutablagerung auf der linksseitigen Auenfläche ist sehr schwach. Im Einzugsgebiet herrscht ein steppentypisches Gleichgewicht zwischen Vegetation, Wasserhaushalt und Bodenbildung. Die Hänge sind morphodynamisch stabil.

### *Zweite Hälfte 4. Jahrtausend BP und 3. Jahrtausend BP / Späte Bronzezeit und Eisenzeit*

Im Verlauf des 4. Jahrtausend BP beginnt mit der erstmalig permanenten Präsenz des Menschen im mittleren Sambektal ein neuer Abschnitt der Landschaftsgeschichte. Seit frühestens 4150 BP siedeln im nordöstlichen Azov Raum Menschen der bronzezeitlichen Mnogovalikova- und Srubna Kultur, deren Plätze auch im mittleren Sambektal zu finden sind (Abb. 7-1-g). Ab wann genau die Siedler hier aktiv sind ist archäologisch nicht belegt. Es ist möglich, dass sich die Besiedlung zunächst auf die küstennahen Standorte beschränkt und erst im Übergang zu feuchteren Klimabedingungen um 3500 BP landein- und flussaufwärts fortsetzt. Zur Zeit dieser feuchteren Phase (3500–3000 BP) liegt der Talboden des Sambek noch ca. 3 m unter dem heutigen Niveau (Abb. 7-2). Die spätbronzezeitlichen Siedlungsplätze werden auf den unteren Hangabschnitten, den heutigen Hangschleppen, ca. 4–5 m über der damaligen Aue angelegt. In dieser von Hochwasser geschützten Lage und morphodynamisch stabilen Reliefposition werden auch die bis heute erhaltenen Grabhügel errichtet. Der Steppenraum, einschließlich der trockenen und kleinen Flusstäler, ist bis ca. 3350 BP dicht und permanent besiedelt. Die Hauptnahrungsquelle sind vor allem Rind und Schaf/Ziege, weshalb die weiten Steppengebiete als Weideland genutzt werden. Die Tiere werden nahe den Siedlungen

gehalten und im näheren Umfeld geweidet. Da die Siedlungsplätze nicht auf den Plateaus, sondern im Haupttal des Sambek gelegen sind, geraten auch die Balki und Schluchten mit unter Nutzung. Zum einen werden der Gehölzbestand und die Verbuschung gerodet und das Holz als Rohstoff genutzt, zum anderen dienen die Täler den domestizierten Tieren als Weide- und Wanderpfade zwischen Plateau und Talgrund.

Mit der Störung der Vegetationsdecke erhöht sich der Oberflächenabfluss im Einzugsgebiet des Sambek und es ändert sich das Abflussregime der Balki und Schluchten. Während Starkregenereignissen und Schneeschmelze fließt das Wasser ungehindert und stärker ab als zuvor. In der Balka Landina und in der Fächerschluht schneidet sich eine Rinne kerbförmig in den muldenförmigen Talboden bis ins anstehende Kalkgestein. Das erodierte Material lagert sich am Ausgang der Seitentäler, im Übergang zum Haupttal ab und baut mit der Zeit einen Schwemmfächer auf. Die Basis bei der Fächer liegt in 3 m unter Geländeoberfläche und wird von einer steinigen Lage gebildet (Abb. 7-3).

Die initiale Erosion der Täler und Schüttung der Schwemmfächer setzt links- und rechtsseitig des Sambek während der spätbronzezeitlichen Besiedlung ein. Neben der Landnutzung reagiert das Lössgebiet unter baumarmer Steppenvegetation leicht auf lokale Witterungswechsel und extreme hydrometeorologische Ereignisse. Diese nehmen während der instabilen Klimabedingungen zwischen 3500 und 2500 BP zu und führen überregional zu verstärkter Erosion und Sedimentation (Abb. 7-1-m-o, r). Die Bildung der Schwemmfächer im mittleren Sambektal wird außerdem durch die veränderten morphologischen Gegebenheiten im Spätholozän begünstigt. Durch die bisherige Aggradation des Haupttales und die spätglaziale Aufsedimentation des schwach einfallenden unteren Talhanges liegt die Erosionsbasis der Fächerschluht und der Balka Landina nun höher als zuvor.

Nach der initialen Einschneidung der Balka Landina und der gegenüber liegenden Fächerschluht wachsen die spätholozänen Rinnen durch rückschreitende Erosion hangaufwärts und durch Bildung tributärer Rinnen in die Fläche. Dabei wird der Oberboden der topographisch höheren Positionen erodiert. In den Schwemmfächern lagert sich dieses umgelagerte Solum über Hangmaterial ab. Letzteres entsteht durch Prozesse der Massenbewegung und Seitenerosion, die vor allem in der steileren Fächerschluht wirken. Bis ca. 2000 BP erfolgt keine weitere Einschneidung ins anstehende Gestein. Die Schwemmfächerschüttung ist insgesamt gering und wird synsedimentär von pedogenen Prozessen überprägt. Mit dem Längs- und Flächenwachstum nimmt die Sedimentspeicherung im Talsystem zu, die Talmorphologie verändert sich und die Akkumulation im Schwemmfächer wird schwächer. Der Sedimenteintrag nimmt zum distalen Bereich hin ab, sodass der Fächerrand überwiegend morphodynamisch stabil ist. Die Entwicklung der holozänen Rinneneinschneidungen erfolgt vor allem durch regulären Oberflächenabfluss nach der Schneeschmelze und während Starkregenereignissen, die von den wechselnden humiden und ariden Bedingungen bis 2100 BP kontrolliert werden. Das Sambektal ist in diesem Zeitraum, während der finalen Bronzezeit und der Eisenzeit, nicht besiedelt.

Zum Ende der spätbronzezeitlichen Besiedlung der Steppe um 3350 BP verringert der Sambek seine fluviale Aktivität im linksseitigen Talbereich. Die Auenfläche wird seltener und schwächer von Hochwasser überspült. Sie sedimentiert fortan aus schluffigen Schlammabsätzen auf, die aus den

abgetragenen Lössböden des Einzugsgebiets bestehen. Während längerer Trockenphasen setzen pedogene Prozesse in der Aue ein. Ursachen für das fluviale Verhalten können ein klimatisch oder systemintern bedingter Rückgang des Abflusses des Suchoj Sambek sein, zu starker Sedimenteintrag aus dem Einzugsgebiet infolge destabilisierter Hänge, oder eine seitliche Verlagerung der Fließrinne.

Der Talboden stabilisiert sich allerdings nur im linksseitigen Bereich. Gegenüber, nahe dem steil einfallenden Westgehänge lagert eine aktive Rinne grobkörnige Hochflutlehme ab und erodiert den Talboden. Morphologisch-tektonisch bedingt konzentriert sich in diesem Bereich der Gesamtabfluss der drei aus Norden kommenden Einzeltäler und fließt als vereinigter Sambek entlang des steilen Westhanges talabwärts. Die Fließkraft ist hier generell stärker und die Sedimentations- und Erosionsprozesse dynamischer als längs des flach einfallenden Osthanges. Die Ufer- und Gerinnebetterosion findet während der hydroklimatischen Schwankungen zwischen 3000–2000 BP statt. In diese Zeit ist auch das Flussnetz der Osteuropäischen Ebene fluvial hoch aktiv (Abb. 7-1-n-q).

#### *Zweites Jahrtausend BP /Späte Eisenzeit und Mittelalter*

Ab etwa der zweiten Hälfte des späten Holozäns entsprechen die klimatischen Verhältnisse und die Vegetationsbedeckung im Nordschwarzmeerraum im Wesentlichen den heutigen natürlichen Bedingungen. Das Flussnetz der Osteuropäischen Ebene ist im zweiten Jahrtausend BP außerordentlich stabil und in den Flusstälern findet Bodenbildung statt (Abb. 7-1-n, o).

In der Flussebene des Sambek setzt nach 5 m vertikaler Hochflutakkumulation seit Ende des Frühholozäns ein Prozesswechsel ab 2000 BP ein. Infolge der zunehmenden Kontinentalität des Klimas nimmt im Einzugsgebiet die Bodenversickerung zu und der Oberflächenabfluss ab. Die Intensität der Frühjahrshochwasser wird schwächer und die Hänge werden weniger erodiert, wodurch sich der Sedimenteintrag in den Sambek vermindert. Die linksseitige Auenfläche sedimentiert nur noch so langsam auf, dass gleichzeitig pedogene Prozesse wirken können. Aufgrund der günstigen Konstellation von klimatischen und biotischen Faktoren und dem schluffigen Alluvium als Ausgangssubstrat entwickelt sich im Talgrund ein Wiesen-Tschernosem. Die Auenfläche ist mit Steppengräsern und -kräutern bewachsen und wird nur noch zeitweilig während jahreszeitlicher Hochwasser durchfeuchtet.

Während sich im Talboden erstmals eine Bodendecke bildet, setzt sich im Einzugsgebiet die Tschernosementwicklung fort. Die flach einfallenden Hänge und die angrenzende Auenfläche sind zwischen 2000 und 1000 BP morphodynamisch stabil. Der rechtsseitige Randbereich des Talbodens wird weiterhin durch eine nahe gelegene Rinne des Sambek beeinflusst. Es herrschen überwiegend erodierende Verhältnisse.

Gleichzeitig zur stabilisierenden Entwicklung im Tal und im Einzugsgebiet setzen nach 2150 BP morphodynamisch aktive Verhältnisse in den Tal-Schwemmfächersystemen ein (Abb. 7-3). Es besteht zeitweilig ein starkes Abflussregime, das in der Balka Landina zur Erosion des anstehenden Gesteins und am Ausgang der Fächerschluht zu schichtflutartigem Abfluss führt. Auf den Schwemmfächern wird eine mindestens 0,4 m mächtige Lage aus Steinklasten bzw. Hangmaterial aufgeschüttet. Die Reaktivierung der Taleinschneidung und die Aufschüttung der Fächer zu beiden

Seiten des Sambek scheinen durch natürlich bedingte, äußere Veränderungen hervorgerufen. Sie sind möglicherweise die Folge häufiger hydrometeorologischer Extremereignisse unter kühleren Klimabedingungen zu Beginn des 2. Jahrtausend BP (Abb. 7-1-s).

### *Erstes Jahrtausend BP und Gegenwart / Mittelalter, Russische Kolonisation, Moderne*

Im Übergang zum letzten Jahrtausend BP beginnt die Wiederbesiedlung des mittleren Sambektales und mit ihr eine neue Phase der Landnutzung. Während des Chasaren Reiches (Saltovo-Majacka-Kultur, 1200–950 BP) und vereinzelt während der Zeit der Goldenen Horde (700–500 BP) werden erneut die flach einfallenden unteren Hangbereiche besetzt. Im Umfeld der Siedlungen und auf den Plateaus setzt Ackerbau ein, der im Verlauf der Russischen Kolonisierung der Steppe (250–150 BP) und zur Zeit der Sowjetunion (20. Jh.) intensiviert wird.

Neben der wiederkehrenden Landnutzung ist die Zeit nach 1300 BP durch kurzfristige Klimaschwankungen gekennzeichnet (Abb. 7-1-g, r). Das Sambektal steht sowohl während des mittelalterlichen Klimaoptimums (1200–1000 BP) als auch während der Kleinen Eiszeit (800–200 BP) unter Nutzung. Unter den kühleren und feuchteren Bedingungen der letzten Periode häufen sich die hydrometeorologischen Extremereignisse und überregionalen Erosionsepisoden (Abb. 7-1-m-o). Klimatisch verstärkt verändert die Landnutzung das natürliche Steppengleichgewicht auf lokaler Ebene. Die Einzugsgebiete der Balka Landina und der Fächerschlucht verlieren an morphodynamischer Stabilität und erfahren mehrere kurze Erosionsepisoden bzw. intensive Einzelereignisse nach 1300, 730 und 640 BP. Am Ausgang der Täler werden im Wechsel Hang- und Bodenmaterial aufgeschüttet und während schwacher Sedimentation pedogen überprägt. Die beiden Schwemmfächersysteme sind langfristig bis in die Neuzeit wiederkehrend aktiv. Der Schwemmfächer der Balka Landina ist vermutlich seit den 60er Jahren inaktiv. Vor dem Talausgang wurden mehrere Staumauern errichtet und das Talgefälle hat sich durch verstärkte Aufsedimentation verringert. Der Schwemmfächer der gegenüberliegenden Schlucht scheint aktiv, er wird im proximalen Teil von einer rezenten Abflussrinne geschnitten.

Seit der Russischen Kolonisation im 18. Jahrhundert ist das Sambektal durchgehend besiedelt und steht unter anhaltendem Nutzungsdruck. Durch Bevölkerungswachstum und infolge der wirtschaftspolitischen Entwicklungen ist der anthropogene Einfluss auf die Steppe in den letzten 150 Jahren drastisch gestiegen. Die großmaßstäbige Intensivierung der Agrarwirtschaft ab dem 20. Jahrhundert hat die natürliche Boden- und Pflanzendecke im Einzugsgebiet des Sambek großflächig degradiert. Neben der flächenhaften Erosion fördert der Ackerbau auf den Steppenplateaus die lineare Erosion der Talhänge. Die Fächerschlucht und die Balka Landina wachsen weiter in die Fläche und hangaufwärts. Die steil einfallenden Flanken der Fluss- und Trockentäler sind zahlreich von Rillen, Rinnen und Schluchten (Ovragi) zerschnitten. Deren hohe Dichte ist kennzeichnend für die Rostov Region (50–100 Gullies/100 km<sup>2</sup>).

Im Gegensatz zum Einzugsgebiet wird die Flussebene des Sambek nach 1300 BP zunehmend stabiler und das fluviale Regime verliert an Energie. Sowohl klimatisch als auch topographisch-morphologisch bedingt ist der Abfluss gering. Im Verlauf der Landnutzungsetappen erhöht sich jedoch der allochthone Sedimenteintrag und die Fließkraft des Sambek verringert sich. Seit der

intensiven Kultivierung des Einzugsgebietes im 20. Jahrhundert und der mit ihr einhergehenden starken Bodenerosion übersteigt die schluffige Sedimentfracht die Transportkraft des Flusses und der Sambek sedimentiert sein Flussbett auf.

Die linksseitige Auenfläche aggradiert nach 1300 BP weiterhin sehr langsam während der jahreszeitlichen Hochwasser auf. Die Flusssufer sind in der feinkörnigen Alluvialebene von hoher Standfestigkeit und bedingen das laterale Wachstum der Mäanderbögen in die Randbereiche des Talbodens. Heute sind die Flussschlingen zum Teil abgeschnürt und die ehemaligen Rinnen mit der schluffigen Bettfracht größtenteils verfüllt. Die Auenbereiche linksseitig der aktiven Rinne sind relativ gut entwässert und weisen ein 2 m mächtiges humusreiches Solum auf.

Im Bereich des schmalen Talbodens rechtsseitig des Sambek ändert sich nach 1000 BP der fluviale Einfluss. Der Sambek verlagert seinen Lauf leicht zur Talmitte, möglicherweise bedingt durch den wachsenden Schwemmfächer der Fächerschlucht. Statt bisheriger Erosion dominieren nun aufgrund abnehmender Fließkraft abgelagerte Verhältnisse. Der Talboden sedimentiert feinkörnig auf. In moderner Zeit, nach 280 BP, stellt sich temporär ein sumpfiges Milieu ein. Auf der wassergesättigten feinkörnigen Alluvialebene breitet sich Röhricht aus, das den Hochwasserabfluss bremst und die Sedimentation fördert. Es entwickelt sich ein morphodynamisch stabiler Zustand. Dieser wird durch den intensiven Ackerbau des 20. Jahrhunderts unterbrochen. Der Bodenabtrag im Einzugsgebiet nimmt deutlich zu und der Sambek und seine Tributäre werden mit feinkörnigem, humosem Sediment überfrachtet. Die Aggradation der Fluss- und Trockentäler wird dadurch stark beschleunigt. In den 1960er Jahren werden im mittleren Sambektal Staumauern errichtet, die den Abfluss zurückhalten und regulieren. Auf dem Talboden staut sich erneut das Wasser, Röhricht breitet sich aus und die Flussebene und Teil des Gewässernetzes versumpfen unter Flachwasserbedingungen. Der Talboden ist seitdem in einem geoökologisch-morphodynamischen Zustand (Abb. 7-2).

Der Sambek fließt heute im Verhältnis zum aktuellen Gerinneabfluss in einer überdimensionierten Talweite. Der Talboden hat sich im Verlauf des Holozäns um mindestens 9 m gehoben. Gleichzeitig hat er an Weite zugenommen, so dass sich ein mäandrierender Flusslauf einstellen konnte. Durch die mächtige Aufsedimentation sind die Talflanken ertrunken. Die unteren Bereiche der flach einfallenden Hänge haben an Fläche verloren und vermitteln heute als Hangschleppen zwischen Flussebene und Talhang. Die auf ihnen noch erhaltenen prähistorischen Grabhügel haben im letzten Jahrtausend ihre sichere und morphodynamisch stabile Talposition verloren. Sie liegen heute im natürlichen Überschwemmungsbereich des Sambek und somit auf einer hochwassergefährdeten Fläche.



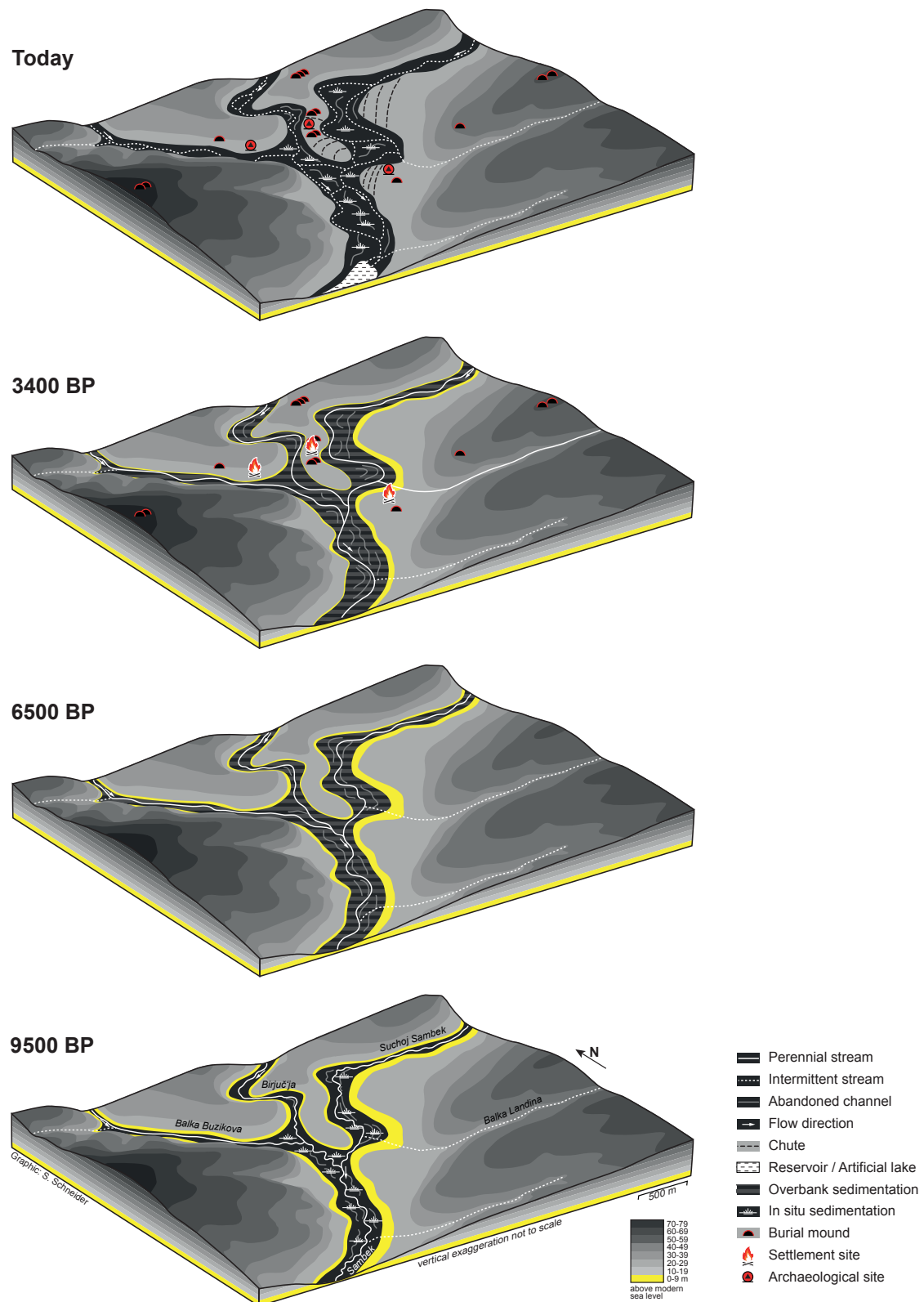


Abb. 7-2: Schematische Darstellung der holozänen Entwicklung des Talbodens im mittleren Sambektal (modifiziert nach Schlöffel et al. 2016). Die Hangprozesse sind in Abb. 7-3 dargestellt.

Fig. 7-2: Sketches of select phases of Holocene development of the valley bottom in the middle Sambek valley (modified after Schlöffel et al. 2016). The development of slopes and alluvial fans is illustrated in Fig. 7-3.

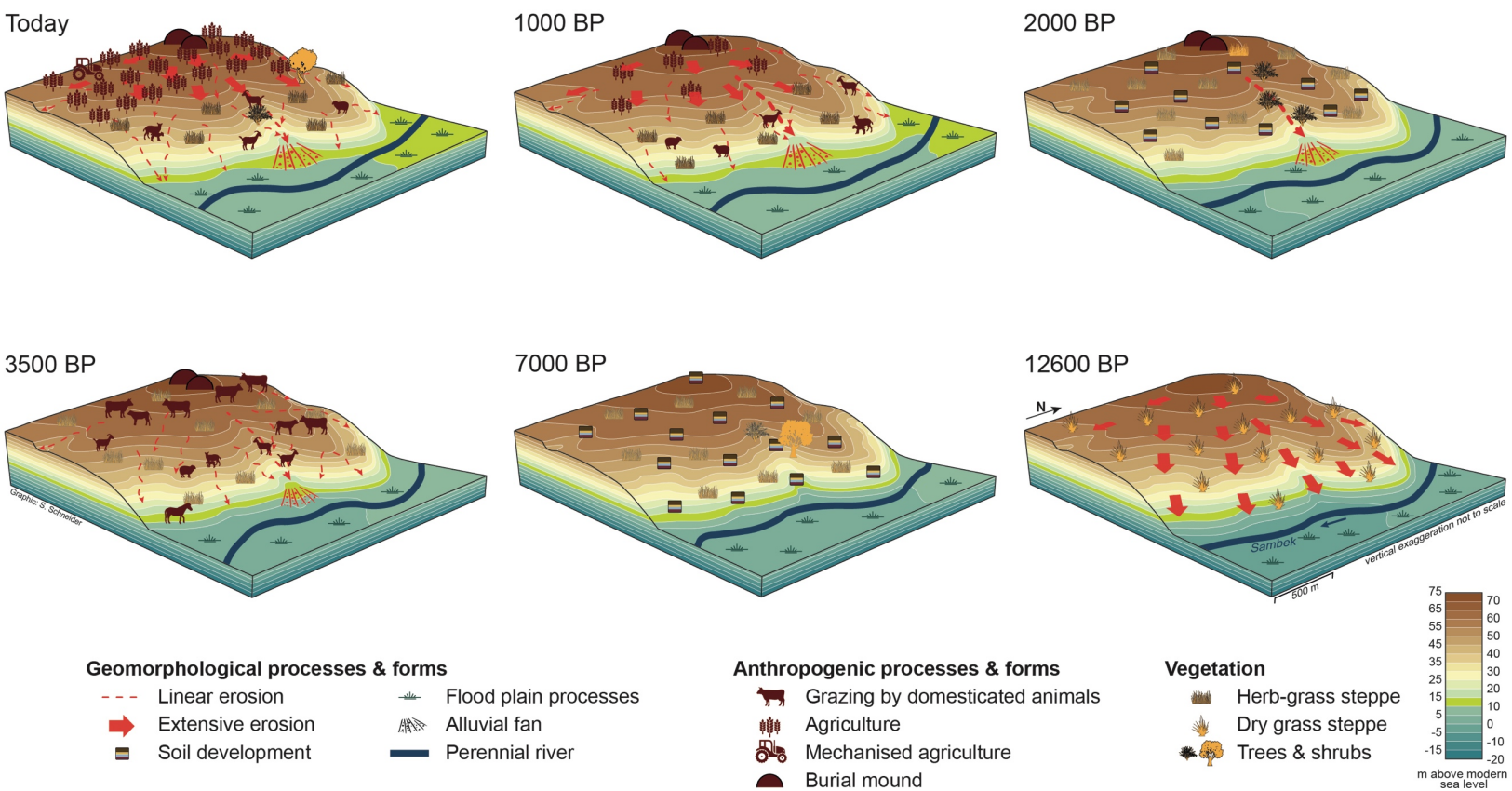


Abb. 7-3: Schematische Darstellung der Schwemmfächerentwicklung am Ausgang der Fächerschluicht (Ovrag 1) rechtsseitig des Sambek. Die Entwicklung des Talbodens ist in Abb. 7-2 dargestellt.

Fig. 7-3: Sketches of select phases of alluvial fan development at the mouth of the [ ] (ovrag 1) on the west side of the Sambek valley. The development of the valley bottom is illustrated in Fig. 7-2.

## Literatur- und Quellenverzeichnis

- Ad-hoc-AG Boden, 2005. Bodenkundliche Kartieranleitung. Schweizerbart, Stuttgart.
- Ahnert, F., 1996. Einführung in die Geomorphologie. Ulmer, Stuttgart.
- Alaily, F., 2000. Carbonate und Salze. In: Blume, H.-P., Henningsen, P., Frede, H.-G., Guggenberger, G., Horn, R., Stahr, K. (Hrsg.), Handbuch der Bodenkunde. 8 Ergänzungslieferung 6/2000, Kapitel 2.1.5.5, Wiley-VCH.
- Alayev, E.B., Badenkov, Yu.P., Karavaeva, N.A., 1990. The Russian Plain. In: Turner II, B.L., Clark, W.C., Kates, R.W., Richards, J.F., Mathews, J.T, Meyer, W.B. (Hrsg.), The Earth as Transformed by Human Action: Global and regional changes in the biosphere over the past 300 years. Cambridge University Press, New York, pp. 543–560.
- Aleksandrovskiy, A.L., 1996. The Holocene evolution of the soil cover of the Russian plain. *Eurasian Soil Science* 28 (5), 20–32.
- Aleksandrovsky, A.L., Belanovskaya, T.D., Dolukhanov, P.M., Kiyashko, V., Kremenetsky, K., Lavrentiev, N., Shukurov, A., Tsybriy, A., Tsybriy, V., Kovalyukh, Skripkin, V., Zaitseva, G., 2009. The Lower Don Neolithic. In: Dolukhanov, P.M., Sarson, G.R., Shukurov, A.M. (Hrsg.), The East European Plain on the Eve of Agriculture. *Bar International Series* 1964, British Archaeological Reports, Oxford, pp. 89-98.
- Alekseeva, T., Alekseev, A., Maher, B.A., Demkin, V., 2007. Late Holocene climate reconstructions for the Russian steppe, based on mineralogical and magnetic properties of buried palaeosols. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 249, 103–127.
- Alexandrovskii, A.L., 1997. North Caucasus steppe in Holocene: soil studies. In: Kozhin, P.M. (Hrsg.), *Steppe and the Caucasus (cultural tradition)*. Papers of the State Historical Museum 97, Dominant, Moscow, pp. 117-118.
- Alexandrovskij, A.L., 2005. История почв и климата на Юге России в голоцене. In: Белоцерковская, И. В. (Hrsg.), *II Городцовские чтения. Труды Государственного Исторического музея* 145, Москва, pp. 79-85.
- Alexandrovskiy, A.L., 2000. Holocene development of soils in response to environmental changes: the Novosvobodnaya archaeological site, North Caucasus. *Catena* 41, 237–248.
- Alexandrovskiy, A.L., Alexandrovskaya, E.I., 2004. Changes in palaeoenvironment and human migrations in the centre of the Russian Plain. In: Scott, E.M., Alekseev, A.Yu., Zaitseva, G. (Hrsg.), *Impact of the Environment on Human Migration in Eurasia*. *Nato Science Series* 42, pp. 199-208.
- Alexandrovskiy, A.L., Chichagova, O.A., 1998. Radiocarbon age of Holocene paleosols of the East European forest-steppe zone. *Catena* 34, 197–207.
- Alexandrovskiy, A.L., Glasko, M.P., Krenke, N.A., Chichagova, O.A., 2004. Buried soils of floodplains and paleoenvironmental changes in the Holocene. *Revista mexicana de ciencias geológicas* 21, 9-17.
- Alexandrovskiy, A.L., Krenke, N.A., 2004. Stages of soil formation on floodplains in the centre of the Russian Plain. In: Dobrzanska, H., Jerem, E., Kalicki, T. (Hrsg.), *The Geoarchaeology of river valleys*. *Archaeolingua Series Minor* 18, 171–184.
- Alexandrovskiy, A.L., van der Pflicht, J., Belinskiy, A.B., Khokhlova, O.S., 2001. Chronology of soil evolution and climatic changes in the dry steppe zone of the Northern Caucasus, Russia, during the 3<sup>rd</sup> millennium BC. *Radiocarbon* 43 (2B), 629–635.

- Alešinskaja, A.C., Kočanová, M.D., Spiridonova, E.A., 2008. Переломные рубежи развития растительного покрова европейской России в голоцене. In: Alekseev, A.C. (Hrsg.), Геобиосферные события и история органического мира, Материалы LIV сессии Палеонтологического общества. ВСЕГЕИ, Санкт Петербург, pp. 4-6.
- Allen, J., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5 (2), 89–191.
- Allmann, R., Kern, A., 2003. Röntgen-Pulverdiffraktometrie. Springer, Berlin.
- Andrade, S., Ulbrich, H.H., Janasi, V.A., Navarro, M.S., 2009. The determination of total hydrogen, carbon, nitrogen and sulfur in silicates, silicate rocks, soils and sediments. *Geostandards and Geoanalytical Research* 33, 337–345.
- Anonymous, 1998. Kenngrößen der Bodenlösung. Laborskript des Instituts für Geographie der Universität Stuttgart, unpubliziert.
- Anonymous, 2001. DIN EN 13346 Charakterisierung von Schlämmen - Bestimmung von Spurenelementen und Phosphor - Extrakionsverfahren mit Königswasser. Beuth, Berlin.
- Anonymous, 2016. Operation manual for MS2 magnetic susceptibility system version 0408 (48). Bartington Instruments Ltd., Oxford.
- Aslan, A., 2007. Fluvial environments: Sediments. In: Elias, S.A. (Hrsg.), *Encyclopedia of Quaternary science*. Elsevier, Oxford, pp. 672–685.
- Aslan, A., Autin, W.J., 1999. Evolution of the Holocene Mississippi River floodplain, Ferriday, Louisiana: Insights on the origin of fine-grained floodplains. *Journal of Sedimentary Research* 69, 800–815.
- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H.W., Major, C., Kwiecien, O., Wefer, G., 2008. Abrupt changes of temperature and water chemistry in the late Pleistocene and early Holocene Black Sea. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9, 1–16.
- Balabanov, I., 2007. Holocene sea-level changes of the Black Sea. In: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N., Dolukhanov, P.M. (Hrsg.), *The Black Sea Flood Question: Changes in coastline, climate, and human settlement*. Springer, Netherlands, pp. 711-730.
- Balsam, W.L., Deaton, B.C., Damuth, J.E., 1999. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores. *Marine Geology* 161, 141–153.
- Barsch, H., Billwitz, K., Bork, H., 2000. Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. Klett-Perthes, Gotha.
- Baygusheva, V.S., Titov, V.V., Timonina, G.I., 2012. Two skeletons of Mammuths trogontherii from the Sea of Azov region. *Quaternary International* 276-277, 242-252.
- Beaudoin, A., 2003. A comparison of two methods for estimating the organic content of sediments. *Journal of Paleolimnology* 29, 387–390.
- Belov, F.A., 1970. Геология СССР, том 46: Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР, геологическое описание. НЕДРА, Москва.
- Belyaev, V.R., Eremenko, E.A., Panin, A.V., Belyaev, V.R., 2005. Stages of late Holocene gully development in the Central Russian Plain. *International Journal of Sediment Research* 20 (3), 224–232.
- Belyaev, Y.R., Panin, A.V., Belyaev, V.R., 2004. Climate-induced and local-scale erosion and sedimentation features in small catchments: Holocene history of two small valleys in Central Russia. *Proceedings, symposium on sediment transport through the fluvial system*. IAHS Publication 288, Wallingford, pp. 3–12.
- Berg, L.S., 1959. Die geographischen Zonen der Sowjetunion (Band II). Teubner, Leipzig.

- Berry, P.F., Furuta, T., Rhodes, J.R., 1969. Particle size effects in radioisotope X-ray spectrometry. *Advances in X-ray analysis* 12, 612–632.
- Bezuglova, O.S., Morozov, I.V., Kutrovskii, M.A., 2008. Buried soils of the Nedvigovskoe ancient settlement and the role of the ancient anthropogenic factor in chernozem formation. *Eurasian Soil Science* 41, 13–21.
- Bird, E.C.F., 2010. Sea of Azov. In: Bird, E.C.F. (Hrsg.), *Encyclopedia of the world's coastal landforms*. Springer, Dordrecht, pp. 799-804.
- Birks, H.J.B., Birks, H., 1980. *Quaternary palaeoecology*. University Park Press, Baltimore.
- Bisutti, I., Hilke, I., Raessler, M., 2004. Determination of total organic carbon – an overview of current methods. *TrAC Trends in Analytical Chemistry* 23, 716–726.
- Blair, T., McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* 64 (3a), 450–489.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 2009. Processes and forms of alluvial fans. In: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Hrsg.), *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, Dordrecht, pp. 413-466.
- Blättermann, M., Frechen, M., Gass, A., Hoelzmann, P., Parzinger, H., Schütt, B., 2012. Late Holocene landscape reconstruction in the land of Seven Rivers, Kazakhstan. *Quaternary International* 251, 42-51.
- Blättermann, M., 2013. Spätholozäne Landschaftsrekonstruktion im Siebenstromland, Kasachstan. Dissertation am Institut für Geographische Wissenschaften, Freie Universität Berlin, Deutschland.
- Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47, 2–48.
- Blume, H.P., Brümmer, G.W., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Kabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B.-M. (Hrsg.), 2016. *Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde*. Springer Spektrum, Heidelberg.
- Borisova, O.K., 2011. Результаты палинологических исследований разреза Ракушечный Яр-2009. *Археологические записки* 7, 5-14.
- Borisova, O., Sidorchuk, A., Panin, A., 2006. Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data. *Catena* 66, 53–73.
- Bork, H.-R., Bork, H., Dalchow, C., Faust, B., Piorr, H.-P., Schatz, T., 1998. *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa*. Klett-Perthes, Gotha.
- Bostonaliev, Zh., 2013. Late Quaternary climate change in Western Eurasia - A spatio-temporal review of climate proxies. Dissertation am Institut für Geographische Wissenschaften, Freie Universität Berlin, Deutschland.
- Boyle, J., 2004. A comparison of two methods for estimating the organic matter content of sediments. *Journal of Paleolimnology* 31, 125–127.
- Bridge, J. S., 2003. *Rivers and floodplains: forms, processes and sedimentary record*. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Broadbent, F. E., 1953. The soil organic fraction. *Advances in Agronomy* 5, 153–183.
- Brückner, H., Gerlach, R., 2007. Geoarchäologie. In: Gebhardt, H., Glaser, R., Radtke, U., Reuber, P., (Hrsg.), *Geographie*. Spektrum, Heidelberg, pp. 513-516.
- Brückner, H., Kelterbaum, D., Marunchak, O., Porotov, A., Vött, A., 2010. The Holocene sea level story since 7500 BP – Lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas. *Quaternary International* 225, 160–179.

- Buynevich, I.V., Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S. Martin, R.E. (Hrsg.), *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea region: beyond the flood hypothesis*. Geological Society of America Special Paper 473.
- Chain, V.E., Koronovskij, N., 1995. *Nordasien (Geologie der Erde, Band 3)*. Enke, Stuttgart.
- Chalov, R.S., 2004. Morphological expressions of river sediment transport and their role in channel processes. Proceedings, symposium on sediment transport through the fluvial system. IAHS Publication 288, Wallingford, pp. 205–211.
- Chendev, Yu.G., Ivanov, I.V., 2007. Dynamics of the soil cover in the southeast of Europe and in the southern Trans-Ural region during the subboreal period. *Eurasian Soil Science* 40, 1158–1168.
- Chendev, Yu.G., Ivanov, I.V., Pesochina, L.S., 2010. Trends of the natural evolution of chernozems on the East European Plain. *Eurasian Soil Science* 43, 728–736.
- Chrustalev, Ju.P. (Hrsg.), 1986. *Природные условия и естественные ресурсы*. СКНЦ ВШ, Ростов-на-Дону.
- Chrustalev, Ju.P., Vasilenko, V.N., Cvisjuk, I.V., Ivanov, V.D., Larionov, Ju.A., 2002. *Климат и агроклиматические ресурсы Ростовской области*. Ростов-на-Дону.
- Dally, O., Kopylov, V., Larenok, P., 2005. Eine frühgriechische Siedlung bei Taganrog. *Eurasia Antiqua* 11, 37-49.
- Dally, O., van Hoof, L., Huy, S., Il'jaschenko, S., Larenok, P., Larenok, V., Schlöffel, M., Schunke, T., Schütt B., 2013. Deutsch-russische Ausgrabungen am Don. *Ergebnisse der Kampagnen 2008-2010*. *Archäologischer Anzeiger* 2012 (1), 139-205.
- Danukalova, G., Yakolev, A., Alimbekova, L., Yakovleva, T., Morozova, E., Eremeev, A., 2006. Late Neopleistocene - Holocene deposits, flora and fauna of the Lemeza river valley (southern Urals). In: Pini, R., Ravazzi, C. (Hrsg.), *Volume of abstracts of the conference 'Quaternary stratigraphy and evolution of the Alpine region in the European and global framework'*, INQUA SEQS Milano, pp. 36-37.
- Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701–1716.
- Dean, W., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology* 44 (1), 242-248.
- Dearing, J., 1994. *Environmental magnetic susceptibility: using the Bartington MS2 System*. Chi Publishing, Kenilworth.
- Debolskaya, E.I., Yakushev, E.V., Kuznetsov, I.S., 2008. Analysis of the hydrophysical structure of the Sea of Azov in the period of the bottom anoxia development. *Journal of Marine Systems* 70, 300–307.
- Debret, M., Sebag, D., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Mourier, B., Susperrigui, A.S., Arnaud, F., Bentaleb, I., Chapron, E., Lallier-Vergès, E., Winiarski, T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: the new "Q7/4 diagram." *Earth-Science Reviews* 109, 1–19.
- Dedkov, A., 2004. The relationship between sediment yield and drainage basin area. Proceedings, symposium on sediment transport through the fluvial system. IAHS Publication 288, Wallingford, pp. 197–204.
- Dekkers, M.J., 1997. Environmental magnetism: an introduction. *Geologie en Mijnbouw* 76, 163–182.
- Demina, O.N., 2009. Становление степного типа растительности на территории приазовья. *Аридные Экосистемы* 15 (4), 22–37.

- Demkin, V.A., 1997. Палеопочвоведение и археология: интеграция в изучении истории природы и общества. ОНТИ ПНЦ РАН, Пушкино.
- Demkin, V.A., 2000. Paleosol studies of archeological monuments in the Sok River Valley (Samara region). *Eurasian Soil Science* 33 (1), 32-42.
- Demkin, V.A., Borisov, A.V., Demkina, T.S., Chomutova, T.É., Zolotareva, B.H., Kaširskaja, N.N., Udal'cov, S.N.U., El'cov, M.B., 2010. Болго-донские степи в древности и средневековье. *Synchrobook*, Пушкино.
- Demkin, V., Demkina, T., 2002. Paleoeological crisis and optima in the Eurasian steppes in ancient times and the middle ages. In: Bley, K.J., Zdanovich, D.G. (Hrsg.), *Complex societies of Central Eurasia from the 3rd to the 1st millennium BC: regional specifics in light of global models. Volume 2: The Iron Age; Archaeoecology, Geoarchaeology, and Palaeogeography; beyond Central Eurasia. Journal of Indo-European Studies Monograph Series* 46, pp. 389-453.
- Demkin, V.A., Demkina, T.S., Alekseev, A.O., Chomutova, T. É., Zolotareva, B.N., Kaširskaja, N.N., Udal'cov, S.N., Alekseeva, T.V., Borisov, A.V., Demkina, E.V., Žuralev, A.N., 2009. Палеопочвы и климат степей Нижнего Поволжья в I-IV в.в. н.э. ОНТИ ПНЦ РАН, Пушкино.
- Demkin, V.A., Demkina, T.S., Borisov, A.V., Sergatskov, I.V., 2004. Transformation of soils and environmental conditions in the semidesert Low Volga region within the past 4000 years. *Eurasian Soil Science* 37 (3), 230-241.
- Demkin, V., Ryskov, Y., Demkina, T.S., 1997. Buried soils in the sands of the Ural steppe region as the indicators of paleoenvironmental conditions during the Holocene. *Eurasian Soil Science* 30 (11), 1155–1167.
- Demkin, V.A., Zolotareva, B.N., Demkina, T.S., Khomutova, T.E., Kashirskaya, N.N., El'tsov, M.V., Udal'tsov, S.N., 2012. Dynamics of the properties of steppe paleosols of the Sarmatian time (2nd century BC-4th century AD) in relation to secular variations in climatic humidity. *Eurasian Soil Science* 45, 119–131.
- Demkina, T.S., Borisov, A.V., El'tsove, M.V., Demkin, V.A., 2007. Comparative characterization of microbial communities in kurgans, paleosols buried under them, and background surface soils in the steppe zone of the Lower Volga region. *Eurasian Soil Science* 40 (6), 665-674.
- Demkina, T.S., Khomutova, T.E., Kashirskaya, N.N., Stretovich, I.V., Demkin, V.A., 2010. Microbiological investigations of paleosols of archaeological monuments in the steppe zone. *Eurasian Soil Science* 43 (2), 194-201.
- Dolotov, Y., Kaplin, P., 2007. Black and Caspian Seas: coastal ecology and geomorphology. In: Schwartz, M. (Hrsg.), *Encyclopedia of coastal science*. Springer, Dordrecht, pp. 294-203.
- Dolukhanov, P.M., 2009. Geography of the East European Plain. In: Dolukhanov, P.M., Sarson, G.R., Shukurov, A.M. (Hrsg.), *The East European Plain on the eve of agriculture*. BAR International Series 1964, British Archaeological Reports, Oxford, pp. 9-15.
- Dolukhanov, P.M., Arslanov, K.A., 2009. Ecological crises and early human migrations in the Black Sea area. *Quaternary International* 197, 35–42.
- Dolukhanov, P.M., Sarson, G.R., Shukurov, A.M. (Hrsg.), 2009. *The East European Plain on the eve of agriculture*. BAR International Series 1964.
- Dotterweich, M., 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of Central Europe: deciphering the long-term interaction between humans and the environment - A review. *Geomorphology* 101, 192–208.
- Dotterweich, M., Rodzik, J., Zgłobicki, W., Schmitt, A., Schmidtchen, G., Bork, H.-R., 2012. High resolution gully erosion and sedimentation processes, and land use changes since the Bronze Age and future trajectories in the Kazimierz Dolny area (Nałęczów Plateau, SE-Poland). *Catena* 95, 50–62.

- Dumitraško, N.V. (Hrsg.), 1979. Региональная геоморфология Кавказа. Наука, Москва.
- Ellenberg, H., 1996. Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. Ulmer, Stuttgart.
- Erdtman, G., 1943. An introduction to pollen analysis. Chronica Botanica Company, Waltham.
- Fassbinder, J.W.E., Bondar, K., 2013. Geophysikalische Prospektion und magnetische Eigenschaften von ausgewählten Böden der Osterinsel. Zeitschrift für Archäologie Außereuropäischer Kulturen 5, 113–140.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23 (10), 921–924.
- Finke, L., 1996. Landschaftsökologie. Westermann, Braunschweig.
- Fouache, É., Kelterbaum, D., Brückner, H., 2012. The Late Holocene evolution of the Black Sea – A critical view on the so-called Phanagorian regression. *Quaternary International* 266, 162–174.
- Fowell, S.J., Hansen, B., Peck, J.A., Khosbayar, P., 2003. Mid to late Holocene climate evolution of the Lake Telmen Basin, North Central Mongolia, based on palynological data. *Quaternary Research* 59, 353–363.
- Frangipane, G., Pistolato, M., Molinaroli, E., Guerzoni, S., Tagliapietra, D., 2009. Comparison of loss on ignition and thermal analysis stepwise methods for determination of sedimentary organic matter. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 19, 24–33.
- Franz, H.-J., 1973. Physische Geographie der Sowjetunion. VEB Hermann Haack, Gotha, pp. 143–195.
- Frenzel, P., Matzke Karasz, R., Viehberg, F., 2006. Muschelkrebse als Zeugen der Vergangenheit. Zwischen Biologie, Paläontologie und Umweltforschung. *Biologie in unserer Zeit* 36, 102–108.
- Fuchs, M., Zöller, L., 2006. Geoarchäologie aus geomorphologischer Sicht: Eine konzeptionelle Betrachtung. *Erdkunde* 2, 139–146.
- Füchtbauer, H., 1988. Sedimente und Sedimentgesteine. Schweizerbart, Stuttgart.
- Garbuzov, G., Tolochko, I., 2008. Archaeological landscape of the Don River Delta: archaeology, remote sensing and GIS. In: Lasaponara, R., Masini, N. (Hrsg.), *Advances on remote sensing for archaeology and cultural heritage management, Proceedings of the 1<sup>st</sup> International EARSeL workshop CNR, Rome (30.09.-04.10.2008)*. Aracne Editrice s.r.l., Rome, pp. 397–400.
- Garbuzov, G.P., Toločko, I.V., Belov, V.V., 2009. Проблемы формирования археологической базы данных для территории природного парка "Донской" (участок "Дельта Дона"). *Вестник Южного Научного Центра РАН* 5 (3), 49–58.
- Gerasimenko, N.P., 1997. Environmental changes between 3 and 5ka BP in southeastern Ukraine. In: Dalfes, H.N., Kukla, G., Weiss, H. (Hrsg.), *Third millennium BC climate change and Old World collapse*. Springer, Heidelberg, pp. 371–399.
- Gerasimenko, N.P., 2004. Росвиток зональних ландшафтів четвертинного періоду на території України. Dissertation, НАН України, Інститут географії, Київ.
- Gerasimenko, N.P., 2007. Late glacial and Holocene vegetational and climatic changes in the Donets-Azov area (Ukraine), indicated by pollen. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 39 (6), 429.
- Gerasimenko, N.P., 2010. The Holocene palaeoenvironmental archive recorded in the Rogalik section (south-eastern Ukraine). Abstract Volume, INQUA 501-IGCP 521 sixth plenary meeting and field trip, Rhodes, Greece, pp. 84–86.



- Gerasimenko, N.P., 2011. Climatic and environmental oscillations in southeastern Ukraine from 30 to 10 ka, inferred from pollen and lithopedology. In: Buynevich, I.V., Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S. Martin, R.E. (Hrsg.), *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: beyond the flood hypothesis*. Geological Society of America Special Paper 473, pp. 117–132.
- Gerlach, R., 2003. Geoarchäologie - ein archäologisches Desiderat oder "There could be no real archaeology without geology." *Archäologische Informationen* 26, 9–15.
- Gerling, C., 2015. Prehistoric mobility and diet in the West Eurasian Steppes 3500 to 300 BC - An isotopic approach. De Gruyter, Berlin.
- Geyh, M.A., 2005. <sup>14</sup>C dating – still a challenge for users? *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge, Supplement Volume* 139, 63–86.
- Goldberg, K., Humayun, M., 2010. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: an example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293, 175–183.
- Goloso, V.N., 1996. Redistribution of sediments within small catchments of the temperate zone. In: Walling, D.E., Webb, B.W. (Hrsg.), *Erosion and sediment yield: global and regional perspectives (Proceedings of the Exeter Symposium)*. IAHS Publications 236, pp. 339–346.
- Goloso, V.N., 1998. Redistribution of sediments within small river catchments in the agricultural zone of Russia. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 4, 53–64.
- Goloso, V.N., Panin, A., 2006. Century-scale stream network dynamics in the Russian Plain in response to climate and land use change. *Catena* 66, 74–92.
- Gorodcov, V.A., 1907. Результаты археологических исследований в Бахмутском уезде Екатеринославской губернии. Труды XIII Археологического съезда в Екатеринославле, в 1905 г., том I, pp. 211–285.
- Govedarica, B., Kaiser, E., Rassamakin, J.J., Samar, V.A., 2006. Der Grabhügel ‚Tarasova Mogila‘ bei der Stadt Orechov. Neue Angaben zur Periodisierung und Chronologie der äneolithischen und bronzezeitlichen Steppenkulturen im Azovgebiet. *Eurasia Antiqua* 12, 63–112.
- Gressly, A., 1838. Observations géologiques sur le Jura Soleurois. *Nouv. Mem. Soc. Helv. Sci. Nat.* 2, 1–112.
- Haase, G., Barsch, H., Hubrich, H., Mannsfeld, K., Schmidt, R. (Hrsg.), 1991. *Naturraumerkundung und Landnutzung. Geochorologische Verfahren zur Analyse, Kartierung und Bewertung von Naturräumen*. Beiträge zur Geographie 34. Akademie Verlag, Berlin.
- Halstead, C.A. (Hrsg.), 1965. *Climates of the U.S.S.R.* by A.A. Borisov. Oliver & Boyd, Edinburg.
- Hanesch, M., Scholger, R., 2005. The influence of soil type on the magnetic susceptibility measured throughout soil profiles. *Geophysical Journal International* 161, 50–56.
- Hannon, G.E., Gaillard, M.-J., 1997. The plant-macrofossil record of past lake-level changes. *Journal of Paleolimnology* 18, 15–28.
- Hartmann, G., 1966–1989. *Klassen und Ordnungen des Tierreichs (Band 5, Abteilung 1: Crustacea)*. Geest und Portig, Leipzig.
- Heinrichs, H., Herrmann, A., 1990. *Praktikum der analytischen Geochemie*. Springer, Berlin.
- Heiri, O., Lotter, A.F., Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25, 101–110.
- Heller, F., Liu, X., Liu, T., Xu, T., 1991. Magnetic susceptibility of loess in China. *Earth and Planetary Science Letters* 103, 301–310.

- Herczeg, A., Smith, A., Dighton, J., 2001. A 120 year record of changes in nitrogen and carbon cycling in Lake Alexandrina, South Australia: C:N,  $\delta^{15}\text{N}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in sediments. *Applied Geochemistry* 16, 73–84.
- Herzschuh, U., 2007. Reliability of pollen ratios for environmental reconstructions on the Tibetan Plateau. *Journal of Biogeography* 34, 1265–1273.
- Hiller, A., Tinapp, C., Grootes, P.M., Nadeau, M.-J., 2003. Ungewöhnliche Probleme bei der  $^{14}\text{C}$ -Datierung organischer Komponenten und Fraktionen fluvialer Sedimente aus der Aue der Weißen Elster bei Leipzig. *Eiszeitalter und Gegenwart* 52, 4–12.
- Holliday, V.T., 1992. *Soils in archaeology: landscape evolution and human occupation*. Smithsonian Institution Press, Washington.
- Holliday, V.T., 2017. Soils in archaeological research. In: *The international encyclopedia of geography*. John Wiley & Sons, Oxford. pp. 1–12.
- Houben, P., 2007. Geomorphological facies reconstruction of Late Quaternary alluvia by the application of fluvial architecture concepts. *Geomorphology* 86, 94–114.
- Howard, P.J.A., Howard, D.M., 1990. Use of organic carbon and loss-on-ignition to estimate soil organic matter in different soil types and horizons. *Biology and Fertility of Soils* 9, 306–310.
- Howard, A.J., Macklin, M.G., Passmore, D.G., 2003. *Alluvial archaeology in Europe*. A.A. Balkema Publishers, Lisse.
- Hutton, J., 1785. System of the earth. In: Craig, G. (Hrsg.), 1987. *The 1785 abstract of James Hutton's Theory of the earth*. Scottish Academic Press, Edinburgh.
- Ivanov, I.V., 1992. Эволюция почв степной зоны в голоцене. *Наука, Москва*, pp. 130–133.
- Ivanov, I.V., Demkin, V.A., 1999. Soil science and archeology. *Eurasian Soil Science* 32, 91–98.
- Ivanova, E.N., 1976. Классификация почв СССР. *Наука, Москва*, pp. 37–91.
- Ivlieva, O.V., Berdnikov, S.V., 2005. Современные скорости разрушения берегов российского побережья Азовского моря. *Геоморфология* 4, 74–83.
- Jacomet, S., Kreuz, A., 1999. *Archäobotanik: Aufgaben, Methoden und Ergebnisse vegetations- und agrargeschichtlicher Forschung*. UTB, Stuttgart.
- Juggins, S., 2007. C2 Version 1.5 user guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle University, Newcastle upon Tyne.
- Kaplin, P.A., Selivanov, A.O., 2004. Lateglacial and Holocene sea level changes in semi-enclosed seas of North Eurasia: examples from the contrasting Black and White Seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 209, 19–36.
- Karamyševa, Z.V., 2004. Formation M: Steppen. In: Bohn, U., Neuhäuslova, Z., Raus, T., Schlüter, H. (Hrsg.), *Karte Der natürlichen Vegetation Europas, Maßstab 1 : 2500000*. Bundesamt für Naturschutz Bonn, pp. 397–414.
- Khotinskiy, N., 1984. Holocene vegetation history. In: Velichko, A., Wright, H., Barnosky C. (Hrsg.), *Late quaternary environments of the Soviet Union*. Longman, London, pp. 179–200.
- Kittel, P., Płóciennik, M., Borówka, R.K., Okupny, D., Pawłowski, D., Peyron, O., Stachowicz-Rybka, R., Obremska, M., Cywa, K., 2016. Early Holocene hydrology and environments of the Ner River (Poland). *Quaternary Research* 85, 1–17.
- Knox, J.C., 1983. Responses of river systems to Holocene climates. In: Porter, S.C., Wright, H.E. (Hrsg.), *Late Quaternary Environments of the United States 2*. University of Minnesota Press, Minnesota, pp. 26–41.
- Koch, R., Neumeister, H., 2005. Zur Klassifikation von Lösssedimenten nach genetischen Kriterien. *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge* 49 (2), 183–203.

- Konstantinov, E.A., Velichko, A.A., Kurbanov, R.N., Zakharov, A.L., 2018. Middle to Late Pleistocene topography evolution of the North-Eastern Azov region. *Quaternary International* 465, 72-84.
- Корупов, В.П., Рылов, В.Г., 2006. Историко-географические предпосылки начала освоения греками устьевой области реки Танаис. In: Kušnir, V.G. (Hrsg.), Сборник статей, посвященных 85-летию со дня рождения проф. П.О. Крышковского. Минобрнауки Украины, Одесса, pp. 86-94.
- Kosarev, A.N., Kostianoy, A.G., Shiganova, T.A., 2008. The Sea of Azov. In: Kostianoy, A.G., Shiganova, T.A. (Hrsg.), *Water Pollution: The Black Sea environment. Handbook of environmental chemistry, Vol. 5, Part 5Q*. Springer, Berlin, pp. 63-89.
- Kotova, N., 2009. The Neolithization of Northern Black Sea area in the context of climate changes. *Documenta Praehistorica* 36, 159–174.
- Kotova, N., Makhortykh, S., 2010. Human adaptation to past climate changes in the northern Pontic steppe. *Quaternary International* 220, 88–94.
- Kovalchuk, I., Vishnevskiy, V., 2004. Investigation of sediment yield of lowland rivers in Ukraine. *Proceedings, symposium on sediment transport through the fluvial system. IAHS Publication* 288, Wallingford, pp. 130–137.
- Kremenetski, C.V., 1995. Holocene vegetation and climate history of southwestern Ukraine. *Review of Palaeobotany and Palynology* 85, 289–301.
- Kremenetski, C.V., 1997a. Holocene environment of the Low Don and the Kalmyk Area. In: Kozhin, P.M. (Hrsg.), *Steppe and the Caucasus (cultural tradition). Papers of the State Historical Museum* 97, Dominant, Moscow, pp. 119-120 30-46.
- Kremenetski, C.V., 1997b. Human impact on the Holocene vegetation of the South Russian Plain. In: Chapman, J., Dolukhanov, P. (Hrsg.), *Landscapes in flux - Central and Eastern Europe in antiquity. Colloquia Pontica* 3, pp. 275-287.
- Kremenetski, C.V., 1997c. The late Holocene environmental and climate shift in Russia and surrounding lands. In: Dalfes, H.N., Kukla, G., Weiss, H. (Hrsg.), *Third millennium BC climate change and Old World collapse. Springer, Heidelberg*, pp. 351-370.
- Kremenetski, K.V., 2003. Steppe and forest-steppe belt of Eurasia: Holocene environmental history. In: Levine, M.A., Renfrew, C., Boyle, K.V. (Hrsg.), *Prehistoric steppe adaptation and the horse. McDonald Institute for Archaeological Research, Cambridge*, pp. 11-27.
- Kremenetski, C.V., Chichagova, O.A., Shishlina, N.I., 1999. Palaeoecological evidence for Holocene vegetation, climate and land-use change in the low Don basin and Kalmuk area, southern Russia. *Vegetation History and Archaeobotany* 8 (4), 233–246.
- Kremenetskij, K.V., 1991. Палеоэкология древнейших земледельцев и скотоводов русской равнины. *Dissertation, Академия Наук СССР, институт географии, Москва*.
- Krings, E. (2007). *Röntgendiffraktometrie. Manuskript zum Kurs „Labormethoden 2“ am Institut für Geographische Wissenschaften, Freie Universität Berlin. Unpubliziert.*
- Lang, A., 2003. Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena* 51, 209–221.
- Lang, A., Hönscheidt, S., 1999. Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. *Catena* 38, 89–107.
- Lang, G., 1994. *Quartäre Vegetationsgeschichte Europas: Methoden und Ergebnisse. Fischer, Jena.*
- Lauer, W., Rafiqpoor, M., 2002. *Die Klimate der Erde: Eine Klassifikation auf der Grundlage der ökophysiologischen Merkmale der realen Vegetation. Franz Steiner, Stuttgart.*
- Lebedeva, N.A., 1972. *Антропоген Приазовья. Наука, Москва.*

- Leger, M., 1990. Loess landforms. *Quaternary International* 7-8, 53–61.
- Leonova, N.B., 1994. The Upper Paleolithic of the Russian steppe zone. *Journal of World Prehistory* 8 (2), 169–210.
- Leonova, N., Nesmeyanov, S.A., Vinogradova, E.A., Voejkova, O.A., Gvozdover, M.D., Min'kov, E.V., Spiridonova, E.A., Syčeva, S.A. (Hrsg.), 2006. Палеоэкология равнинного палеолита (на примере комплекса верхнепалеолитических стоянок Каменная Балка в Северном Приазовье). Научный мир, Москва.
- Leonova, N., Nesmeyanov, S., Vinogradova, E., Voejkova, O., 2015. Upper Paleolithic subsistence practices in the southern Russian Plain: paleolandscapes and settlement system of Kamennaya Balka sites. *Quaternary International Research* 355, 175–187.
- Leopold, M., Völkel, J., 2007. Colluvium: definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing Holocene climate data. *Quaternary International* 162-163, 133–140.
- Leser, H. (Hrsg.), 2011. *Diercke Wörterbuch Geographie*. Westermann, Braunschweig.
- Leser, H., Stablein, G., 1980. Legende der Geomorphologischen Karte 1 : 25000 (GMK 25). 3. Fassung im GMK-Schwerpunktprogramm. In: Barsch, D., Liedtke, H. (Hrsg.), *Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten*. Berliner Geographische Abhandlungen 31, 91- 100.
- Levkovskaja, G.M. 1992. Палинологическая характеристика разреза поселения Матвеев Курган I. In: Križevskaja, L. Ja. Начало неолита в степях северного причерноморья. Археологические изыскания 5, институт истории материальной культуры академии наук СССР, Санкт Петербург, pp. 174-177.
- Litt, T., Brauer, A., Goslar, T., Merkt, K., Balaga, K., Müller, H., Ralska-Jasiewiczowa, M. Stebich, M. & Negendank, J.F.W., 2001. Correlation and synchronisation of lateglacial continental sequences in northern Central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 20, 1233-1249.
- Liu, H., Wang, Y., Tian, Y., Zhu, J., Wang, H., 2006. Climatic and anthropogenic control of surface pollen assemblages in East Asian steppes. *Review of Palaeobotany and Palynology* 138, 281–289.
- Litvin, L.F., Zorina, Ye.F., Sidorchuk, A.Yu., Chernov, A.V., Golosov, V.N., 2003. Erosion and sedimentation on the Russian Plain, part 1: contemporary processes. *Hydrological Processes* 17, 3335–3346.
- Logvinenko, N.V., Remizov, I.N., 1964. Sedimentology of beaches on the North Coast of the Sea of Azov, In: van Straaten, L.M.J.U. (Hrsg.), *Deltaic and Shallow Marine Deposits. Developments in Sedimentology* 1, 245–252.
- Louis, H., 1979. *Lehrbuch der Allgemeinen Geographie (Band 1: Allgemeine Geomorphologie)*. De Gruyter, Berlin.
- Macklin, M.G., Benito, G., Gregory, K.J., Johnstone, E., 2006. Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena* 66, 145–154.
- Maher, B.A., Alekseev, A., Alekseeva, T., 2002. Variation of soil magnetism across the Russian steppe: its significance for use of soil magnetism as a palaeorainfall proxy. *Quaternary Science Reviews* 21, 1571–1576.
- Maher, B.A., Taylor, R.M., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature* 336, 368–370.
- Makarova, N.V., Makarov, V.I., Sukhanova, T.V., 2008. Ratio between erosion and tectonic processes in platforms and mountainous regions. *Moscow University Geology Bulletin* 63 (5), 295–303.

- Mamykina, V.A., Khrustalev, Yu.P., 1990. The Azov Sea coast as a recreational area. In: Fabbri, P. (Hrsg.), *Recreational uses of coastal areas*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 63-68.
- Markova, A.K., Simakova, A.N., Puzachenko, A.Y., 2003. Ecosystems of Eastern Europe in the Holocene atlantic optimum based on floristic and theriologic data. *Doklady Earth Sciences* 391, 883–887.
- Marushevsky, G. (Hrsg.). 2003. *Directory of Azov-Black Sea coastal wetlands: revised and updated*. Black Sea Program of Wetlands International, Kyiv, pp. 142-154.
- Marčenko, K.K., Žitnikov, V.G., Kopylov, V.P., 2000. Die Siedlung Elizavetovka am Don. In: Arsen'eva, T.M., Böttger, B., Vinogradov, J.G. (Hrsg.), *Pontus Septentrionalis II, Tanais 2*. Paleograph, Moskau.
- Matishov, G.G., Inzhebeikin, Yu.I., 2009. Numerical study of the Azov Sea level seiche oscillations. *Oceanology* 49, 445–452.
- Matishov, G., Kovaleva, G., Novenko, E., Krasnorutskaya, K., 2013. Paleogeography of the Sea of Azov region in the Late Holocene (reconstruction by diatom and pollen data from marine sediments). *Quaternary International* 284, 123-131.
- Matishov, G., Matishov, D., Gargopa, Y., Dashkevich, L., Berdnikov, S., Baranova, O., Smolyar, I., 2006. *Climatic Atlas of the Sea of Azov*. NOAA Atlas NESDIS 59, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., pp. 12-15.
- Matišov, G.G. (Hrsg.), 2012. *Ecological safety of the coastal regions (seaports, coastal protection, recreation, mariculture)*. Proceeding of the International Scientific Conference Dedicated to 150-years anniversary of N.M. Knipovich. SSC RAS Publishers, Rostov-on-Don.
- Matišov, G.G. (Hrsg.), 2013. *VIII All-Russian Conference on Quaternary Research: fundamental problems of Quaternary, results and main trends of future studies*. Collection of papers. SSC RAS Publishers, Rostov-on-Don.
- Matišov, G. G., Pol'shin, V.V., Golubeva, N.I., Kovaleva, G.V., Sorokina, V.V., 2009. Геология, география и экология океана: Материалы международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д. Г. Панова (8-11 июня 2009). ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону.с
- Matišov, G. G., Pol'shin, V.V., Toločko, I.V., 2012. К вопросу о реконструкции береговой линии таганрогского залива и дельты дона в античную эпоху. In: Matišov, G.G. (Hrsg.), *Ecological safety of the coastal regions (seaports, coastal protection, recreation, mariculture)*. Proceeding of the International Scientific Conference dedicated to 150-years anniversary of N.M. Knipovich. SSC RAS Publishers, Rostov-on-Don, pp. 147-156.
- Matoshko, A.V., Gozhik, P.F., Danukalova, G., 2004. Key Late Cenozoic fluvial archives of eastern Europe: the Dniester, Dnieper, Don and Volga. *Proceedings of the Geologists' Association* 115 (2), 141–173.
- Matoshko, A., Gozhik, P., Semenenko, V., 2009. Late Cenozoic fluvial development within the Sea of Azov and Black Sea coastal plains. *Global and Planetary Change* 68, 270–287.
- Mayer, J.H., Burr, G.S., Holliday, V.T., 2008. Comparisons and interpretations of charcoal and organic matter radiocarbon ages from buried soils in North-Central Colorado, USA. *Radiocarbon* 50 (3), 331–346.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243–255.
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* 27 (5/6), 213–250.

- Meyers, P.A., Ishiwatari, R., 1993. Lacustrine organic geochemistry - An overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry* 20 (7), 867–900.
- Meyers, P., Ishiwatari, R., Lerman, A., Imboden, D., Gat, J., 1995. Organic matter accumulation records in lake sediments. *Physics and Chemistry of Lakes*, 279–290.
- Miall, A., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews* 22 (4), 261–308.
- Miall, A., 1996. *The Geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer, Berlin.
- Miall, A.D., 2016. *Stratigraphy: a modern Synthesis*. Springer, Heidelberg.
- Mikhailov, V.N., Mikhailova, M.V., 2008. River Mouths. In: Kostianoy, A.G., Shiganova, T.A. (Hrsg.), *Water Pollution: The Black Sea environment. Handbook of environmental chemistry, Vol. 5, Part 5Q*. Springer, Berlin, pp. 91–133.
- Miller A.A., 1910. Раскопки в районе древнего Танаиса. *Известия Археологической Комиссии* 35, 86–130.
- Miller A.A., 1925. Краткий отчет о работах Северо-Кавказской экспедиции Академии в 1923 г. *Известия ГАИМК IV*, 1–42.
- Miller, M.A., 1927. Обследования памятников материальной культуры побережья Азовского моря. *Бюллетень Северо-Кавказского краевого Бюро краеведения. Ростов-на-Дону*, 81–85.
- Miller, M.A., 1958. *Приазовье древности. Часть II: Античный период. Древняя история*. Мюнхен.
- Minashina, N.G., 2009. Irrigation of steppe soils in the south of Russia: Problems and solutions (Analysis of Irrigation Practices in 1950–1990). *Eurasian Soil Science* 42 (7), 807–815.
- Minderhoud, P.S.J., Cohen, K.M., Toonen, W.H.J., Erkens, G., Hoek, W.Z., 2016. Improving age-depth models of fluvio-lacustrine deposits using sedimentary proxies for accumulation rates. *Quaternary Geochronology* 33, 35–45.
- Miščenko, A.L. (Hrsg.), 2006. *Водно-болотные угодья России, том 6: Водно-болотные угодья Северного Кавказа*. Wetlands International, Москва, pp. 7–39.
- Mitusov, A.V., Mitusova, O.E., Pustovoytov, K., Lubos, C.C.M., Dreibrodt, S., Bork, H.-R., 2009. Palaeoclimatic indicators in soils buried under archaeological monuments in the Eurasian steppe: a review. *The Holocene* 19, 1153–1160.
- Muhs, D.R., 2013a. The geologic records of dust in the Quaternary. *Aeolian Research* 9, 3–48.
- Muhs, D.R., 2013b. Loess deposits: origins and properties. In: Elias, S.A. (Hrsg.), *Encyclopedia of Quaternary science*. Elsevier, Amsterdam, pp. 573–584.
- Müller, G., 1964. *Sediment-Petrologie: Methoden der Sediment-Untersuchung*. Schweizerbart, Stuttgart.
- Nanson, G.C., Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4, 459–486.
- Negendank, J.W.F., 2004. The Holocene: considerations with regard to its climate and climate archives. In: Fischer, H., Kumke, Th., Lohmann, G., Miller, H., Negendank, J. (Hrsg.), *The climate in historical times*. Springer, Berlin. pp. 1–12.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Nichols, G., 2005. *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Nitsch, E., 2015. Fazies und Ablagerungsräume des Lettenkeupers. *Palaeodiversity* 8, 285–324.

- Novikova, A.F., 2008. Ameliorative status of irrigated soils in Rostov oblast. *Eurasian Soil Science* 41, 529–541.
- Obodovsky, A.G., 2004. The assessment of Ukrainian riverbed deformation. Proceedings, symposium on sediment transport through the fluvial system. IAHS Publication 288, Wallingford, 253–260.
- Panin, A.V., 2008. Chronology of erosion in the Center of the East European Plain over the last 5000 years. *Doklady Earth Sciences* 423 (8), 1324–1328.
- Panin, A.V., Fuzeina, J.N., Belyaev, V.R., 2009. Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia. *Geomorphology* 108, 71–91.
- Panin, A., Fuzeina, Y., Karevskaya, I., 2011. Mid-Holocene gullying indicating extreme hydroclimatic events in the centre of the Russian Plain. *Geographia Polonica* 84, 95–115.
- Panin, A., Matlakhova, E., 2015. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20ka and its palaeohydrological implications. *Catena* 130, 46–61.
- Panin, N., Popescu, I., 2007. The northwestern Black Sea: climatic and sea-level changes in the Late Quaternary. In: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N., Dolukhanov, P.M. (Hrsg.), *The Black Sea Flood Question: changes in coastline, climate, and human settlement*. Springer, Netherlands, pp. 387–404.
- Panov, D.G., Chrustalev, Ju.P., 1966. Об истории развития Азовского моря в голоцене. Доклады Академии наук СССР 166 (2), 429–432.
- Parzinger, H. (2011). *Die frühen Völker Eurasiens. Vom Neolithikum zum Mittelalter*. C. H. Beck, München.
- Pashkevich, G.A., Gerasimenko, N.P., 2009. The Holocene vegetation, climate and early human subsistence in the Ukraine. In: Dolukhanov, P.M., Sarson, G.R., Shukurov, A.M. (Hrsg.), *The East European Plain on the eve of agriculture*. BAR International Series, British archaeological reports, pp. 45–51.
- Perez, L., Lorenschat, J., Bugja, R., Brenner, M., Scharf, B., Schwalb, A., 2010. Distribution, diversity and ecology of modern freshwater ostracodes (Crustacea), and hydrochemical characteristics of Lago Petén Itzá, Guatemala. *Journal of Limnology* 69, 146–159.
- Pesochina, L., 2008. The formation of the humus profile of chernozems in the Azov province. *Eurasian Soil Science* 41, 1406–1411.
- Pesochina, L.S., 2010. The regularities of the late Holocene soil formation in the lower don steppes. *Eurasian Soil Science* 43, 1547–1556.
- Pesochina, L.S., Gol'eva, A.A., Zaitsev, S.V., 2000. Variability of soils and environmental conditions in the northeastern Azov region in the Middle Sarmatian Epoch. *Eurasian Soil Science* 33 (6), 596–604.
- Petschick, R., 2010. *MacDiff 4.2.6 Manual*. Universität Frankfurt, Frankfurt am Main.
- Plekhanova, L.N., Demkin, V.A., 2008. Paleosols of kurgans of the Early Iron Age in the Transural steppe zone. *Eurasian Soil Science* 41, 1–12.
- Pol'shin, V.V., Tarasov, S.P., Soldatov, G.V., Pivnev, P.P., 2013. Результаты сейсмоакустического профилирования дна таганрогского залива азовского моря. In: Matišhov, G.G. (Hrsg.), *VIII All-Russian conference on Quaternary research: fundamental problems of Quaternary, results and main trends of future studies*. Collection of papers. SSC RAS Publishers, Rostov-on-Don, pp. 524–526.
- Porotov, A., 2007. Relative sea-level changes and submersion of archaeological sites along the northern shoreline of the Black Sea. *Mediterranéé* 108 (1), 29–36.

- Pribyl, D.W., 2010. A critical review of the conventional SOC to SOM conversion factor. *Geoderma* 156, 75–83.
- Price, J.R., Velbel, M.A., 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology* 202, 397–416.
- Ramsey, C.B., 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51, 337–360.
- Rapp, G.R., Hill, C.L., 2006. *Geoarchaeology: the earth-science approach to archaeological interpretation*. Yale University Press, New Haven.
- Rassamakin, Yu., 2004. Die nordpontische Steppe in der Kupferzeit: Gräber aus der Mitte des 5. Jts. bis Ende des 4. Jts. v.Chr. *Archäologie in Eurasien* 17, 1-234.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Rohdenburg, H., 1971. Einführung in die klimagenetische Geomorphologie anhand eines Systems von Modellvorstellungen am Beispiel des fluvialen Abtragungsreliefs. Lenz, Giessen.
- Rohdenburg, H., 1989. *Landschaftsökologie, Geomorphologie*. Catena, Cremlingen-Dedstedt.
- Romašin, V.V., 1960. Некоторые общие закономерности строения дельты Дона. *Труды государственного океанографического института* 49, 111-118.
- Rossiiskij Institut Urbanistiki (Hrsg.), 2007. *Схема территориального планирования Юго-Западного района Ростовской области (Неклиновский район)*, Санкт-Петербург.
- Rostankowski, P., 1969. Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen in den Ländern der russischen Kosakenheere. *Berliner Geographische Abhandlungen*, 6. Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin, Berlin.
- Ruban, D.A., 2005. The Upper Miocene of the Rostov dome (Eastern Paratethys): implication of the chronostratigraphy and bivalvia-based biostratigraphy. *Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique* 66, 9–15.
- Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., 1998. *Noah's flood: the new scientific discoveries about the event that changed history*. Simon and Schuster, New York.
- Santisteban, J., Mediavilla, R., López-Pamo, E., Dabrio, C., Zapata, M., Garcia, M., Castano, S., Martínez-Alfaro, P., 2004. Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology* 32, 287-299.
- Schlöffel, M., Schneider, S. und Schütt, B., 2016. Fluvial dynamics and phases of landscape development in the Bronze Age settlement area of the Sambek valley (northeastern hinterland of the Sea of Azov). *Méditerranée* 126 "Geoarchaeological research in the Black Sea and the Azov Sea", 91-100.
- Schmidt, W.F., 1948. Die Steppenschluchten Südrusslands. *Erdkunde* 2, 213–229.
- Schumacher, B.A., 2002. *Methods for the determination of total organic carbon (TOC) in soils and sediments*. Ecological Risk Assessment Support Center, Las Vegas.
- Scott, E.M., Alekseev, A.Yu., Zaitseva, G. (Hrsg.), 2004. *Impact of the Environment on Human Migration in Eurasia*. Springer, Dordrecht.
- Sidorchuk, A.Yu., Borisova, O.K., 2000. Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions. *Quaternary International* 72, 95–106.



- Sidorchuk, A.Yu., Borisova, O.K., Panin, A.V., 2001. Fluvial response to the Late Valdai/Holocene environmental change on the East European Plain. *Global and Planetary Change* 28, 303–318.
- Sidorchuk, A.Yu., Golosov, V.N., 2003. Erosion and sedimentation on the Russian Plain, II: the history of erosion and sedimentation during the period of intensive agriculture. *Hydrological Processes* 17, 3347–3358.
- Sidorchuk, A.Yu., Panin, A.V., Borisova, O.K., 2009. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period. *Geomorphology* 113, 137–157.
- Sidorchuk, A.Yu., Panin, A.V., Borisova, O.K., 2011. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glacial Maximum–Late Glacial time. In: Buynevich, I.V., Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S. Martin, R.E. (Hrsg.), *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: beyond the flood hypothesis*. Geological Society of America Special Paper 473, pp. 1–25.
- Sidorchuk, A.Yu., Panin, A.V., Borisova, O.K., 2012. River runoff decrease in North-Eurasian plains during the Holocene optimum. *Water Resources* 39, 69–81.
- Simakova, A.A., 2001. The vegetation and mammoth distribution during the second half of the Late Pleistocene on the Russian Plain (33–17 ka). In: Cavarretta, C., Gioia, P., Mussi, M. and Palombo, M. R. (Hrsg.), *Proceedings of the 1st international congress ‘The World of Elephants’*, Rome, pp. 355–358.
- Simakova, A., 2006. The vegetation during the last interglacial – glacial cycle based on palynological materials of the Southern Russian Plain. In: Pini, R., Ravazzi, C. (Hrsg.), *Volume of abstracts of the conference ‘Quaternary stratigraphy and evolution of the Alpine region in the European and global framework’*, INQUA SEQS Milano, pp. 131–132.
- Sitov, V.G., 1989. Гидрология устьев рек Азовского моря. Гидрометеиздат, Москва, pp. 44–45.
- Smykatz-Kloss, B., 2003. Die Loßvorkommen des Pleiser Hügellandes bei Bonn und von Neustadt/Wied sowie der Picardie: Mineralogisch-geochemische und geomorphologische Charakterisierung, Verwitterungs-Beeinflussung und Herkunft der Lössе. Dissertation an der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn.
- Smykatz-Kloss, W., Smykatz-Kloss, B., Naguib, N., Zöllner, L., 2004. The reconstruction of palaeoclimatological changes from mineralogical and geochemical compositions of loess and alluvial loess profiles. In: Smykatz-Kloss, W., Felix-Henningsen, P. (Hrsg.), *Paleoecology of Quaternary drylands, lecture notes in earth sciences*. Springer, Berlin, pp. 101–118.
- Sokolov, N., 1895. Über die Entstehung der Limane Südrusslands. *Mémoires du comité géologique* 10 (4), 1–102.
- Spielvogel, S., Knicker, H., Kögel-Knabner, I., 2004. Soil organic matter composition and soil lightness. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 167, 545–555.
- Spiridonov, A.I., 1978. Геоморфология европейской части СССР. Высшая школа, Москва.
- Spiridonova, E.A., 1991. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. Наука, Москва.
- Spiridonova, E.A., Alešinskaja, A.C., 1999. Периодизация неолита-энеолита Европейской России по данным палинологического анализа. *Российская Археология* 1, 23–33.
- Spiridonova, E.A., Alešinskaja, A.C., Kočanová M.D. 2008. Некоторые аспекты применения палинологического анализа при изучении археологических памятников. In: Институт археологии РАН (Hrsg.), *Человек, адаптация, культура*. Москва, pp. 162–172.

- Spiridonova, E.A., Kočanova, M.D., Alešinskaja, A.S., 2008. Заключение по результатам палинологических исследований стоянок в низовьях реки Дон. In: Cybrij, V.V. (Hrsg.), Неолит Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья. Издательство АПСН СКНЦ ВШ, Ростов-на-Дону, pp. 93-98.
- Spiridonova, E.A., Lavrušín, Ju., A., 1997. Корреляция геолого-палеоэкологических событий голоцена арктической, бореальной и аридной зон восточной Европы. In: Alekseev, M.N., Choreva, I.M. (Hrsg.), Четвертичная геология и палеогеография России. ГЕОС, Москва, pp. 151-170.
- Stampfli, G., Borel, G., 2004. The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G., Ziegler, P. (Hrsg.), The TRANSMED atlas – the Mediterranean region from crust to mantle. Springer, Berlin, pp. 53-90.
- Stanko, V., 2007. Fluctuations in the level of the Black Sea and Mesolithic settlement of the northern Pontic area. In: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N., Dolukhanov, P.M. (Hrsg.), The Black sea flood question: changes in coastline, climate, and human settlement. Springer, Dordrecht, pp. 371-386.
- Starkel, L., 2002. Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quaternary International* 91, 25–32.
- Starkel, L., Soja, R., Michczyńska, D.J., 2006. Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. *Catena* 66, 24–33.
- Steinhardt, U., Barsch, H., Blumenstein, O., 2012. Lehrbuch der Landschaftsökologie. Spektrum, Heidelberg.
- Stephenson, R.A., Mart, Y., Okay, A., Robertson, A., Saintot, A. N., Stovba, S., Khriachtchevskaia, O., 2004. TRANSMED transect VIII: Eastern European craton to Arabian craton (Red Star to Red Sea). In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G., Ziegler, P. (Hrsg.), The TRANSMED atlas – the Mediterranean region from crust to mantle. Springer, Berlin, CD-Rom.
- Sukhodolov, A.N., Loboda, N.S., Katolikov, V.M., Arnaut, N.A., Bekh, V.V., Usatii, M.A., Kudersky, L.A., Skakalsky, B.G., 2009. Western steppic rivers. In: Tockner, K., Uehlinger, U., Robinson, C.T. (Hrsg.), *Rivers of Europe*. Academic Press, London, pp. 497–523.
- Suortti, P., 1972. Effects of porosity and surface roughness on the X-ray intensity reflected from a powder specimen. *Journal of Applied Crystallography* 5, 325–331.
- Superson, J., Rodzik, J., Reder, J., Zgłobicki, W., Klimowicz, Z., Franczak, Ł., 2016. Phases of alluvial fan development in a loess area, Lublin Upland, E Poland. *Quaternary International* 399, 31–45.
- Sutherland, R.A., 1998. Loss-on-ignition estimates of organic matter and relationships to organic carbon in fluvial bed sediments. *Hydrobiologia* 389, 153–167.
- Svitoch, A.A., 2008. Quaternary paleogeography of the Azov–Black Sea basin. In: Kostianoy, A.G., Shiganova, T.A. (Hrsg.), *Water Pollution: The Black Sea environment. Handbook of environmental chemistry, Vol. 5, Part 5Q*. Springer, Berlin, pp. 31–46.
- Sycheva, S.A., 2006. Long-term pedolithogenic rhythms in the Holocene. *Quaternary International* 152-153, 181–191.
- Sycheva, S., Glasko, M., Chichagova, O., 2003. Holocene rhythms of soil formation and sedimentation in the Central Russian Upland. *Quaternary International* 106-107, 203–213.
- Šejkov, A.A., 2013. Реконструкция долины палео-Дона под акваторией Таганрогского залива по результатам ГДП-200. In: Matišhov, G.G. (Hrsg.), VIII All-Russian conference on Quaternary research: fundamental problems of Quaternary, results and main trends of future studies. Collection of papers. SSC RAS Publishers, Rostov-on-Don, pp. 690-692.

- Šnjukov, E.F., Orlovskij, G.N., Usenko, V.P., Grigor'ev, A.V. u.a., 1974. Геология Азовского моря. АН УССР, Институт геохимии и физики минералов, Наукова думка, Киев.
- Tesakov, A.S., Dodonov, A.E., Titov, V.V., Trubikhin, V.M., 2007. Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia. *Quaternary International* 160, 57–69.
- Tesakov, A., Titov, V., Leonova, N., Velichko, A., Simakova, A., Zastrozhnov, A., Frolov, P. (Hrsg.), 2010. Quaternary stratigraphy and paleontology of the Southern Russia: connections between Europe, Africa and Asia. Programme and guidebook of excursions of the international INQUA-SEQS conference. SSC RAS Publishers, Rostov-on-Don.
- Tischler, W., 1990. *Ökologie der Lebensräume*. Gustav Fischer, Stuttgart.
- Tite, M.S., Linington, R.E., 1975. Effect of climate on the magnetic susceptibility of soils. *Nature* 256, 565–566.
- Törnqvist, T.E., 2007. Fluvial environments: responses to rapid environmental change. In: Elias, S.A. (Hrsg.), *Encyclopedia of Quaternary science*. Elsevier, Oxford, pp. 686–694.
- Tress, B., Tress, G., 2001. Capitalising on multiplicity: a transdisciplinary systems approach to landscape research. *Landscape and Urban Planning* 57, 143–157.
- Troll, C., Pfaffen, K., 1964. Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde. *Erdkunde* 18, 5–28.
- Tucker, M., 2001. *Einführung in die Sedimentpetrologie*. Enke, Stuttgart.
- Tucker, M.E., 2003. *Sedimentary rocks in the field*. Wiley, Chichester.
- Turekian, K.K., Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geological Society of America Bulletin* 72 (2), 175.
- van Geel, B., 2001. Non-pollen palynomorphs. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M. (Hrsg.), *Tracking environmental change using lake sediments (Volume 3: Terrestrial, algal and siliceous indicators)*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. pp. 99–119.
- van Hoof, L., in Vorbereitung. *Taganrog und sein Umland zwischen Bronze- und Früher Eisenzeit. Eine Regionalstudie*. Dissertation, Freie Universität Berlin, Deutschland.
- van Hoof, L., Dally, O., Schlöffel, M., 2012. Staying home or staying with your cattle? Different reactions to environmental changes in the Late Bronze Age of the Lower Don area (Southern Russia). *eTopoi* 3, 71–75.
- van Hoof, L., Schlöffel, M., 2016. Kurgans in the northeastern Azov Sea region. Proposals for a geoarchaeological research program. In: Kelp U., Henry O. (Hrsg.), *Tumulus as Sema. Space, politics, culture and religion in the first millennium BC*. De Gruyter, Berlin. pp. 677–702.
- van Hoof, L., Schütt, B., Schlöffel, M., 2013. Untersuchungen zur naturräumlichen und siedlungsgeschichtlichen Entwicklung am Beispiel des Sambek-Tals. In: Dally O., van Hoof L., Huy S., Il'jaschenko S., Larenok P., Larenok V., Schlöffel M., Schunke T., Schütt B., *Deutsch-russische Ausgrabungen am Don. Ergebnisse der Kampagnen 2008-2010*. *Archäologischer Anzeiger* 2012 (1), 140–152.
- Vandenberghe, J., 1995. Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews* 14, 631–638.
- Vanwalleghem, T., Bork, H.-R., Poesen, J., Dotterweich, M., Schmidtchen, G., Deckers, J., Scheers, S., Martens, M., 2006. Prehistoric and Roman gullying in the European loess belt: a case study from Central Belgium. *Holocene* 16, 393–401.
- Velichko, A.A., 1990. Loess-paleosol formation on the Russian plain. *Quaternary International* 7-8, 103–114.

- Velichko, A.A., Catto, N.R., Kononov, M.Yu., Morozova, T.D., Novenko, E.Yu., Panin, P.G., Ryskov, G.Ya., Semenov, V.V., Timireva, S.N., Titov, V.V., Tesakov, A.S., 2009a. Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the Quaternary: evidence from the Sea of Azov region. *Quaternary International* 198, 204–219.
- Velichko, A.A., Catto, N.R., Tesakov, A., Titov, V., Morozova, T., Semenov, V., Timireva, S., 2009b. Structural specificity of Pleistocene loess and soil formation of the Southern Russian Plain according to materials of eastern Priazovie. *Doklady Earth Sciences* 429 (8), 1364–1368.
- Velichko, A.A., Morozova, T.D., Borisova, O.K., Timireva, S.N., Semenov, V.V., Kononov, Y.M., Titov, V.V., Tesakov, A.S., Konstantinov, E., Kurbanov, R.N., 2012. Development of the steppe zone in southern Russia based on the reconstruction from the loess-soil formation in the Don-Azov Region. *Doklady Earth Sciences* 445, 999–1002.
- Velichko, A.A., Zelikson, E.M., 2005. Landscape, climate and mammoth food resources in the East European Plain during the Late Paleolithic epoch. *Quaternary International* 126–128, 137–151.
- Veličko, A.A., Borisova, O.K., Zacharov, A.L., Kononov, Ju.M., Konstantinov, E.A., Kurbanov, R.N., Morozova, T.D., Panin, P.G., Timireva, S.N., 2017. Смена ландшафтных обстановок на юге Русской равнины в позднем плейстоцене по результатам исследования лёссово-почвенной серии Приазовья. *Известия Российской академии наук. Серия географическая* (1), 74–83.
- Vis, G.-J., Bohncke, S.J.P., Schneider, H., Kasse, C., Coenraads-Nederveen, S., Zuurbier, K., Rozema, J., 2010. Holocene flooding history of the Lower Tagus Valley (Portugal). *Journal of Quaternary Sciences* 25, 1222–1238.
- Viscarra Rossel, R.A., Minasny, B., Roudier, P., McBratney, A.B., 2006. Colour space models for soil science. *Geoderma* 133, 320–337.
- Walker, M., 2005. *Quaternary dating methods*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the subcommission on Quaternary stratigraphy (international commission on stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27 (7), 649–659.
- Walter, H., 1974. *Die Vegetation Osteuropas, Nord- und Zentralasiens (Vegetationsmonographien der einzelnen Großräume, Band VII)*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Walter, H., Breckle, S.W., 1986. *Ökologie der Erde (Vol. 3): Spezielle Ökologie der Gemäßigten und Arktischen Zonen Euro-Nordasiens, Zonobiom VI–IX*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Wang, Q., Li, Y., Wang, Y., 2011. Optimizing the weight loss-on-ignition methodology to quantify organic and carbonate carbon of sediments from diverse sources. *Environmental Monitoring and Assessment* 174, 241–257.
- Wang, Y., Amundson, R., Trumbore, S., 1996. Radiocarbon dating of soil organic matter. *Quaternary Research* 45, 282–288.
- Wang, Z., Zhao, H., Dong, G., Zhou, A., Liu, J., Zhang, D., 2014. Reliability of radiocarbon dating on various fractions of loess-soil sequence for Dadiwan section in the western Chinese Loess Plateau. *Frontier of Earth Science* 8 (4), 540–546.
- Wójcicki, K.J., 2006. The oxbow sedimentary subenvironment: its value in palaeogeographical studies as illustrated by selected fluvial systems in the Upper Odra catchment, southern Poland. *The Holocene* 16 (4), 589–603.
- X-Rite, 2000. *Munsell soil book of color*. X-Rite, Grand Rapids.

- Xu, Q.H., Cao, X.Y., Tian, F., Zhang, S.R., Li, Y.C., Li, M.Y., Li, J., Liu, Y.L., Liang, J., 2014. Relative pollen productivities of typical steppe species in northern China and their potential in past vegetation reconstruction. *Science China Earth Sciences* 57 (6), 1254–1266.
- Xu, Q.H., Li, Y.C., Yang, X.L., Zheng, Z.H., 2007. Quantitative relationship between pollen and vegetation in northern China. *Science in China Series D: Earth Sciences* 50 (4), 582–599.
- Yakushev, E.V., Chasovnikov, V.K., Murray, J.W., Pakhomova, S.V., Podymov, O.I., Stunzhas, P.A., 2008. Vertical hydrochemical structure of the Black sea. In: Kostianoy, A.G., Shiganova, T.A. (Hrsg.), *Water Pollution: The Black Sea environment. Handbook of environmental chemistry*, Vol. 5, Part 5Q. Springer, Berlin, pp. 277–307.
- Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Dolukhanov, P., 2007. Controversy over the great flood hypotheses in the Black Sea in light of geological, paleontological, and archaeological evidence. *Quaternary International* 167–168, 91–113.
- Yanko-Hombach, V., Yilmaz, Y. (Hrsg.), 2007. IGCP 521: Black Sea–Mediterranean corridor during the last 30 ka: sea level change and human adaptation, Istanbul, 2005. *Quaternary International* 167–168.
- Zajzev, A.V., Zelenščikov, G.V., 2009. Голоцен дельты Дона. Геология, география и экология океана: Материалы международной научной конференции, Посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова (8–11 июня 2009 г., г. Ростов-на-Дону). ЮИЦ РАН, Ростов-на-Дону, pp. 124–126.
- Zygmunt, E., 2004. Archaeological and radiocarbon dating of alluvial fans as an indicator of prehistoric colonisation of the Glubczyce Plateau (Southwestern Poland). *Geochronometria* 23, 101–107.
- Zygmunt, E., 2009. Alluvial fans as an effect of long-term man–landscape interactions and moist climatic conditions: a case study from the Glubczyce Plateau, SW Poland. *Geomorphology* 108, 58–70.
- Žitnikov, V.G., 1992. Дельта Дона в скифское время. In: Litvinenko (Hrsg.), *Историческая география Дона и Северного Кавказа*. Издательство Ростовского университета, Ростов-на-Дону, pp. 8–18.

---

**Anhang****Ergänzende Daten**

A1: Statistische Zusammenhänge und Fehlerbetrachtungen	235
A2: Element- und Mineralbestimmung	240
A3: <sup>14</sup> C-AMS Radiokohlenstoffdaten	251
A4: Geomorphologische Aufnahmen	253
A5: Fotodokumentation der Bohrprofile	256

## A1: Statistischen Zusammenhänge und Fehlerbetrachtungen

Tab. A1-1: Statistischer Zusammenhang zwischen der Sedimenthelligkeit ( $L^*$ ) und dem Carbonatgehalt ( $\text{CaCO}_3$ ) bzw. dem organischen Kohlenstoffgehalt ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ ) ( $p < 0,05$ )

Tab. A1-1: Statistical correlation between the sediment lightness ( $L^*$ ) and the carbonate content ( $\text{CaCO}_3$ ) and respectively the total organic carbon ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ ) ( $p < 0,05$ )

Profile	n	$L^* : \text{CaCO}_3$		$L^* : \text{TOC}_{\text{reg}}$	
		r	n	r	n
TAG1	38	0.80	34	-0.89	
TAG2	19	0.80	19	-0.88	
TAG3	33	0.24	33	-0.78	
TAG4	86	0.19	85	-0.77	
TAG5	24	0.75	24	-0.94	
TAG6	39	0.45	40	-0.93	
TAG7	38	0.13	39	-0.84	
TAG11	43	0.71	43	-0.81	
SAM1	49	0.76	49	-0.86	
Min	19	0.13	19	-0.77	
Max	86	0.80	85	-0.94	

Tab. A1-2: Fehlerbetrachtung der konduktometrischen Kohlenstoffbestimmung (Wösthoff-Messung)

Tab. A1-2: Error discussion of the conductometric determination of the carbon content (Woesthoff measurement)

	$\text{TC}_{\text{Wö}}$	$\text{TIC}_{\text{Wö}}$
Nominal value (mass-%)	12	12
n	56	37
Actual_min (mass-%)	10.16	10.29
Actual_max (mass-%)	13.4	12.35
Rel. standard deviation (%)	5	3.5
Rel. recovery rate (%)	99.99	99.24

Tab. A1-3: Regressionsmodelle für das Verhältnis zwischen dem  $LOI_{550}$  und dem  $TOC_{w0}$  ( $p = 0.05$ )

Tab. A1-3: Regression models for the relation between the  $LOI_{550}$  and the  $TOC_{w0}$  ( $p = 0.05$ )

Profile	n	b	a	R <sup>2</sup>
TAG1	14	0.35	-0.29	0.95
TAG3	20	0.47	-1.28	0.93
TAG4	45	0.41	-0.44	0.86
TAG5*	15	0.51	-1.066	0.92
TAG6*	40	0.50	-1.18	0.95
TAG7a* (0-1.53 m)	17	0.38	-0.001	0.82
TAG7b* (1.61-4 m)	21	0.45	-1.050	0.89
TAG11a* (0-1.46 m)	17	0.42	-0.76	0.82
TAG11b* (1.59-5 m)	12	0.42	-0.74	0.51
SAM1	20	0.50	-0.40	0.96
Min	12	0.35	-1.28	0.51
Max	45	0.51	-0.001	0.96
All profiles	211	0.46	-0.75	0.83

\*A complete series of  $TOC_{w0}$  measurements exists.

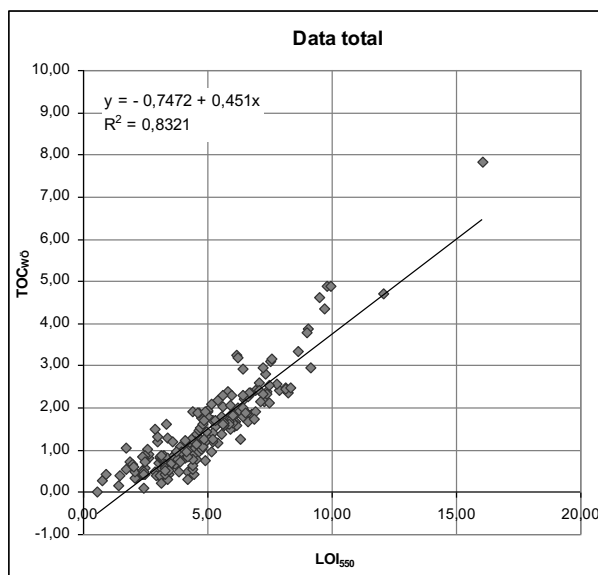


Abb. A1-1: Regressionsgerade zwischen dem  $LOI_{550}$  und dem  $TOC_{w0}$ , erstellt aus den Daten aller Profile.

Abb. A1-1: Regression line between the  $LOI_{550}$  and the  $TOC_{w0}$ , created from the data of all profiles.

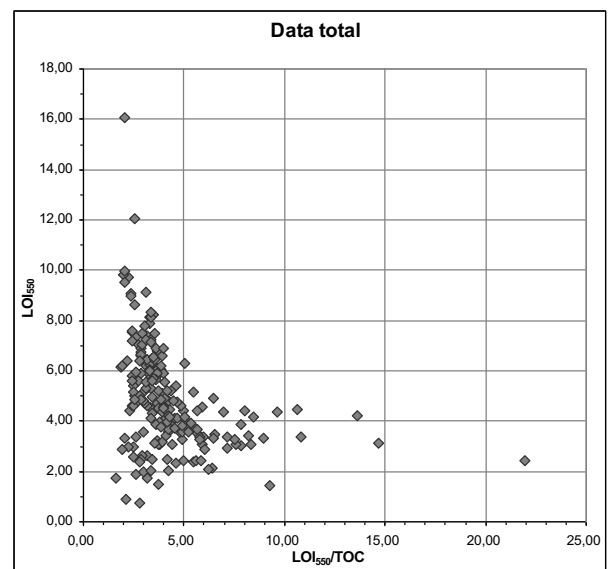


Abb. A1-2: Variabilität des  $LOI_{550}/TOC$  Quotienten im Verhältnis zu den  $LOI_{550}$  Werten.

Abb. A1-2: Variability of the  $LOI_{550}/TOC$  ratio in relation to the  $LOI_{550}$  values.



Tab. A1-4: Regressionsmodelle für das Verhältnis zwischen dem  $LOI_{880}$  und dem  $TIC_{w6}$  ( $p = 0.05$ )

Tab. A1-4: Regression models for the relation between the  $LOI_{880}$  and the  $TIC_{w6}$  ( $p = 0.05$ )

Profile	n	b	a	R <sup>2</sup>
TAG1	14	0.25	-0.22	0.99
TAG3	21	0.35	-0.37	0.99
TAG4	45	0.30	0.004	0.97
TAG5	15	0.24	0.095	0.97
TAG6*	38	0.29	-0.21	0.97
TAG7*	38	0.23	-0.05	0.89
TAG11a* (0-1.46 m)	17	0.21	0.00	0.69
TAG11b* (1.59-5 m)	12	0.17	0.28	0.19
SAM1	21	0.28	-0.25	0.76
Min	12	0.17	-0.37	0.19
Max	45	0.35	0.28	0.99
All profiles	211	0.30	-0.24	0.95

\*A complete series of  $TIC_{w6}$  measurements exists.

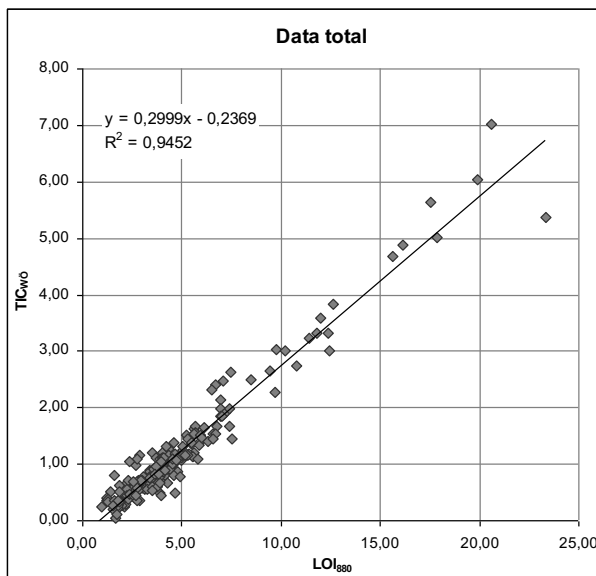


Abb. A1-3: Regressionsgerade zwischen dem  $LOI_{880}$  und dem  $TIC_{w6}$ , erstellt aus den Daten aller Profile.

Abb. A1-3: Regression line between the  $LOI_{880}$  and the  $TIC_{w6}$ , created from the data of all profiles.

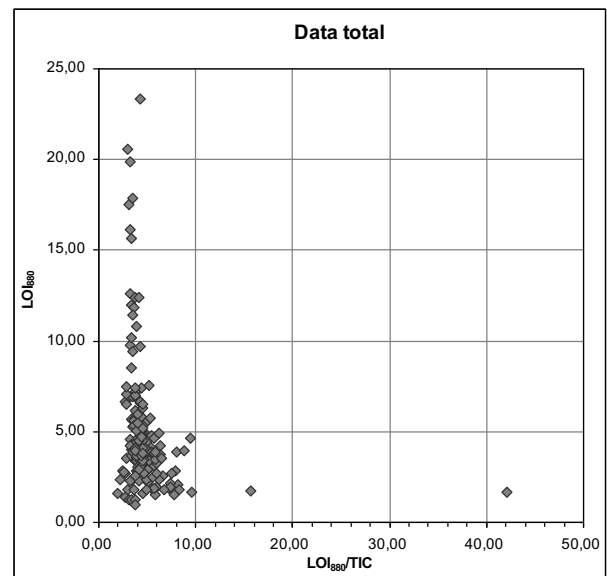


Abb. A1-4: Variabilität des  $LOI_{880}/TOC$  Quotienten im Verhältnis zu den  $LOI_{880}$  Werten.

Abb. A1-4: Variability of the  $LOI_{880}/TOC$  ratio in relation to the  $LOI_{880}$  values.

Tab. A1-5: Abweichungen der berechneten Kohlenstoffwerte (stoichiometrisch und über Regression) von den Wösthoff-Messergebnissen

Tab. A1-5: Deviations of the calculated carbon values (stoichiometrical and by regression) from the Wösthoff-measurements

Profile	Calculation	Deviation TOC				Deviation TIC			
		Mean (%)	Extreme values	(%)	Range (%)	Mean (%)	Extreme values	(%)	Range (%)
TAG1	stoichiometr.					-79	-163	-21	142
	Regression	-1	-13	18	31	-1	-20	26	46
TAG3	stoichiometr.					-8	-43	20	63
	Regression	-6	-122	100	222	1	-38	36	74
TAG4	stoichiometr.					10	-24	100	124
	Regression	-4	-88	100	188	0	-35	41	76
TAG5	stoichiometr.					-11	-56	13	69
	Regression	-3	-30	70	100	-5	-54	17	71
TAG6	stoichiometr.					-18	-73	3	76
	Regression	-4	-89	87	176	0	-49	31	80
TAG7	stoichiometr.					-28	-156	10	166
	Regression	-1	-48	24	72	-2	-107	31	138
TAG11	stoichiometr.					-42	-121	38	159
	Regression	-5	-75	38	113	-10	-70	52	122
SAM1	stoichiometr.					-106	-1050	-1	1049
	Regression	0	-51	30	81	-26	-427	36	463

Tab. A1-6: Regressionsmodelle für den Zusammenhang zwischen  $Ca_{ICP}$  und  $Ca_{LOI}$  bzw.  $Ca_{TIC}$  ( $p = 0.05$ )Tab. A1-6: Regression models for the relation between  $Ca_{ICP}$  to  $Ca_{LOI}$  and to  $Ca_{TIC}$  ( $p = 0.05$ )

Profile	$Ca_{ICP} : Ca_{LOI}$				$Ca_{ICP} : Ca_{TIC}$			
	n	b	a	$R^2$	n	b	a	$R^2$
TAG3	22	0.97	0.23	0.96	17	0.86	0.74	0.96
TAG4	39	1.12	0.47	0.96	38	1.05	0.32	0.98
TAG7	17	1.31	-0.29	0.86	16	1.43	0.34	0.65
Min	17	0.97	-0.29	0.86	16	0.86	0.32	0.65
Max	39	1.31	0.47	0.96	38	1.43	0.74	0.98

Tab. A1-7: Kennzeichnung des Calciumcarbonatgehaltes der Sedimente und Böden nach Anteilklassen (Ad-hoc-AG Boden 2005: 169)

Tab. A1-7: Characterisation of the calcium carbonate content of sediments and soil (Ad-hoc-AG Boden 2005: 169)

Masse-%	Bezeichnung (CaCO <sub>3</sub> -Äquivalent)
0	carbonatfrei
< 0,5	sehr carbonatarm
0,5 bis < 2	carbonatarm
2 bis < 4	schwach carbonathaltig
4 bis < 7	mittel carbonathaltig
7 bis < 10	stark carbonathaltig
10 bis < 25	carbonatreich
25 bis < 50	sehr carbonatreich
50 bis < 75	extrem carbonatreich

Tab. A1-8: Fehlerbetrachtung der CN-Messung mit dem LECO CHN-2000 Analysegerät

Tab. A1-8: Error discussion of the CN measurements

Profile	TC [mass-%]				N [mass-%]			
	TAG4							
Depth [m]	3.015	6.015	7.015	9.00	3.015	6.015	7.015	9.00
n	3	3	3	3	3	3	3	3
Min	1.98	2.28	3.44	7.16	0.05	0.02	0.02	0.24
Max	2.01	2.32	3.51	7.19	0.05	0.02	0.02	0.24
Mean	1.99	2.3	3.47	7.18	0.05	0.02	0.02	0.24
Rel. stand. devi. [%]	<b>0.71</b>	<b>0.71</b>	<b>0.89</b>	<b>0.17</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Profile</b>	<b>SAM1</b>							
Depth [m]	0.95	3.51			0.95	3.51		
n	3	3			3	3		
Min	2.17	1.3			0.15	0.11		
Max	2.19	1.3			0.15	0.11		
Mean	2.18	1.3			0.15	0.11		
Rel. stand. devi. [%]	<b>0.43</b>	<b>0.36</b>			<b>0</b>	<b>0</b>		

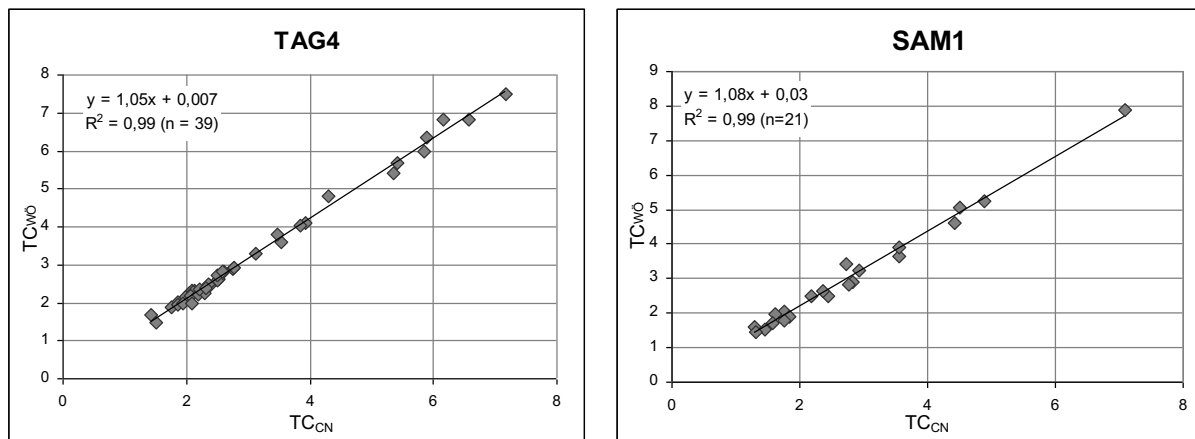


Abb. A1-5: Vergleich der TC-Werte gemessen mit dem LECO Analysegerät ( $TC_{CN}$ ) und der Wösthoff-Apperatur ( $TC_{Wo}$ ) für die Profile TAG4 und SAM1.

Abb. A1-5: Comparison of the total organic values measured with the LECO analyzer and the Woesthoff-equipment of profiles TAG4 and SAM1.

## A2: Element- und Mineralbestimmung

Tab. A2-1: Fehlerbetrachtung und Bestimmungsgrenzen der ICP-OES Elementanalyse

Tab. A2-1: Error discussion and limits of the ICP-OES element analysis

Element	Rel. standard deviation [%]*	Limit of detection** [ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ ]	Limit of determination** [ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ ]
Ca	7	0.0009	0.0027
Cd	8	0.0004	0.0012
Cr	5	0.0111	0.033
Cu	6	0.0199	0.06
Fe	6	0.0001	0.0003
K	7	0.0001	0.0002
Mg	5	0.0002	0.0006
Mn	6	0.00001	0.00002
Na	5	0.0003	0.0009
Ni	5	0.065	0.195
P	6	0.0001	0.0003
Pb	8	0.0051	0.0153
S	7	0.0000	0.0001
Sr	6	0.0026	0.0077
Zn	7	0.069	0.207

\* based on measurements of certified reference material (ermittelt anhand von zertifiziertem Referenzmaterial)

\*\* based on measurements of blank values (ermittelt anhand von Blindwerten)

Tab. A2-2: Ergebnisse der Multielementanalyse des Profils TAG3 (ICP-OES Methode)

Tab. A2-2: Results of multi-element analysis of profile TAG3 (ICP-OES method)

Sample ID	Depth m	Ca mg/g	Cd µg/g	Cr µg/g	Cu µg/g	Fe mg/g	K mg/g	Mg mg/g	Mn mg/g	Na mg/g	Ni µg/g	PO4 mg/g	Pb µg/g	S mg/g	Sr µg/g	Zn µg/g
TAG0301	0.09	20.78	0.83	79	30.55	24.32	9.42	6.73	0.68	1.03	41.86	2.43	n.n	0.84	87.33	74.84
TAG0301	0.23	31.71	0.3	82.43	25.22	28.6	8.93	7.42	0.72	0.53	42.02	1.78	n.n	0.38	127.6	62.18
TAG0301	0.33	24.23	0.3	89.81	32.38	28.63	9.87	8.63	0.79	1.09	44.19	1.81	n.n	0.47	118.5	67.13
TAG0301	0.51	27.11	0.26	84.24	26.62	30.62	9.79	8.54	0.81	0.85	45.37	1.79	n.n	0.45	122.4	69.43
TAG0301	0.71	29.39	0.28	87.82	30.27	29.57	10.47	8.69	0.72	0.87	44.25	1.83	n.n	0.56	125.7	70.64
TAG0301	0.90	20.78	0.3	97.94	30.15	33.03	11.8	8.26	0.78	1.48	46.02	2.18	n.n	0.7	109.2	73.28
TAG0301/S	1.015	35.6	0.33	69.95	25.66	25.08	9.33	7.5	0.63	1.49	41.92	1.96	n.n	1.08	110.9	61.25
TAG0302	1.11	37.82	0.22	64.49	23.23	22.01	7.43	6	0.56	1.19	33.48	1.97	n.n	0.56	101.8	50.66
TAG0302	1.50	47.38	0.23	59.55	21.97	23.21	7.55	6.66	0.66	0.92	33.19	1.72	n.n	0.91	118.8	48.62
TAG0302	1.62	27.84	0.28	79.67	24.65	30.67	9.58	8.16	0.73	1.25	45.44	2.05	n.n	1.06	102.4	64.53
TAG0302	1.69	21.67	0.3	90.29	27.21	31.81	11.51	8.72	0.76	1.16	51.3	2.01	n.n	0.94	95.49	72.16
TAG0302	1.89	25.97	0.3	96.38	27.72	32.66	10.62	9.28	0.76	1.44	49.15	1.96	n.n	0.8	105.9	70.01
TAG0302/S	2.015	33.37	0.3	90.45	30.04	31.17	10.12	8.56	0.78	1.26	46.89	2.01	n.n	1.5	107.5	71.37
TAG0303	2.11	40.73	0.74	76.66	33.97	29.53	8.74	7.97	0.79	1.23	48.53	1.99	n.n	0.82	108	66.84
TAG0303	2.39	39.26	0.3	83.87	25.23	25.73	8.12	7.59	0.79	1.01	42.69	1.96	n.n	1.88	115.3	63.17
TAG0303	2.67	60.67	0.4	73.09	33.59	26.38	7.56	7.88	0.83	1.02	46.8	1.64	n.n	0.5	121	59.68
TAG0303	2.88	39.53	0.29	70.53	28.42	26.71	8.69	7.94	0.81	1.16	48.83	1.78	n.n	0.83	114.3	63.5
TAG0303	3.015	81.17	0.31	65.09	20.34	21.01	6.81	6.79	0.7	0.73	30.96	1.35	n.n	0.36	145.9	47.57
TAG0303	3.38	19.56	0.23	95.35	27.64	32.14	11.53	8.7	0.83	1.18	45.81	1.92	n.n	0.45	84.82	78.95
TAG0303/S	4.015	33.11	0.34	93.15	26.5	30	9.99	8.66	0.86	1.18	47.89	1.69	n.n	0.44	108.5	67.42
TAG0304	4.54	42.52	0.31	93.39	31.69	34.42	12.26	9.74	0.9	1.63	47.02	1.96	n.n	0.55	128.3	84.99
TAG0304/S	5.00	33.87	0.28	83.98	26.89	33.18	10.11	8.68	0.93	1.32	46.17	1.84	n.n	0.46	123.8	82.77
n		22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	0	22	22	22
Min		19,56	0,22	59,55	20,34	21,01	6,81	6	0,56	0,53	30,96	1,35		0,36	84,82	47,57
Max		81,17	0,83	97,94	33,97	34,42	12,26	9,74	0,93	1,63	51,3	2,43		1,88	145,9	84,99

Tab. A2-3: Ergebnisse der Multielementanalyse von Profil TAG4 (ICP-OES Methode)

Tab. A2-3: Results of multi-element analysis of profile TAG4 (ICP-OES method)

Sample ID	Depth m	Ca mg/g	Cd µg/g	Cr µg/g	Cu µg/g	Fe mg/g	K mg/g	Mg mg/g	Mn mg/g	Na mg/g	Ni µg/g	PO4 mg/g	Pb µg/g	S mg/g	Sr µg/g	Zn µg/g
TAG0401	0.10	33.17	0.28	87.86	30.3	29.75	10.82	10.97	0.68	4.61	42.85	2.11	n.n	11.72	398	70.4
TAG0401	0.38	26.26	0.31	101.3	34.83	32.9	13.46	12.77	0.78	3.42	50.27	2.1	n.n	11.65	295.3	83.68
TAG0401/S	1.015	27.37	0.29	89.69	28.3	28.08	10.43	9.87	0.66	2.85	41.9	2.96	n.n	9.3	303.9	78.51
TAG0402	1.21	26.82	0.27	94.35	31.26	31.09	10.54	10	0.74	3.22	44.31	2.61	n.n	12.68	298.6	78.64
TAG0402	1.84	43.33	0.35	71	29.31	27.61	8.59	9.59	0.75	2.98	61.29	2.78	n.n	6	344.6	70.91
TAG0402/S	2.015	45.66	0.28	71.85	24.22	29.47	8.27	9.75	0.96	2.55	41.84	2.38	n.n	3.91	402.8	73.52
TAG0403	2.08	44.59	0.32	75.14	30.45	26.49	8.71	9.49	0.64	2.84	42.04	2.74	n.n	5.32	351.1	70.12
TAG0403	2.56	70.5	0.34	73.41	25.06	23.85	8.36	9.02	0.79	3.11	38.71	2.18	0.99	1.48	493.2	68.67
TAG0403	2.88	42.52	0.26	72.63	29.8	27.32	8.73	9.16	0.87	2.76	41.76	2.27	n.n	1.18	323.7	69.65
TAG0403/S	3.015	48.87	0.25	64.76	25.54	23.78	7.51	8.29	0.76	3.13	35.65	2.15	n.n	1.14	292.6	62.94
TAG0404	3.33	39.15	0.25	82.04	25.49	24.24	9.42	8.88	1.08	2.9	39.79	2.1	n.n	1.19	282.5	65.72
TAG0404	3.56	43.85	0.73	77.49	24.18	24.51	8.8	7.7	1.62	2.82	41.89	2.31	n.n	1.17	292.4	65.31
TAG0404	3.86	51.54	0.26	33.88	26.46	10.64	7.62	7.38	2.6	3.12	40.69	1.56	5.26	1.1	458.1	59.63
TAG0405	4.17	51.3	0.32	74.02	23.87	27.03	8.41	8.44	0.69	3.22	34.45	2.35	n.n	2.51	370.9	59.07
TAG0405	4.27	55.55	0.31	74.32	22.34	33.95	8.62	7.78	0.49	3.48	33.97	2.73	n.n	2.56	394	53.8
TAG0405	4.55	57.06	0.24	74.34	22.57	26.55	8.47	8.14	0.33	3.75	31.54	2.33	n.n	1.88	409.1	58.73
TAG0405	4.75	64.92	0.25	69.87	19	18.51	7.66	7.35	0.33	3.71	27.93	1.92	n.n	1.68	386.5	54.22
TAG0405/S	5.015	67.06	0.31	61.67	18.48	18.89	7.06	6.64	0.31	3.5	27.74	1.62	n.n	1.57	385.8	46.28
TAG0406	5.19	53.72	0.29	66.75	22.91	20.68	7.72	6.95	0.27	3.64	37.38	1.79	n.n	1.6	321.7	50.42
TAG0406	5.55	65.72	0.24	53.5	14.87	17.7	6.19	5.69	0.23	3.31	24.3	1.73	n.n	1.23	339.3	44.38
TAG0406	5.83	54.36	0.31	65.17	19.66	23.56	7.57	7.1	0.53	3.13	32.22	1.68	n.n	1.37	315.6	50.13
TAG0406	5.93	53.27	0.29	61.56	20.38	26.31	7.36	7.39	0.87	3.65	36.39	2.03	n.n	1.41	320.5	57.5
TAG0406/S	6.015	75.79	0.29	49.5	20.44	20	5.41	5.99	0.41	3.04	27.89	1.74	n.n	1.26	387.8	47.38
TAG0407	6.39	75.95	0.34	50.35	18.91	22.47	5.62	5.78	0.37	3.46	28.56	1.95	n.n	1.29	341.5	47.8
TAG0407	6.59	42.67	0.5	57.01	27.03	25.35	6.87	6.85	0.26	3.25	29.81	1.85	n.n	1.35	225.8	50.99
TAG0407	6.69	74.74	0.25	53.78	18.27	24.11	5.91	6.46	0.26	2.59	27.01	1.85	n.n	1.06	244.8	49.38
TAG0407	6.83	37.7	0.21	73.82	21.88	25.01	9.75	7.9	0.23	2.4	33.66	1.89	n.n	1.37	174.6	62.87
TAG0407	6.94	124	0.24	25.53	8.26	5.88	2.17	2.49	0.15	1.27	10.82	0.73	n.n	2.56	335.9	15.61

Tab. A2-3: Ergebnisse der Multielementanalyse des Profils TAG4 (ICP-OES Methode), Fortsetzung

Tab. A2-3: Results of multi-element analysis of profile TAG4 (ICP-OES method), continuation

Sample ID	Depth corrected m	Ca mg/g	Cd µg/g	Cr µg/g	Cu µg/g	Fe mg/g	K mg/g	Mg mg/g	Mn mg/g	Na mg/g	Ni µg/g	PO4 mg/g	Pb µg/g	S mg/g	Sr µg/g	Zn µg/g
TAG0407/S	7.015	112.3	0.28	50.62	17.16	15.5	5.52	5.42	0.22	2.34	22.99	1.24	n.n	5.89	332	39.69
TAG0408	7.31	50.28	0.42	79.36	35.93	23.51	9.79	8.31	0.26	3.55	39.02	1.92	n.n	7.64	196.5	65.59
TAG0408	7.56	10.63	0.53	96.65	33.27	24.74	11.38	10.33	0.26	4.33	55.22	2.27	n.n	8.84	173.4	80.24
TAG0408	7.69	77.04	0.23	49.9	16.42	11.51	5.52	5.37	0.19	2.44	21.42	1.48	n.n	5.91	394.5	36.29
TAG0408	7.81	39.39	0.36	115.8	30.86	31.83	12.48	10.95	0.52	3.79	47.28	2.29	n.n	15.93	317.7	87.72
TAG0408/S	8.015	205.3	0.27	21.77	8.03	10.32	2.18	3.02	0.3	1.36	11.86	1.67	n.n	10.54	756	18.38
TAG0409	8.39	181.3	0.24	22.7	7.86	6.73	2.17	2.91	0.24	1.23	12.21	1.41	n.n	4.72	653	15.54
TAG0409	8.44	131.9	0.27	49.79	16.41	15.76	5.25	5.6	0.48	2.38	23.05	3.05	n.n	11.39	927.4	43.37
TAG0409	8.63	83.55	0.26	53.56	19.29	20.44	6.32	6.57	0.47	2.4	27.42	1.9	n.n	19.2	787.7	50.71
TAG0409	8.74	80.71	0.24	61.94	23.31	23.89	7.63	7.73	0.48	2.33	32.42	2.9	n.n	15.9	646	55.86
TAG0409	8.88	65.43	0.28	59.51	20.03	22.85	6.8	7.16	0.43	2.51	32.53	1.98	n.n	17.09	567.1	55.92
TAG0409/S	9.00	91.23	0.24	57.36	19.45	19.15	6.64	6.99	0.42	2.61	28.46	2.08	n.n	16.1	659.3	55.31
n		40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	0	40	40	40
Min		10,63	0,21	21,77	7,86	5,88	2,17	2,49	0,15	1,23	10,82	0,73		1,06	173,4	15,54
Max		205,3	0,73	115,8	35,93	33,95	13,46	12,77	2,6	4,61	61,29	3,05		19,2	927,4	87,72

Tab. A2-4: Ergebnisse der Multielementanalyse des Profils TAG7 (ICP-OES Methode)

Tab. A2-4: Results of multi-element analysis of profile TAG7 (ICP-OES method)

Sample ID	Depth m	Ca mg/g	Cd µg/g	Cr µg/g	Cu µg/g	Fe mg/g	K mg/g	Mg mg/g	Mn mg/g	Na mg/g	Ni µg/g	PO4 mg/g	Pb µg/g	S mg/g	Sr µg/g	Zn µg/g
TAG0701	0.11	26.18	0.48	102.00	31.48	34.70	11.53	10.64	0.72	0.90	52.63	2.57	10.90	1.14	126.60	91.52
TAG0701	0.29	41.55	0.35	103.50	27.94	35.81	11.00	10.79	0.70	0.89	57.68	2.00	8.01	0.87	164.70	81.08
TAG0701	0.55	45.26	0.44	79.71	25.67	29.58	8.94	8.79	0.64	0.62	46.35	1.68	7.97	0.83	152.20	66.82
TAG0701	0.75	69.79	0.58	120.50	38.14	43.51	13.67	13.07	0.90	1.06	64.69	3.08	11.10	1.83	240.90	94.02
TAG0701	0.83	48.84	0.62	115.70	37.21	41.39	13.04	12.26	0.90	0.76	61.82	2.67	11.20	1.38	204.90	89.47
TAG0702	1.16	86.58	0.55	75.43	24.31	27.05	8.54	7.92	0.64	0.80	51.62	1.89	8.22	1.22	244.50	63.81
TAG0702	1.41	39.28	0.46	107.90	30.31	38.30	12.15	11.27	0.77	0.84	61.97	2.76	9.53	1.44	160.70	92.29
TAG0702	1.71	40.47	0.45	111.30	35.04	41.59	13.57	12.27	0.77	0.87	62.37	3.26	9.19	1.68	160.90	87.84
TAG0702	1.91	29.84	0.61	131.00	35.72	44.13	14.33	12.62	0.82	0.80	60.21	3.36	9.49	1.75	142.50	85.81
TAG0703	2.21	36.22	0.56	112.60	33.59	40.49	14.12	12.73	0.78	1.21	56.40	3.16	9.68	1.83	156.70	83.85
TAG0703	2.41	33.16	0.49	89.42	31.35	37.20	11.49	11.63	0.76	0.74	56.37	2.92	9.19	1.70	139.00	83.98
TAG0703	2.61	44.64	0.45	94.02	32.33	36.90	11.84	11.44	0.74	0.96	55.34	2.85	9.10	1.71	160.80	81.66
TAG0703	2.81	38.75	0.46	100.80	33.48	39.02	12.36	12.51	0.79	0.77	62.09	2.68	8.44	1.54	164.30	87.19
TAG0703/S	3.015	39.98	0.45	100.30	33.04	39.83	12.23	12.70	0.78	0.79	60.01	2.76	9.09	1.64	167.20	92.18
TAG0701	3.21	44.76	0.49	102.20	33.11	40.89	12.17	13.23	0.78	0.95	58.48	2.65	9.57	1.62	170.90	89.52
TAG0701	3.69	58.33	0.51	96.00	30.15	38.14	11.23	13.22	0.76	0.73	55.19	2.54	9.67	1.49	203.10	89.07
TAG0701/S	4.00	48.30	0.48	101.20	33.13	38.40	12.12	13.48	0.70	1.05	59.41	2.40	9.48	2.05	198.70	86.11
n		17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17
Min		26,18	0,35	75,43	0,08	24,31	27,05	8,54	7,92	0,64	0,62	46,35	1,68	7,97	0,83	126,60
Max		86,58	0,62	131,00	0,13	38,14	44,13	14,33	13,48	0,90	1,21	64,69	3,36	11,20	2,05	244,50



Tab. A2-5: Ergebnisse der Multielementanalyse der Referenzproben (ICP-OES Methode)

Tab. A2-5: Results of multi-element analysis of reference samples (ICP-OES method)

Sample ID	Depth m	Ca mg/g	Cd µg/g	Cr µg/g	Cu µg/g	Fe mg/g	K mg/g	Mg mg/g	Mn mg/g	Na mg/g	Ni µg/g	PO4 mg/g	Pb µg/g	S mg/g	Sr µg/g	Zn µg/g
Loess, Novo-Zolotovka																
N-1		21,93	0,16	77,90	27,67	31,50	8,00	10,54	0,55	0,60	42,00	2,06	6,28	0,42	132,90	72,94
N-2		31,92	0,17	52,81	23,46	24,94	6,08	9,04	0,43	0,91	32,39	1,59	5,65	0,82	154,90	53,05
N-4		2,91	0,51	48,85	21,05	24,40	5,89	6,26	0,54	2,74	33,10	1,57	6,27	2,58	65,09	56,19
Limestone debris, study area																
TAG0303		242,3	22	12	36,6	2,3	6,4	0,37	0,46	15	0,9	5	385	18	22	12
TAG0503		237,7	28	13	7,4	2,7	3,5	0,59	0,47	21	1,2	6	524	20	28	13
TAG0603		194,2	26	11	9,5	2,6	3,3	0,34	0,46	16	1,1	6	342	21	26	11

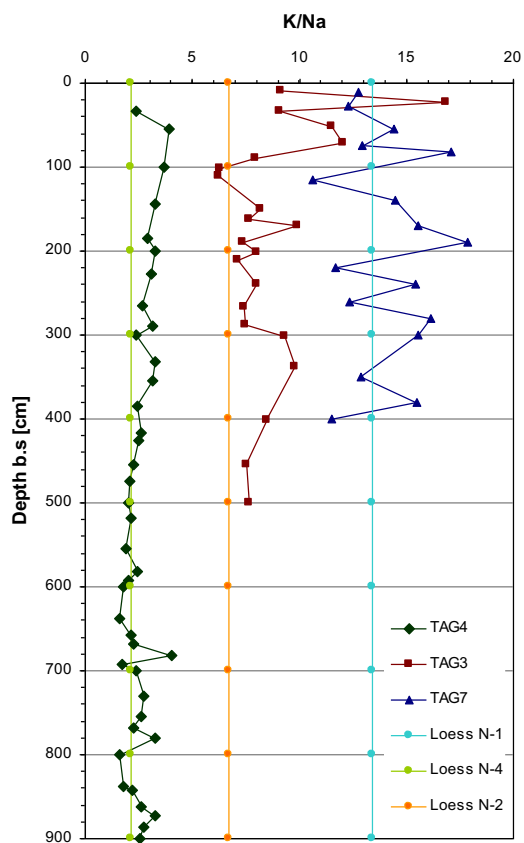


Abb. A2-1: Verwitterungsindex K/Na im Vergleich.  
 Fig. A2-1: Weathering index K/NA by comparison.

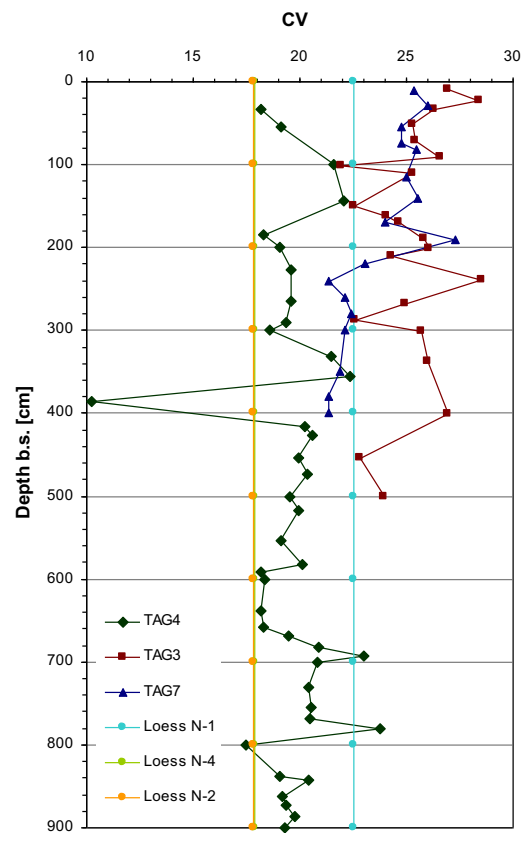


Abb. A2-2: Verwitterungsindex CVI im Vergleich.  
 Fig. A2-2: Weathering index CVI by comparison.

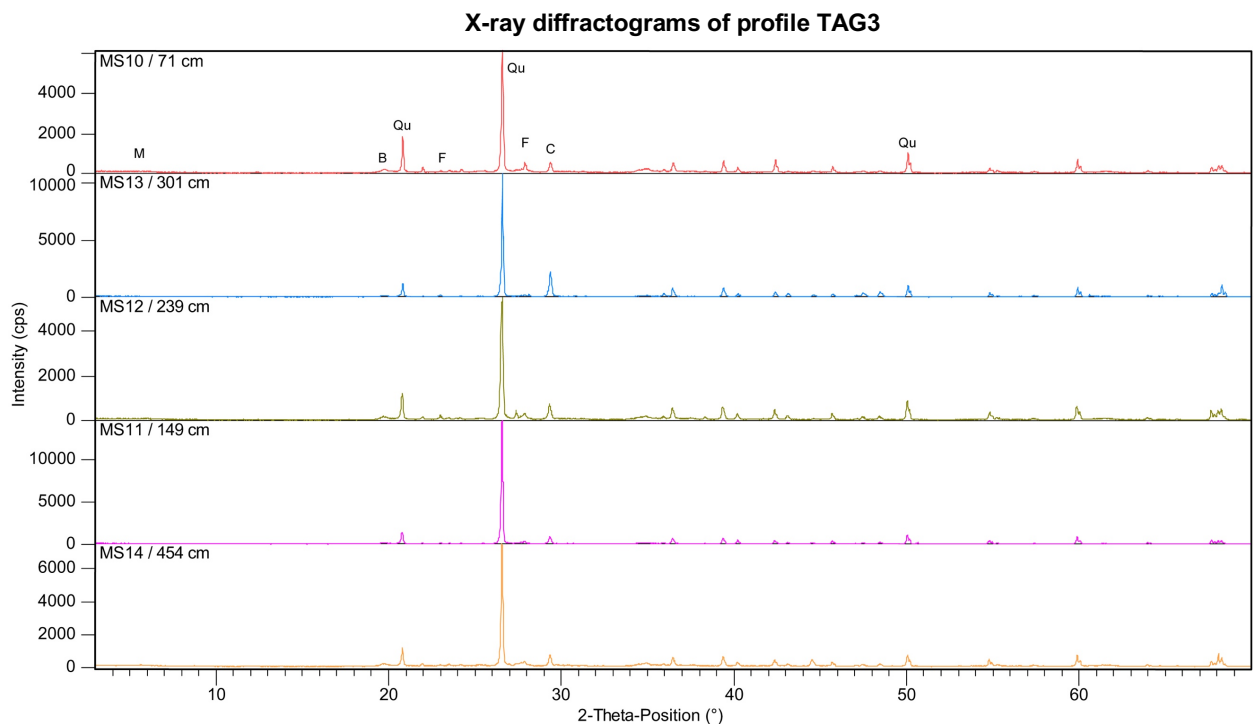


Abb. A2-3: Röntgendiffraktogramme des Profils TAG3.  
 Fig. A2-3: X-ray diffractograms of profile TAG3.

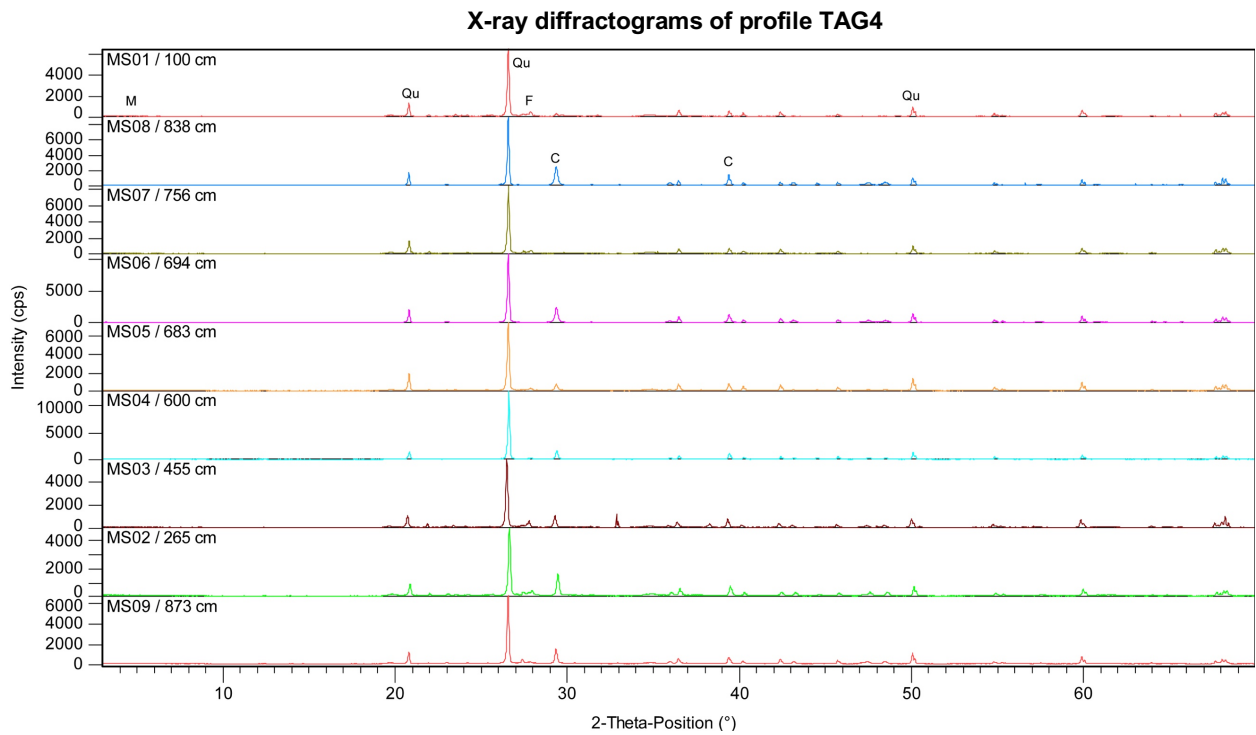


Abb. A2-4: Röntgendiffraktogramme des Profils TAG4.

Fig. A2-4: X-ray diffractograms of profile TAG4.

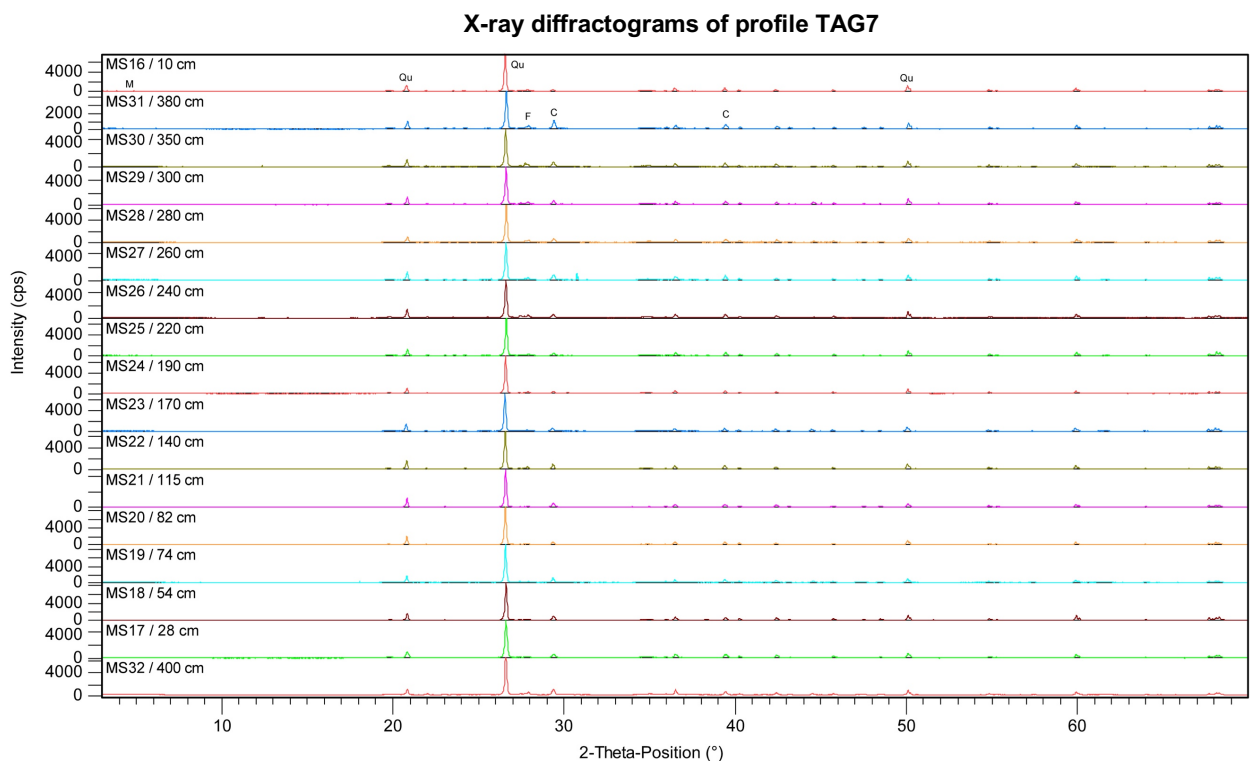


Abb. A2-5: Röntgendiffraktogramme des Profils TAG7.

Fig. A2-5: X-ray diffractograms of profile TAG7.

Tab. A2-6: Messwerte der röntgenographischen Mineralbestimmung

Tab. A2-6: Data of X-ray diffraction analysis

Major mineral components			Quartz 1	Quartz 2	Plagioklas	Kali-Feldspar	Mica 1	Mica 2	Bloedite	Hornblende	Chlorite 1	Chlorite 2	Chlorite 3	Calcite	Gypsum
			SiO <sub>2</sub>		NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>3</sub> CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	K, Na, Ca, Mg, Fe, Cr, Mn, Zn	Na, Mg	Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Zn, Ni, Pb, Cu, Zr, Cr, Sr	K, Na, Mg, Ca, Pb, Fe, Zn	CaCO <sub>3</sub>	CaSO <sub>4</sub>	SiO <sub>2</sub>		NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>3</sub> CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>
Main reflex			3.34 θ	4.26 θ	3.2 θ	3.24 θ	10 θ	5 θ	4.49 θ	8.4 θ	14 θ	7 θ	4.72 θ	3.03 θ	7.6 θ
Profile	Depth [m]	Sample ID	Intensity												
TAG03	0.71	MS-10	2074.14	543.15	152.10	47.37	9.35	6.61	74.86	4.50	15.56	13.48	1.44	171.41	2.54
TAG03	1.49	MS-11	4601.90	491.11	111.75	47.51	9.95	7.07	59.92	1.35	7.01	9.46	1.70	330.62	3.88
TAG03	2.39	MS-12	1949.52	405.15	108.94	111.50	6.69	7.39	60.08	0.00	12.79	9.62	0.00	246.76	5.82
TAG03	3.015	MS-13	3121.01	367.26	63.92	29.23	7.96	5.45	41.91	1.32	6.96	6.34	0.00	801.19	2.12
TAG03	4.54	MS-14	2448.29	345.36	114.27	59.78	8.94	7.79	69.14	1.32	11.53	10.56	0.00	254.23	3.32
TAG04	1.00	MS-01	2183.87	418.23	168.12	85.37	15.05	6.61	62.47	2.20	2.83	11.25	0.00	93.39	2.66
TAG04	2.65	MS-02	1754.42	297.18	132.25	90.55	12.00	5.70	57.94	1.51	6.32	10.58	1.00	585.43	2.47
TAG04	4.55	MS-03	2014.01	353.91	194.10	81.40	16.78	8.25	52.90	0.70	6.99	11.74	4.79	372.98	2.53
TAG04	6.00	MS-04	3998.79	474.83	86.73	35.36	13.71	5.49	41.61	2.46	2.58	10.92	2.96	590.27	0.00
TAG04	6.83	MS-05	2593.11	594.43	94.75	38.26	11.90	3.82	58.82	3.46	2.39	10.86	2.35	251.02	0.00
TAG04	6.94	MS-06	3608.38	631.21	14.06	15.26	3.92	1.40	11.39	1.88	2.09	2.79	1.97	918.01	1.03
TAG04	7.56	MS-07	2776.44	517.81	146.94	114.15	17.27	6.15	73.48	1.06	7.61	18.73	2.79	26.25	3.54
TAG04	8.38	MS-08	2926.52	508.95	14.54	16.25	2.96	2.52	10.10	0.43	1.44	2.30	0.79	984.50	1.67
TAG04	8.73	MS-09	2322.26	359.20	73.11	147.58	11.32	3.58	44.74	0.00	4.38	11.41	3.24	522.70	2.94

Tab. A2-6: Messwerte der röntgenographischen Mineralbestimmung, Fortsetzung

Tab. A2-6: Data of X-ray diffraction analysis, continuation

Major mineral components			Quartz 1	Quartz 2	Plagioklas	Kali-Feldspar	Mica 1	Mica 2	Bloedite	Hornblende	Chlorite 1	Chlorite 2	Chlorite 3	Calcite	Gypsum
			SiO <sub>2</sub>		NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>3</sub> CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	K, Na, Ca, Mg, Fe, Cr, Mn, Zn	Na, Mg	Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Zn, Ni, Pb, Cu, Zr, Cr, Sr	K, Na, Mg, Ca, Pb, Fe, Zn	CaCO <sub>3</sub>	CaSO <sub>4</sub>	SiO <sub>2</sub>		NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>3</sub> CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>
			Main reflex												
Profile	Depth [m]	Sample ID	3.34 θ	4.26 θ	3.2 θ	3.24 θ	10 θ	5 θ	4.49 θ	8.4 θ	14 θ	7 θ	4.72 θ	3.03 θ	7.6 θ
			Intensity												
TAG07	0.10	MS-16	2574.20	416.25	120.78	57.83	10.87	8.53	61.88	1.49	9.07	12.83	0.00	141.73	0.89
TAG07	0.28	MS-17	1983.15	349.91	73.02	39.36	3.70	7.62	70.02	2.11	12.98	7.25	0.00	225.25	0.00
TAG07	0.54	MS-18	2841.99	529.88	93.73	47.10	6.22	6.99	58.90	2.44	13.93	12.16	1.97	368.80	1.77
TAG07	0.74	MS_19	2968.81	471.82	93.12	87.42	7.27	9.69	62.44	3.30	8.40	8.98	0.00	382.43	2.54
TAG07	0.82	MS-20	2923.77	607.64	103.88	46.09	6.87	5.17	65.00	2.41	12.58	10.73	2.15	226.36	2.16
TAG07	1.15	MS-21	4096.40	849.25	75.14	27.35	1.52	6.32	38.80	0.00	6.34	9.53	0.00	486.76	2.04
TAG07	1.40	MS-22	2377.80	519.11	150.12	53.79	5.95	7.51	66.33	0.00	10.87	8.92	0.00	306.43	1.42
TAG07	1.70	MS-23	2343.55	423.01	81.20	45.56	7.80	6.19	74.81	1.63	8.26	14.86	1.19	214.52	3.03
TAG07	1.90	MS-24	2341.43	339.19	121.66	53.60	8.96	8.97	76.33	2.21	9.57	12.25	0.00	132.58	1.19
TAG07	2.20	MS-25	2324.15	397.55	123.39	50.51	9.56	5.81	76.20	0.00	10.54	13.30	2.33	184.66	1.59
TAG07	2.40	MS-26	1978.97	420.26	153.62	120.90	9.09	7.15	72.21	1.71	10.67	13.20	1.77	182.64	3.63
TAG07	2.60	MS-27	1837.81	373.76	115.73	61.66	9.00	6.24	70.40	2.66	15.34	13.89	0.00	291.49	3.39
TAG07	2.80	MS-28	2182.88	333.05	132.82	53.06	9.55	10.16	71.29	1.62	9.42	15.63	3.50	236.18	0.00
TAG07	3.00	MS-29	1981.46	411.54	147.77	86.23	10.64	6.92	70.07	2.46	13.38	15.26	0.00	249.69	1.74
TAG07	3.50	MS-30	1853.50	350.71	162.40	55.52	11.63	8.58	69.99	1.61	11.81	12.99	0.00	248.46	0.00

Tab. A2-6: Messwerte der röntgenographischen Mineralbestimmung, Fortsetzung

Tab. A2-6: Data of X-ray diffraction analysis, continuation

Major mineral components			Quartz 1	Quartz 2	Plagioklas	Kali-Feldspar	Mica 1	Mica 2	Bloedite	Hornblende	Chlorite 1	Chlorite 2	Chlorite 3	Calcite	Gypsum
			SiO <sub>2</sub>		NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	K, Na, Ca, Mg, Fe, Cr, Mn, Zn	Na, Mg	Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Zn, Ni, Pb, Cu, Zr, Cr, Sr	K, Na, Mg, Ca, Pb, Fe, Zn	CaCO <sub>3</sub>	CaSO <sub>4</sub>	SiO <sub>2</sub>		NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>
		Main reflex	3.34 θ	4.26 θ	3.2 θ	3.24 θ	10 θ	5 θ	4.49 θ	8.4 θ	14 θ	7 θ	4.72 θ	3.03 θ	7.6 θ
Profile	Depth [m]	Sample ID	Intensity												
TAG07	3.80	MS-31	1646.62	330.15	142.95	52.71	7.47	7.30	65.78	0.00	11.61	15.93	3.11	398.48	1.96
TAG07	4.00	MS-32	2272.26	336.54	175.12	68.94	10.56	7.55	70.12	6.18	16.64	19.89	0.00	361.48	3.43
TAG11	2.80	MS-15	483.19	583.03	73.71	11.70	3.96	1.30	18.22	5.77	6.01	4.33	8.24	140.36	903.29

Tab. A2-7: Abschätzung der Mineralgehalte in den Sedimenten (Krings, 2007)

Tab. A2-7: Quantitative estimation of the sediment mineralogical components (Krings, 2007)

Impuls	Kennzeichnung	Mineralgehalt
< 50	(+)	Spuren
50 ≤ 200	+	wenig
200 ≤ 500	++	etwas -haltig
500 ≤ 1000	+++	-haltig
1000 ≤ 2500	++++	viel
≥ 2500	+++++	sehr viel

### A3: <sup>14</sup>C-AMS Radiokarbonaten

Tab. A3-1: <sup>14</sup>C-AMS Radiokohlenstoffdaten aus dem mittleren Sambektal

m b.s. – Meter unter Geländeoberfläche; x σ max; min cal BP or BC/AD – kalibriertes Alter, x Sigma-Bereich; “;” es gibt verschieden mögliche Altersintervalle aufgrund mehrfacher Schnittpunkte mit der Kalibrierungskurve; Lab. No. – Labornummer, Poznań Radiocarbon Labor (Poz). Alle <sup>14</sup>C-Alter wurden mit der Software OxCal 4.2.4 (Bronk Ramsey 2013) und dem Datensatz IntCal13 (Reimer et al. 2013) kalibriert.

Tab. A3-1: <sup>14</sup>C-AMS radiocarbon dates of the middle Sambek valley

Note: b.s. – below ground surface; x σ max; min cal BP or BC/AD – calibrated age, 2 sigma-range; “;” – there are several possible age intervals because of multiple intersections with the calibration curve; Lab. No. – laboratory number, Poznań Radiocarbon Laboratory (Poz). All ages are calibrated using the OxCal 4.2.4 software (Bronk Ramsey 2013) based on IntCal13 data set (Reimer et al. 2013).

Profile	Sample ID	Depth	Material	Lab. code	Conventional		Calibrated <sup>14</sup> C age cal BP				Calibrated <sup>14</sup> C age cal BC/AD			
					[m b.s.]	<sup>14</sup> C age BP	1-σ max; min	2-σ max; min	mean	st.dev.	1-σ max; min	2-σ max; min	mean	st.dev.
TAG02	TAG 0201	0.78-0.80	bulk	Poz-37324	1025 ± 30	961; 926	1048; 804	942	31	AD 990; 1024	AD 903; 1146	AD 1008	31	
TAG02	TAG 0202	1.64-1.65	bulk	Poz-37325	5400 ± 50, small 0.5mgC	6284; 6129	6295; 6009	6192	76	4335; 4180 BC	4346; 4060 BC	4243 BC	76	
TAG03	TAG 0301	0.71-0.72	bulk	Poz-37357	740 ± 30	692; 666	727; 659	683	19	AD 1258; 1285	AD 1224; 1291	AD 1267	19	
TAG03	TAG 0302	1.59-1.61	bulk	Poz-37358	2110 ± 30	2130; 2041	2153; 1995	2084	54	181; 92 BC	204; 46 BC	135 BC	54	
TAG03	TAG 0303	1.92-1.93	bulk	Poz-37323	4755 ± 35	5582; 5470	5588; 5330	5497	70	3633; 3521 BC	3639; 3381 BC	3548 BC	70	
TAG03	TAG 0304	3.92	charcoal	Poz-33931	8250 ± 50	9368; 9128	9409; 9033	9230	92	7419; 7179 BC	7460; 7084 BC	7281 BC	92	
TAG03	TAG 0305	5.00-5.03	charcoal	Poz-33933	10510 ± 60	12565; 12400	12649; 12146	12450	114	10616; 10451 BC	10700; 10197 BC	10501 BC	114	
TAG04	TAG 0401	1.82-1.84	bulk	Poz-37334	1970 ± 30	1948; 1882	1994; 1865	1922	34	AD 2; 68	45 BC; AD 85	AD 28	34	
TAG04	TAG 0402	2.87-2.9	bulk	Poz-37335	3025 ± 30	3322; 3170	3344; 3081	3230	58	1373; 1221 BC	1395; 1132 BC	1281 BC	58	
TAG04	TAG 0403	3.85-3.87	bulk	Poz-37359	5590 ± 40	6403; 6318	6443; 6299	6367	40	4454; 4369 BC	4494; 4350 BC	4418 BC	40	
TAG04	TAG 0404	4.37-4.39	bulk	Poz-37361	6060 ± 40	6972; 6858	7144; 6791	6915	66	5023; 4909 BC	5195; 4842 BC	4966 BC	66	
TAG04	TAG 0405	6.86-6.88	bulk	Poz-37391	10520 ± 60	12567; 12408	12660; 12160	12466	109	10618; 10459 BC	10711; 10211 BC	10517 BC	109	
TAG04	TAG 0406	7.00-7.03	charcoal	Poz-33934	9070 ± 50	10251; 10197	10378; 10170	10235	50	8302; 8248 BC	8429; 8221 BC	8286 BC	50	
TAG04	TAG 0407	7.70-7.72	wood debris	Poz-33979	8370 ± 50	9469; 9310	9495; 9267	9385	65	7520; 7361 BC	7546; 7318 BC	7436 BC	65	
TAG04	TAG 0408	9.00-9.03	wood debris	Poz-33935	8530 ± 50	9540; 9493	9557; 9454	9514	27	7591; 7544 BC	7608; 7505 BC	7565 BC	27	
TAG05	TAG 0501	0.88-0.89	bulk	Poz-37327	905 ± 30	905; 784	914; 744	836	49	AD 1045; 1167	AD 1037; 1207	AD 1114	49	
TAG05	TAG 0502	2.00-2.03	bulk	Poz-37328	5260 ± 50, small, 0.3mgC	6175; 5939	6182; 5925	6049	78	4226; 3990 BC	4233; 3976 BC	4100 BC	78	

Tab. A3-1: <sup>14</sup>C-AMS Radiokohlenstoffdaten aus dem mittleren Sambektal, FortsetzungTab. A3-1: <sup>14</sup>C-AMS radiocarbon dates of the middle Sambek valley, continuation

Profile	Sample ID	Depth [m b.s.]	Material	Lab. code	Conventional		Calibrated <sup>14</sup> C age cal BP				Calibrated <sup>14</sup> C age cal BC/AD			
					<sup>14</sup> C age BP	1-σ max; min	2-σ max; min	mean	st.dev.	1-σ max; min*	2-σ max; min*	mean	st.dev.	
TAG06	TAG 0601	0.35-0.36	bulk	Poz-37330	555 ± 30	626; 535	640; 520	578	38	AD 1324; 1418	AD 1310; 1431	AD 1372	38	
TAG06	TAG 0602	0.85-0.87	bulk	Poz-37329	1695 ± 30	1686; 1556	1695; 1538	1606	43	AD 264; 394	AD 255; 412	AD 344	43	
TAG06	TAG 0603	1.65-1.67	bulk	Poz-37333	2440 ± 40	2684; 2364	2705; 2356	2523	106	735; 415 BC	756; 407 BC	574 BC	106	
TAG06	TAG 0604	2.40-2.43	bulk	Poz-37332	1985 ± 30	1985; 1896	1996; 1876	1936	34	36 BC; AD 54	47 BC; AD 74	AD 14	34	
TAG06	TAG 0605	3.86-3.88	charcoal	Poz-33936	10760 ± 60	12728; 12660	12749; 12585	12685	39	10779; 10711 BC	10800; 10636 BC	10736 BC	39	
TAG07	TAG 0701	0.67-0.70	bulk	Poz-38996	1325 ± 30	1294; 1189	1300; 1182	1254	35	AD 657; 761	AD 650; 768	AD 696	35	
TAG07	TAG 0702	1.96-2.00	bulk	Poz-38997	2145 ± 35	2298; 2061	2305; 2003	2154	83	349; 112 BC	356; 54 BC	205 BC	83	
TAG07	TAG 0703	2.36-2.40	bulk	Poz-38998	3195 ± 35	3447; 3386	3544; 3356	3418	36	1498; 1437 BC	1595; 1407 BC	1469 BC	36	
TAG09	TAG 0901	2.95-2.96	charcoal	Poz-33937	9320 ± 50	10641; 10431	10684; 10301	10520	80	8692; 8482 BC	8735; 8352 BC	8571 BC	80	
TAG09	TAG 0902	3.84	charcoal	Poz-33938	7180 ± 50	8027; 7950	8158; 7880	8005	55	6078; 6001 BC	6209; 5931 BC	6056 BC	55	
TAG10	TAG 1001	0.205	ash	Poz-33939	240 ± 30	308; 153	425; 0	242	96	AD 1643; 1798	AD 1526; ...	AD 1708	96	
TAG11	TAG 1101	1.00	reed rhizom	Poz-33940	112.65 ± 0.39	257; 71	259; 32	133	68	AD 1693; 1880	AD 1692; 1918	AD 1817	68	
TAG11	TAG 1102	1.44-1.47	bulk	Poz-37326	6480 ± 60, small, 0.2mgC	7435; 7323	7494; 7270	7385	58	5486; 5374 BC	5545; 5321 BC	5436 BC	58	
SAM1	SAM0101	2.43-2.45	seeds	Poz-28442	135 ± 35	270; 12	281; 6	143	82	AD 1680; 1939	AD 1669; 1945	AD 1807	82	
SAM1	SAM0102	3.47-3.49	charcoal	Poz-28443	615 ± 40	651; 555	660; 544	602	34	AD 1299; 1395	AD 1290; 1406	AD 1348	34	
SAM1	SAM0103	3.62-3.64	charcoal	Poz-30699	1020 ± 50	981; 803	1055; 796	928	64	AD 969; 1147	AD 896; 1155	AD 1022	64	
SAM1	SAM0104	4.73-4.75	bulk	Poz-37322	4225 ± 35	4847; 4710	4858; 4629	4764	66	2898; 2761 BC	2909; 2680 BC	2815 BC	66	
SAM1	SAM0105	5.42-5.44	charcoal	Poz-30700	3650 ± 35	4069; 3905	4086; 3879	3977	60	2120; 1956 BC	2137; 1930 BC	2028 BC	60	



### A4: Geomorphologische Aufnahmen

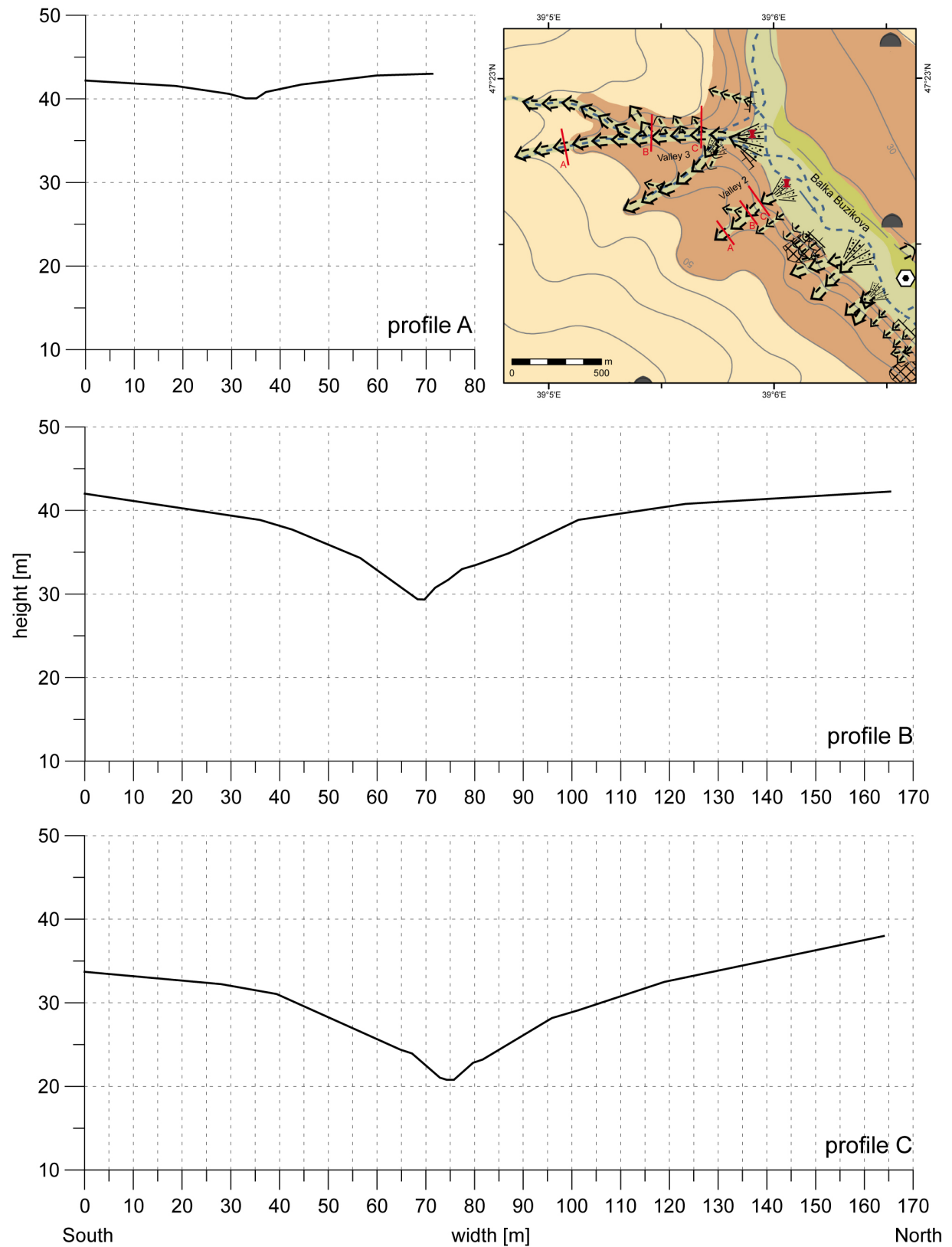


Abb. A4-1: Talquerprofile des Ovrag 2.

Fig. A4-1: Cross profiles of the ovrag 2.

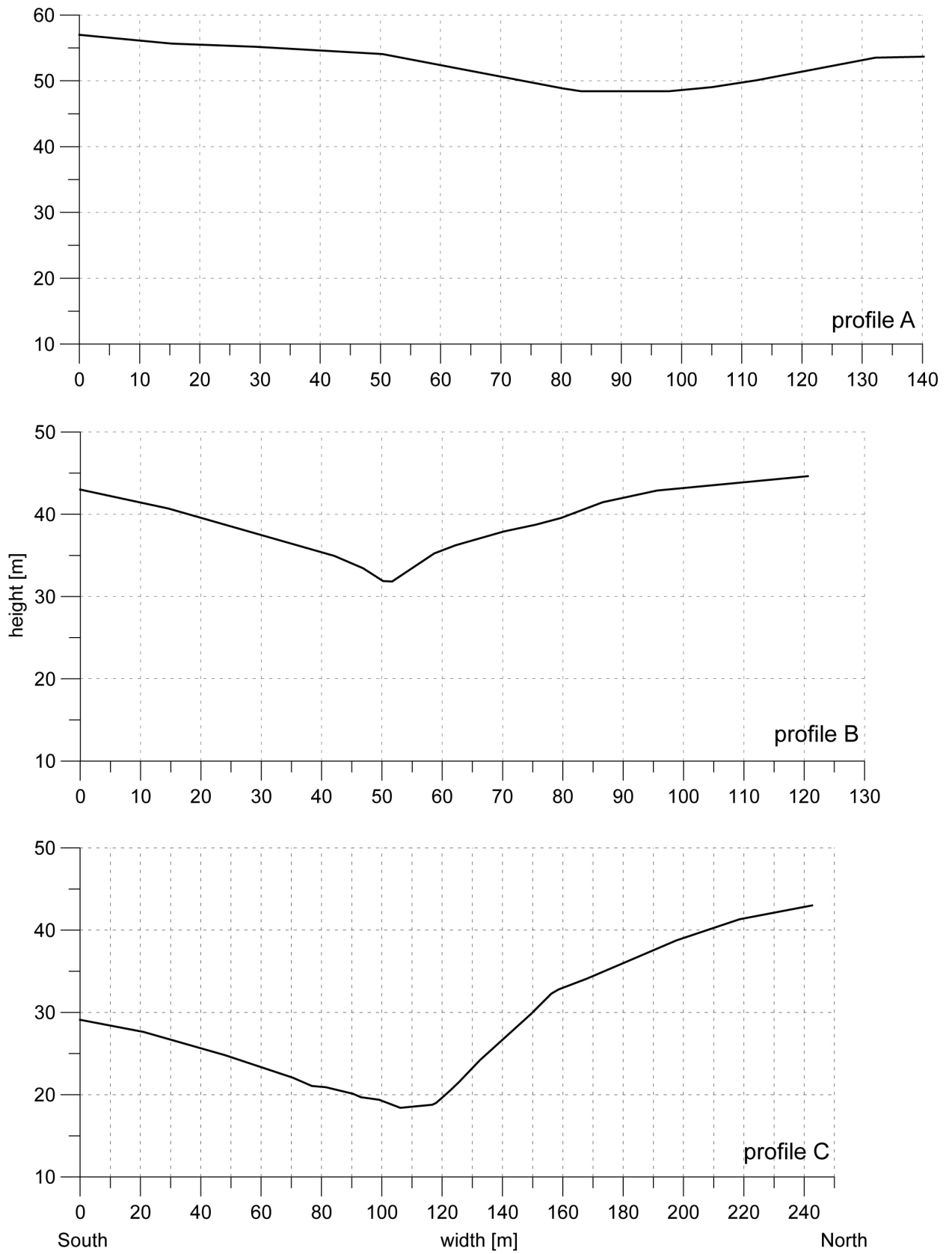


Abb. A4-2: Talquerprofile des Ovrage 3 (Lage siehe Karte Abb. A4-1).

Fig. A4-2: Cross profiles of the ovrage 3 (position see map Fig. A4-1).

Tab. A4-1: Kennwerte der Talquerprofile des Ovrage 2

Tab. A4-1: Characteristics of the cross profiles of the ovrage 2

<b>Cross profile</b>	<b>Profile width [m]</b>	<b>Valley depth [m]</b>	<b>Northern slope [m / °]*</b>	<b>Valley bottom [m / °]**</b>	<b>Southern slope [m / °]*</b>
A	71	ca. 3	36 / 1-22	2 / 0	33 / 2-9
B	165	ca. 13	95.6 / 2-37	1.4 / 1	68 / 5-24
C	164	ca. 18	88 / 7-30	1.5 / 0	74 / 3-29

\* slope length and steepness

\*\* width and inclination of the valley bottom

Tab. A4-2: Kennwerte der Talquerprofile des Ovrage 3

Tab. A4-2: Characteristics of the cross profiles of the ovrage 3

<b>Cross profile</b>	<b>Profile width [m]</b>	<b>Valley depth [m]</b>	<b>Northern slope [m / °]*</b>	<b>Valley bottom [m / °]**</b>	<b>Southern slope [m / °]*</b>
A	140	ca. 5	42 / 1-10	15 / 0	83 / 2-10
B	121	ca. 12	69 / 4-28	1.5 / 2	50 / 9-27
C	243	ca. 17	126 / 4-22	11 / 2	106 / 2-9

\* slope length and steepness

\*\* width and inclination of the valley bottom

**A5: Fotodokumentation der Bohrprofile**

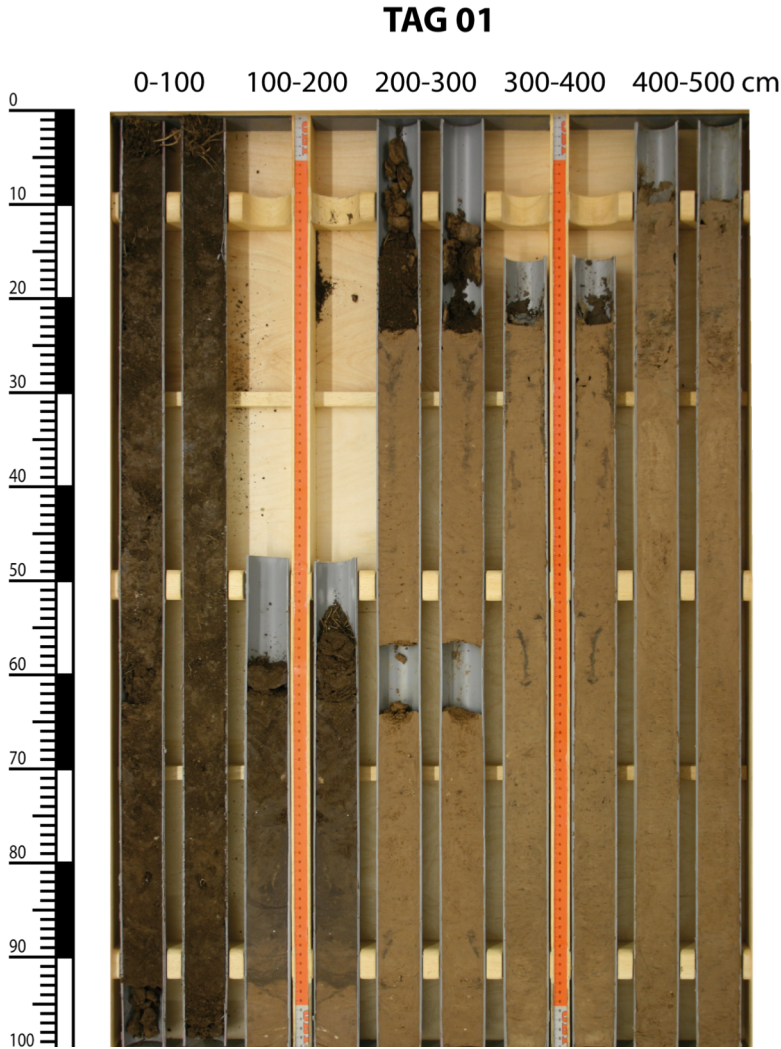


Abb. A5-1: Bohrprofil TAG1.

Fig. A5-1: Drilling profile TAG1.

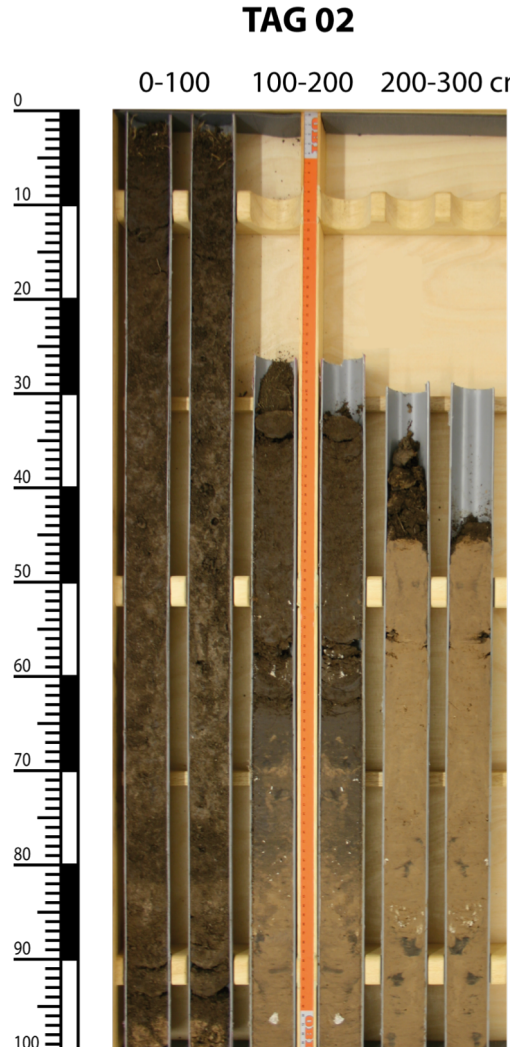


Abb. A5-2: Bohrprofil TAG2.

Fig. A5-2: Drilling profile TAG2.

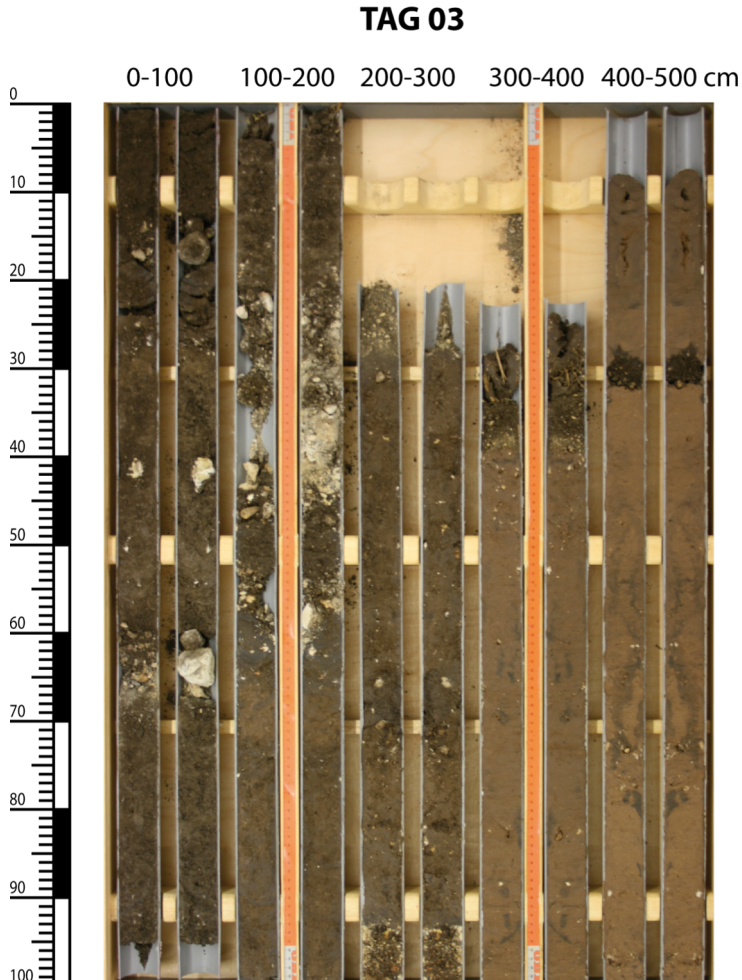


Abb. A5-3: Bohrprofil TAG3.  
Fig. A5-3: Drilling profile TAG3.

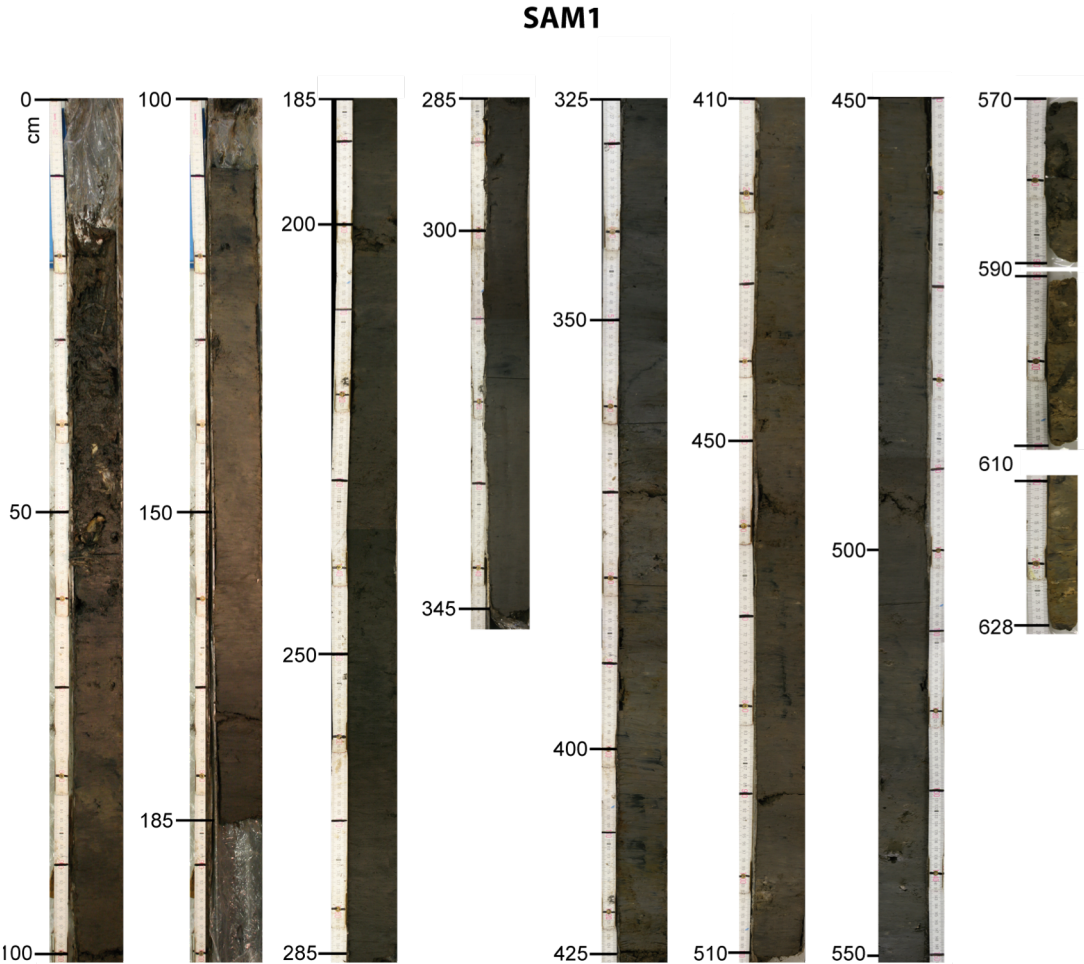


Abb. A5-4: Bohrprofil SAM1.  
Fig. A5-4: Drilling profile SAM1.

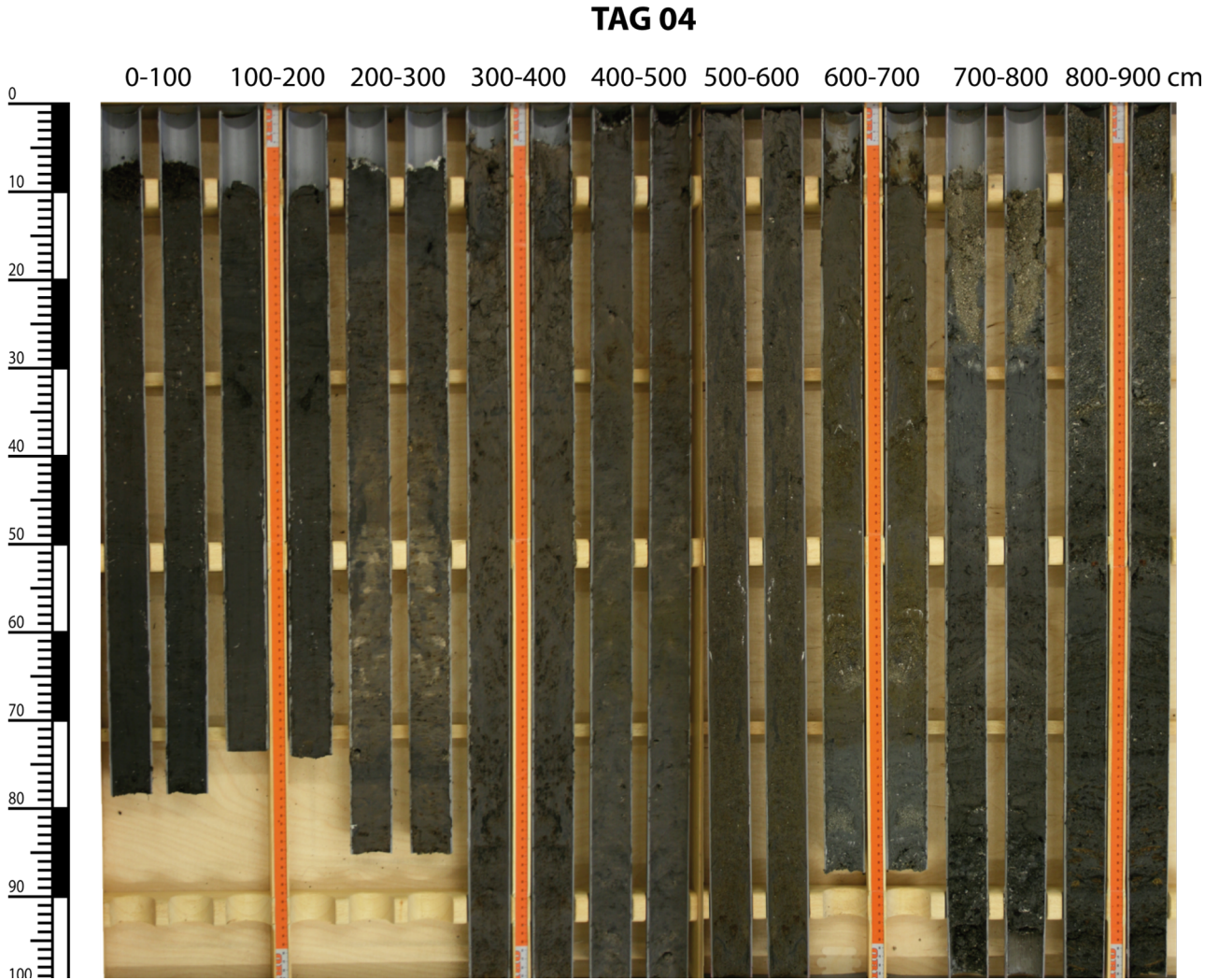


Abb. A5-5: Bohrprofil TAG4.

Fig. A5-5: Drilling profile TAG4.

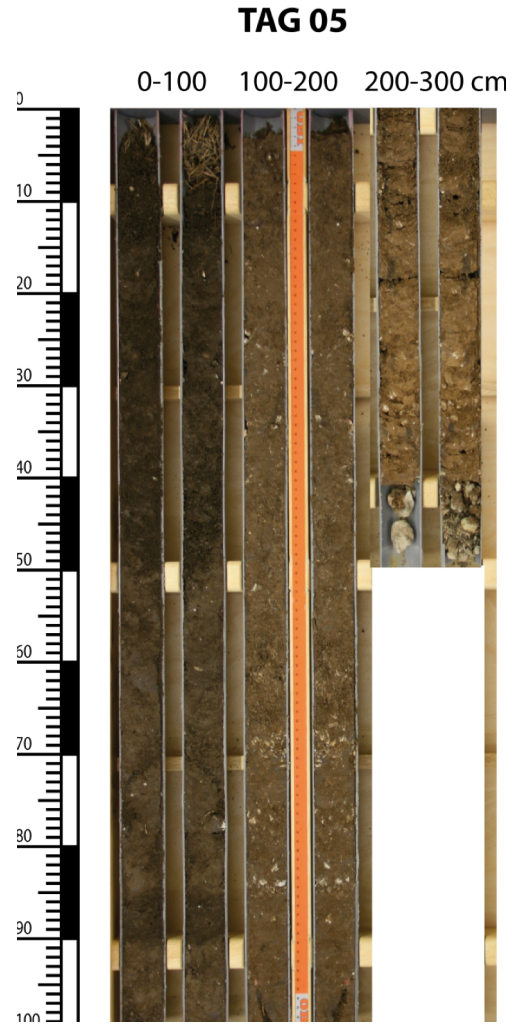


Abb. A5-6: Bohrprofil TAG5.  
Fig. A5-6: Drilling profile TAG5.

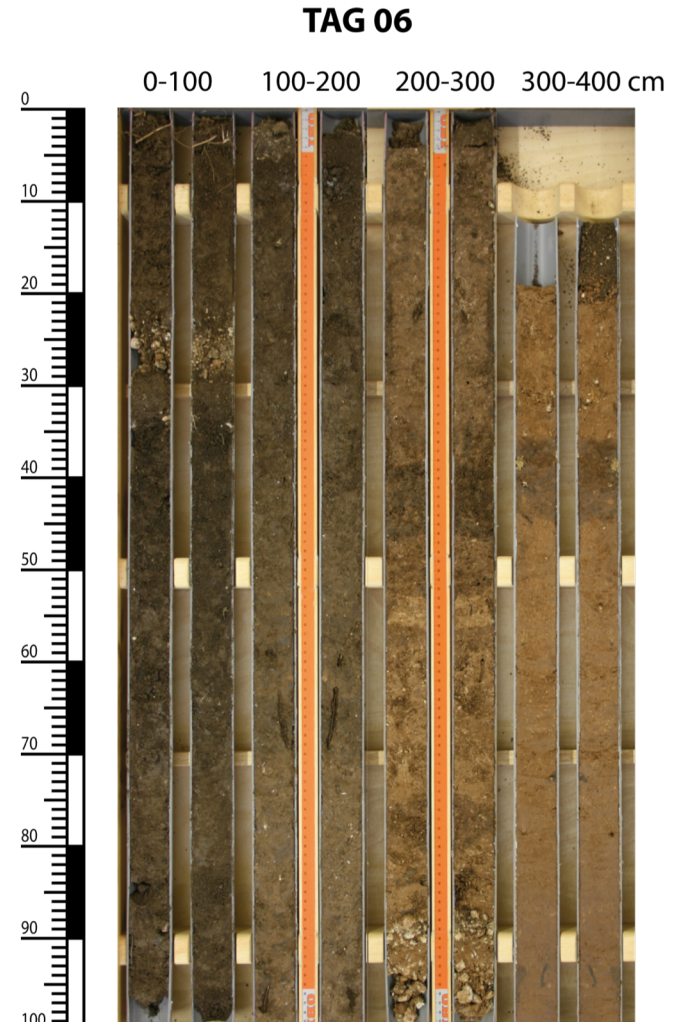


Abb. A5-7: Bohrprofil TAG6.  
Fig. A5-7: Drilling profile TAG6.

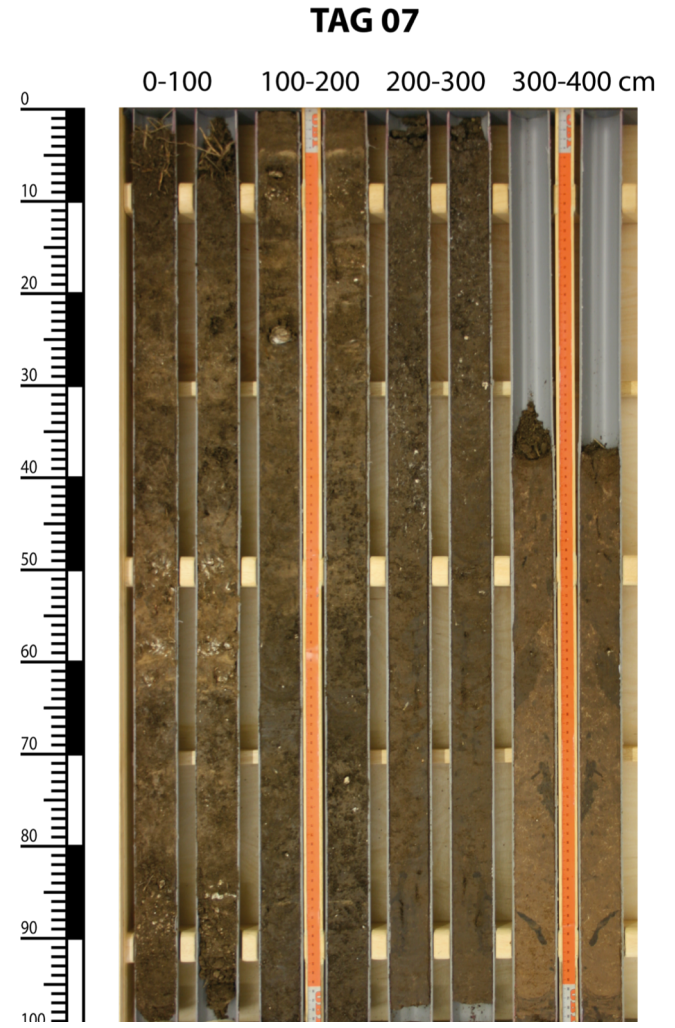


Abb. A5-8: Bohrprofil TAG7.  
Fig. A5-8: Drilling profile TAG7.



Abb. A5-9: Bohrprofil TAG8.  
Fig. A5-9: Drilling profile TAG8.



Abb. A5-10: Bohrprofil TAG9.  
Fig. A5-10: Drilling profile TAG9.



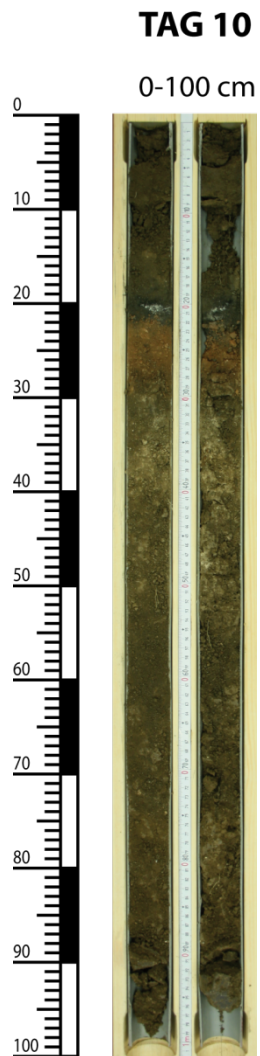


Abb. A5-11: Bohrprofil TAG10.  
Fig. A5-11: Drilling profile TAG10.

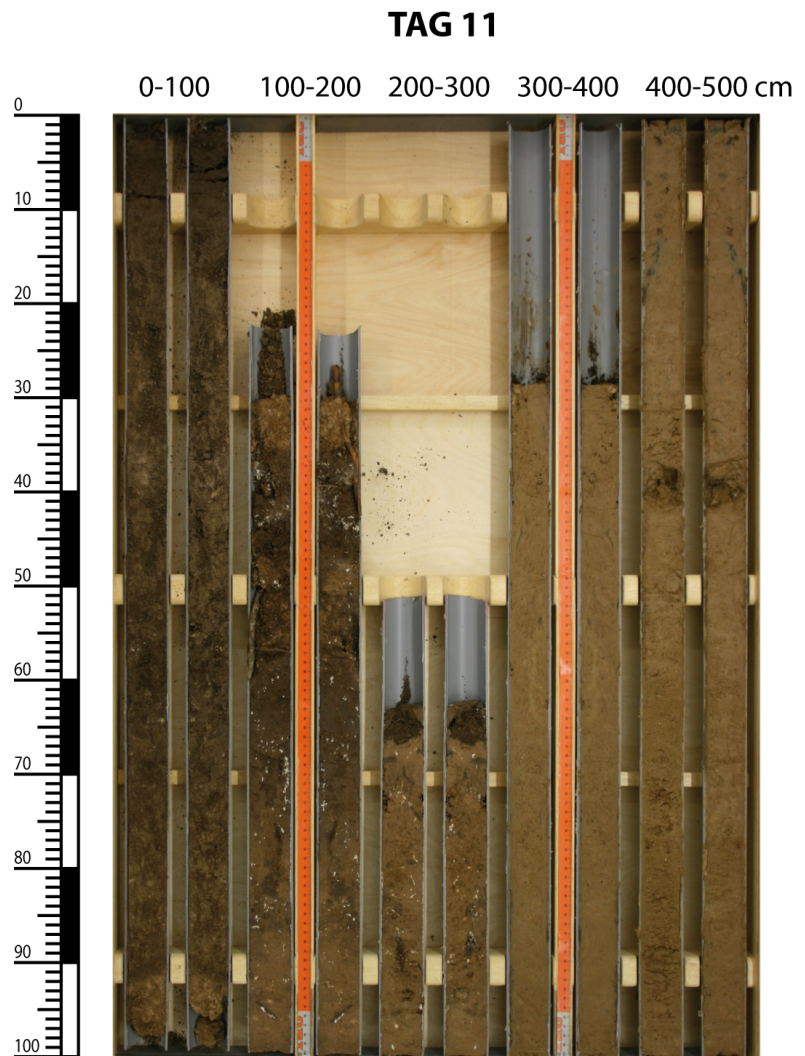


Abb. A5-12: Bohrprofil TAG11.  
Fig. A5-12: Drilling profile TAG11.

## Contents

Preface	I
Zusammenfassung	IV
Summary	VI
Автореферат	VIII
<b>Chapter 1 Introduction</b>	<b>1</b>
1.1 Research issue and objective	1
1.2 The geoarchaeological approach	3
1.3 Concept of landscape activity and stability	5
1.4 State of the art	6
1.4.1 Palaeogeographical research in the northeast Black Sea Region	7
1.4.2 Research in the steppe north of the Taganrog Bay and the lower Don valley	9
1.4.3 Supraregional studies on the landscape dynamics in the East European Plain	11
<b>Chapter 2 Methods and analytical techniques</b>	<b>13</b>
2.1 Fieldwork	13
2.1.1 Field survey	15
2.1.2 Sedimentological and pedological drillings	17
2.2 Laboratory analyses	19
2.2.1 Core description	19
2.2.2 Physical analyses	19
2.2.3 Chemical analyses	22
2.2.4 Palaeoecological analyses	34
2.2.5 Dating	38
2.3 Data processing	39
<b>Chapter 3 Geographical setting of the study area</b>	<b>40</b>
3.1 Natural space	40
3.1.1 Geological and geomorphological setting	42
3.1.2 Climate and weather	47
3.1.3 Soils and vegetation	48

---

3.1.4	Hydrographic setting and drainage system	52
3.2	Cultural area	53
3.2.1	Settlement	53
3.2.2	Land use	57
3.2.3	Anthropogenic landscape changes	59
<b>Chapter 4</b>	<b>The Sambek valley</b>	<b>61</b>
4.1	General overview	61
4.2	Geographical situation of the middle Sambek valley	62
4.2.1	Geological setting	63
4.2.2	Geomorphological setting	65
4.2.3	Hydrographic setting	75
4.2.4	Soil conditions	76
4.2.5	Vegetation patterns	77
4.2.6	Land use	80
4.3	Archaeological sites in the Sambek valley	81
4.3.1	Position and distribution	82
4.3.2	Chronological order of settlement sites and burial mounds	83
4.3.3	Archaeological evidence in the study area	84
<b>Chapter 5</b>	<b>Stratigraphic-sedimentological setting of the middle Sambek valley</b>	<b>85</b>
5.1	General results	87
5.2	Sedimentological situation east of the Sambek	91
5.2.1	Slope toe area	91
5.2.2	Alluvial fan	95
5.2.3	Valley bottom	100
5.3	Sedimentological situation west of the Sambek	112
5.3.1	Slope toe area	112
5.3.2	Alluvial fan	116
5.3.3	Valley bottom	125
5.4	Alluvial fans in the Balka Buzikova	133
5.5	Geochronology	139
<b>Chapter 6</b>	<b>Sedimentation history of the middle Sambek valley</b>	<b>143</b>
6.1	Lithostratigraphical classification and facies interpretation	143
6.1.1	Facies category A: loess sediments	146

---

6.1.2	Facies category B: solum	148
6.1.3	Facies category C: fluvial sediments	153
6.1.4	Facies category D: alluvial fan deposits	161
6.2	Facies succession in the middle Sambek valley	166
6.2.1	Facies succession in the valley bottom	167
6.2.2	Facies succession in the slope toe area	169
6.2.3	Facies succession in the alluvial fans	171
6.3	Control factors of facies development and succession	175
6.3.1	Development of the valley bottom	175
6.3.2	Development of the slope toe area	188
6.3.3	Development of the alluvial fans	190
<b>Chapter 7</b>	<b>Landscape development of the middle Sambek valley</b>	<b>201</b>
7.1	Pre-Holocene (before 11700 BP)	201
7.2	Early Holocene (11700–2800 BP)	206
7.3	Middle Holocene (8200–4200 BP)	207
7.4	Late Holocene (since 4200 BP)	208
	<b>Bibliography and references</b>	<b>215</b>
	<b>Appendix</b>	<b>234</b>
	Supplementary data	234
	Contents	262
	List of figures	265
	List of photo tables	268
	List of tables	269
	Curriculum Vitae	271
	List of publications	275
	Conference contributions	277
	<b>Supplements</b>	

## List of figures

Fig. 1-1	Flowchart of geoarchaeological research based on Brückner & Gerlach (2007), modified according to the own investigations.	4
Fig. 1-2	Organisation und interactions of the landscape system according to Haase et al. 1991.	5
Fig. 2-1	Field work in the research area north of the Taganrog Bay.	14
Fig. 3-1	Structure of the western Black Sea-Kazakh steppe region.	40
Fig. 3-2	Overview map of the research area, with elevation profiles from the Donets Ridge to the coast line and from the Gruzskij Elančik valley to the Don valley.	42
Fig. 3-3	Geological setting of the region.	43
Fig. 3-4	Schematic illustration of the tectonic structure of the Azov Sea basin.	44
Fig. 3-5	Schematic illustration of tectonic movements of the coast and floor of the Azov Sea in the Holocene.	44
Fig. 3-6	The glacial stages of the East European Plain.	44
Fig. 3-7	Water expanse of the Azov Sea in the Late Pleistocene.	44
Fig. 3-8	Climatic setting of the northern Black Sea region based on eco-physiological features.	46
Fig. 3-9	Climate diagram of Taganrog.	46
Fig. 3-10	Distribution of Chernozems in the northern Black Sea region.	49
Fig. 3-11	Distribution of steppe vegetation in the northern Black Sea region.	50
Fig. 3-12	Distribution of archaeological sites in space and time.	57
Fig. 4-1	The Sambek catchment area.	61
Fig. 4-2	The study area: the middle Sambek valley.	62
Fig. 4-3	Orientation of the valley system.	63
Fig. 4-4	Geomorphological setting of the study area.	66
Fig. 4-5	Geomorphological map of the Balka Landina.	69
Fig. 4-6	Map legend for the detailed geomorphological maps.	70
Fig. 4-7	Cross profiles of the Balka Landina.	71
Fig. 4-8	Geomorphological map of the gully system at the western slope of the Sambek valley (ovrag 1).	73
Fig. 4-9	Cross profiles of the main erosion valley of the gully system at the western slope of the Sambek valley.	74
Fig. 4-10	Active (dark blue) and inactive or intermittent (light blue) channels in the study area before the construction of reservoirs north and south of the image.	75
Fig. 4-11	Archaeological setting of the Sambek valley.	81
Fig. 5-1	Overview of drilling sites in the study area.	85

Fig. 5-2	Schematic illustration of the loess-soil sequence at the cliff near Novo-Zolotovka (Mius peninsula).	88
Fig. 5-3	Coring sites left of the Sambek river.	91
Fig. 5-4a	Stratigraphical features of sediment profile TAG1.	93
Fig. 5-4b	Stratigraphical features of sediment profile TAG2.	94
Fig. 5-5	Stratigraphical features of sediment profile TAG3.	99
Fig. 5-6	Pollen diagram of the base of profile TAG4.	102
Fig. 5-7	Pollen composition of surface samples from the flood plain (S-1, S-3) and the alluvial fan (profile TAG5; S-2).	103
Fig. 5-8	Ostracod diagram of profile TAG4.	107
Fig. 5-9	Stratigraphical features of sediment profile TAG4.	108
Fig. 5-10	Coring sites right of the Sambek river.	112
Fig. 5-11	Stratigraphical features of sediment profile TAG11.	115
Fig. 5-12	Stratigraphical features of sediment profile TAG5.	117
Fig. 5-13	Stratigraphical features of sediment profile TAG6.	120
Fig. 5-14	Stratigraphical features of sediment profile TAG7.	124
Fig. 5-15	Ostracod diagram of profile SAM1.	128
Fig. 5-16	Stratigraphical features of sediment profile SAM1.	131
Fig. 5-17	Coring sites of Balka Buzikova.	132
Fig. 5-18	Stratigraphical features of sediment profile TAG8.	134
Fig. 5-19	Stratigraphical features of sediment profile TAG9.	138
Fig. 5-20	Chronological distribution of $^{14}\text{C}$ -ages in the Late Glacial and Holocene.	139
Fig. 5-21	Chronological distribution of $^{14}\text{C}$ -ages from the deposits at the toe-slope area, of alluvial fans and the flood plain.	142
Fig. 6-1	Facies succession in the margin areas of the valley bottom.	168
Fig. 6-2	Facies succession in the slope toe area.	170
Fig. 6-3	Facies succession in the alluvial fans.	174
Fig. 7-1	Synthesis of the Holocene landscape development of the middle Sambek valley, in correlation between different hydroclimatic phenomena in the East European Plain and global climatic changes.	204
Fig. 7-2	Sketches of select phases of Holocene development of the valley bottom in the middle Sambek valley.	213
Fig. 7-3	Sketches of select phases of alluvial fan development at the mouth of the gully system (ovrag 1) on the west side of the Sambek valley.	214
Fig. A1-1	Regression line between the $\text{LOI}_{550}$ and the $\text{TOC}_{\text{w6}}$ , created from the data of all profiles.	236
Fig. A1-2	Variability of the $\text{LOI}_{550}/\text{TOC}$ ratio in relation to the $\text{LOI}_{550}$ values.	236

---

Fig. A1-3	Regression line between the $LOI_{880}$ and the $TIC_{W6}$ , created from the data of all profiles.	237
Fig. A1-4	Variability of the $LOI_{880}/TOC$ ratio in relation to the $LOI_{880}$ values.	237
Fig. A1-5	Comparison of the total organic values measured with the LECO analyzer and the Woesthoff-equipment of profiles TAG4 and SAM1.	240
Fig. A2-1	Weathering index K/NA by comparison.	246
Fig. A2-2	Weathering index CVI by comparison.	246
Fig. A2-3	X-ray diffractograms of profile TAG3.	246
Fig. A2-4	X-ray diffractograms of profile TAG4	247
Fig. A2-5	X-ray diffractograms of profile TAG7.	247
Fig. A4-1	Cross profiles of the ovrag 2.	253
Fig. A4-2	Cross profiles of the ovrag 3.	254
Fig. A5-1	Drilling profile TAG1.	256
Fig. A5-2	Drilling profile TAG2.	256
Fig. A5-3	Drilling profile TAG3.	257
Fig. A5-4	Drilling profile SAM1.	257
Fig. A5-5	Drilling profile TAG4.	258
Fig. A5-6	Drilling profile TAG5.	259
Fig. A5-7	Drilling profile TAG6.	259
Fig. A5-8	Drilling profile TAG7.	259
Fig. A5-9	Drilling profile TAG8.	260
Fig. A5-10	Drilling profile TAG9.	260
Fig. A5-11	Drilling profile TAG10.	261
Fig. A5-12	Drilling profile TAG11.	261

---

## List of photo tables

Plate 1	Landscape characteristics of the coastal area and the hinterland of the North Azov Plain.	51
Plate 2	Elements of the cultural landscape of the North Azov Plain.	60
Plate 3	Patterns of landscape elements in the Sambek valley with varying vegetation cover: reeds, forb-rich grassland, populations of trees and shrubs.	78
Plate 4	Forms of land use in the Sambek valley.	79
Plate 5	Location of drilling sites of this study.	86
Plate 6	The mollusc record of profile TAG4.	104
Plate 7	Ostracods from the profiles TAG4 und SAM1, light microscope pictures.	106
Plate 8	The mollusc record of profile SAM1.	127



## List of tables

Tab. 2-1	Location and coordinates of the drilling sites	18
Tab. 2-2	Overview of applied analyses of the drilling cores	20
Tab. 3-1	Chronological scheme of cultural phases of the Rostov region	55
Tab. 4-1	Frequency of striking directions of joint planes and valleys in the study area and in the region	64
Tab. 4-2	Characteristics of the cross profiles of the valley sections I, II and IV	72
Tab. 4-3	Characteristics of the cross profiles of the gully system at the western slope of the Sambek valley	73
Tab. 5-1	Stratigraphic behaviour of sediment properties	90
Tab. 5-2	Index values of chemical weathering for the reference material and the sediment profiles TAG3/4/7	98
Tab. 5-3	Mineralogical composition of sediments from the alluvial fan profile TAG3	98
Tab. 5-4	Plant remains from profile TAG4	101
Tab. 5-5	Mollusc record from profile TAG4	105
Tab. 5-6	Ostracod composition of profile TAG4	106
Tab. 5-7	Mineralogical composition of sediments from the flood plain profile TAG4	111
Tab. 5-8	Mineralogical composition of sediments from the alluvial fan profile TAG7	123
Tab. 5-9	Single mollusc finds from profile SAM1	127
Tab. 5-10	Ostracod composition of profile SAM1	129
Tab. 5-11	<sup>14</sup> C-AMS radiocarbon dates from the middle Sambek valley	141
Tab. 6-1	Facies classification of the middle Sambek valley	144
Tab. A1-1	Statistical correlation between the sediment lightness ( $L^*$ ) and the carbonate content ( $\text{CaCO}_3$ ) and respectively the total organic carbon ( $\text{TOC}_{\text{reg}}$ )	235
Tab. A1-2	Error discussion of the conductometric determination of the carbon (Woesthoff measurement)	235
Tab. A1-3	Regression models for the relation between the $\text{LOI}_{550}$ and the $\text{TOC}_{\text{W6}}$	236
Tab. A1-4	Regression models for the relation between the $\text{LOI}_{880}$ and the $\text{TIC}_{\text{W6}}$	237
Tab. A1-5	Deviations of the calculated carbon values (stoichiometrical and by regression) from the Woesthoff-measurements	238
Tab. A1-6	Regression models for the relation between $\text{Ca}_{\text{ICP}}$ to $\text{Ca}_{\text{LOI}}$ and to $\text{Ca}_{\text{TIC}}$	238
Tab. A1-7	Characterisation of the calcium carbonate content of sediments and soil	239
Tab. A1-8	Error discussion of the CN measurements	239
Tab. A2-1	Error discussion and limits of the ICP-OES element analysis	240
Tab. A2-2	Results of multi-element analysis of profile TAG3 (ICP-OES method)	241

---

Tab. A2-3	Results of multi-element analysis of profile TAG4 (ICP-OES method)	242
Tab. A2-4	Results of multi-element analysis of profile TAG7 (ICP-OES method)	244
Tab. A2-5	Results of multi-element analysis of reference samples (ICP-OES method)	245
Tab. A2-6	Data of X-ray diffraction analysis	248
Tab. A2-7	Quantitative estimation of the sediment mineralogical components	250
Tab. A3-1	<sup>14</sup> C-AMS radiocarbon dates of the middle Sambek valley	251
Tab. A4-1	Characteristics of the cross profiles of the ovrag 2	255
Tab. A4-2	Characteristics of the cross profiles of the ovrag 3	255

## **Curriculum Vitae**

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

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

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

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

---

## Schriftenverzeichnis

### *Zeitschriftenartikel mit peer-review*

Schneider, S., **Schlöffel**, M., Schwall, C., Horejs, B. und Schütt, B. (2017): First stratigraphic evidence and absolute dating of a Bronze Age settlement in the Bakırçay valley in western Turkey. In: Journal of Archaeological Sciences: Reports.

**Schlöffel**, M., Schneider, S. und Schütt, B. (2016): Fluvial dynamics and phases of landscape development in the Bronze Age settlement area of the Sambek valley (northeastern hinterland of the Sea of Azov). In: Méditerranée 125 (2016) "Geoarchaeological research in the Black Sea and the Azov Sea".

Schneider, S. und **Schlöffel**, M. (2016): Geoarchäologische Untersuchungen im westlichen Kaikostal 2015. In: Pirson, F. (Hg): Pergamon - Bericht über die Arbeiten in der Kampagne 2015. Berlin: Deutsches Archäologisches Institut (= Archäologischer Anzeiger, 2016/2).

Schneider, S., Matthaei, A., **Schlöffel**, M., Meyer, C., Kronwald, M., Pint, A. und Schütt, B. (2015): A geoarchaeological case study in the chora of Pergamon, western Turkey, to reconstruct the late Holocene landscape development and settlement history. In: Quaternary International 367: 62-76.

**Schlöffel**, M., van Hoof, L. und Schütt, B. (2012): Untersuchungen zur naturräumlichen und siedlungsgeschichtlichen Entwicklung am Beispiel des Sambek-Tales. In: Dally, O, van Hoff, L., Huy, S., Ill'jaschenko, S., Larenok, P.A., Larenok, V., **Schlöffel**, M., Schunke, T. und Schütt, B.: Deutsch-russische Ausgrabungen am Don. Ergebnisse der Kampagnen 2008-2010. Berlin: Deutsches Archäologisches Institut (= Archäologischer Anzeiger 2012/1): 140-152.

Schneider, S., **Schlöffel**, M. und Schütt, B. (2012): Geoarchäologische Untersuchungen im westlichen Kaikostal 2011. In: Pirson, F. (Hg): Pergamon - Bericht über die Arbeiten in der Kampagne 2011. Berlin: Deutsches Archäologisches Institut (= Archäologischer Anzeiger, 2012/2): 218-222.

Thiele, A., **Schlöffel**, M., Etzold, J., Peper, J., Succow, M. (2008): Mires and Peatlands of Azerbaijan. In: Peatlands International, 2: 44-49.

Thiele, A., Etzold, J., Peper, J., **Schlöffel**, M., Succow, M. (2008): Die Moore Aserbaidshans. In: Telma, 38: 175-188.

*Sammelbandbeiträge*

Van Hoof, L. und **Schlöffel**, M. (2016): Kurgans in the northeastern Azov Sea region. Proposals for a Geo-archaeological Research Program. In: Kelp, U. und Henry, O. (Hg.): *Tumulus as Sema. Space, Politics, Culture and Religion in the First Millenium BC*. Berlin, Boston: De Gruyter (= *Topoi – Berliner Studien der Alten Welt*, 27): 677-702.

Van Hoof, L., Dally, O. und **Schlöffel**, M. (2012): Staying Home or Staying with your Cattle? Different Reactions to Environmental Changes in the Late Bronze Age of the Lower Don Area (Southern Russia). In: Bebermeier, W., Hebenstreit, R., Kaiser, E. und Krause, J. (Hg.): *Landscape Archaeology. Proceedings of the International Conference Held in Berlin, 6th – 8th June 2012*. *eTopoi Journal for Ancient Studies*, Special Volume 3: 71–75.

**Schlöffel**, M. (2010): Die postglaziale Waldgeschichte der Lehmhaide. Rekonstruktion spät- und postglazialer Umweltbedingungen an einem Torfprofil aus dem Erzgebirge. In: Landesamt für Archäologie (Hg.): *Arbeits- und Forschungsberichte zur sächsischen Bodendenkmalpflege, 2009/2010 (51/52)*. Dresden: 9-27.

*Begutachtete Konferenzbeiträge*

Dally, O., Huy, S., Ilyashenko, S., Larenok, P., Larenok, V., Schunke, T., **Schlöffel**, M., Schütt, B. und van Hoof, L. (2013): Germano-rossijskie raskopki na donu. Rezultaty raskopok 2008-2010 gg. In: Deutsches Archäologisches Institut, Don-Archäologische Gesellschaft (Hg.): *Kongressband zur internationalen Tagung "Kultur- und naturräumliche Entwicklung des Dondeltas" (8.-10.12.2011, Berlin)*, Rostov-am-Don: Don-Archäologische Gesellschaft (= *Archäologische Beiträge*, 8): 5-92.

**Schlöffel**, M. (2012): Geoarchaeology of the North Pontic Steppe – Holocene Landscape History of the Pre-Azov Plain, Southern Russia. In: Schlüchter, C. und Nietlispach, J. (Hg.): *Quaternary International*, Vol. 279-280, special issue XVIII INQUA Congress, 21st–27th July 2011, Bern, Switzerland: 434-435.

**Schlöffel**, M., van Hoof, L., Schütt, B. und Dally, O. (2012): Human Impact on Landscape Dynamics in the Steppe Environs of the Don Delta (Southern Russia). In: *Geomorphic Processes and Geoarchaeology: From Landscape Archaeology to Archaeotourism. International conference held in Moscow-Smolensk, Russia, 20.-24.08.2012. Extended abstracts*. Moscow-Smolensk, Universum: 232-233.

**Schlöffel**, M. und van Hoof, L. (2010): Geoarchaeological Investigations on the Landscape History of the Preazovian plain (Southern Russia) during the Late Holocene. In: Titov, V. V. und Tesakov, A. S. (Hg.): *Quaternary Stratigraphy and Paleontology of the Southern Russia: connections between Europe, Africa and Asia. Abstracts of the International INQUA-SEQS conference, 21.-26.06.2010*, Rostow-am-Don: 136-137.

**Schlöffel**, M., van Hoof, L., Schütt, B. und Dally, O. (2010): Human – Environment Interactions in the Northern Pontic Steppe, Southern Russia. In: Hoppe, A., Röhling, H.-G. und Schüth, C. (Hg.): *GeoDarmstadt2010: Geowissenschaften sichern Zukunft*, 162. Jahrestagung der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Darmstadt, 10.-13.10.2010. SDGG 68, Frankfurt am Main & Darmstadt: 487-488.



---

# Tagungsbeiträge

## 2016

**Schlöffel**, M., Schneider, S. und Schütt, B. (2016): Fluvial dynamics and phases of landscape development in the Sambek valley (northeastern hinterland of the Sea of Azov). Poster, Tagung der Deutschen Quartärvereinigung, Dresden, 25.09.-30.09.2016.

**Schlöffel**, M., Schneider, S., Schwall, C. und Horejs, B. (2016): Results of a minimal invasive prospection of a Prehistoric settlement hill in the Bakırçay valley, Western Turkey. Poster, International Landscape Archaeology Conference, Uppsala, 23.-25.08.2016.

**Schlöffel**, M., Schneider, S., Schwall, C. und Horejs, B. (2016): Erste Ergebnisse der minimalinvasiven Prospektion eines prähistorischen Siedlungshügels im Bakırçay-Tal, Westtürkei. Poster, Jahrestagung des Arbeitskreises Geoarchäologie, Tübingen, 04.-07.05.2016.

Schneider, S., **Schlöffel**, M. und Schütt, B. (2016): Geoarchaeological investigations on the prehistoric settlement landscape of the Bakırçay valley. Vortrag, European Research Council, Prehistoric Anatolia Closing Workshop, Wien, 20.-22.10.2016.

## 2015

Schneider, S., **Schlöffel**, M., Matthaei, A., Horejs, B. und Schütt, B. (2015): The decline of the Greek Polis Atarneus near the Eastern Aegean Coast: Consequence of a landscape change? Vortrag, International geoarchaeology workshop: Shaping the Mediterranean basin, Cagliari, 14.-15.05.2015.

**Schlöffel**, M., Schneider, S. und Schütt, B. (2015): Environmental changes of the Bronze Age settlement area of the Sambek valley. Poster, Jahrestagung des Arbeitskreises Geoarchäologie, Kiel, 30.04.-03.05.2016.

Schneider, S., **Schlöffel**, M., Matthaei, A. und Schütt, B. (2015): Drowning slopes and shifting rivers – Late Holocene landscape change in the Bakırçay valley in western Turkey. Poster, Jahrestagung des Arbeitskreis Geoarchäologie, Kiel, 30.04.-03.05.2015.

**Schlöffel**, M., Schneider, S., Matthaei, A. und Schütt, B. (2015): From piedmont to floodplain – Late Holocene landscape change in the central Bakırçay valley in western Turkey. Poster, International geoarchaeology workshop: Shaping the Mediterranean basin, Cagliari, 14.-15.05.2015.

**2014**

Schneider, Matthaei, A., **Schlöffel**, M. und Schütt, B. (2014): Der Untergang der griechischen Polis Atarneus (türkische Ägäisküste): Folge eines Landschaftswandels? Vortrag, Jahrestagung des Arbeitskreises Geoarchäologie, Aachen, 29.-31.05.2014.

**2013**

**Schlöffel**, M., Fast, M. und Schlütz, F. (2013): Mittelalterliche Latrinensedimente als Umweltarchiv. Poster, Jahrestagung des Arbeitskreises Vegetationsgeschichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft, Brandenburg an der Havel, 13.-15.09.2013.

**2012**

**Schlöffel**, M., van Hoof, L., Schütt, B. und Dally, O. (2012): Human impact on landscape dynamics in the steppe environs of the Don delta (southern Russia). Poster, Geomorphic processes and geoarchaeology – From landscape archaeology to archaeotourism, Moskau, Smolensk, 20.-24.08.2012.

**Schlöffel**, M., van Hoof, L., Schütt, B. und Dally, O. (2012): Human Impact on Landscape Dynamics in the Steppe Environs of the Don Delta (Southern Russia). Poster, International Landscape Archaeology Conference, Berlin, 06.-09.06.2012.

Fast, M., **Schlöffel**, M. und Schlütz, F. (2012): Medieval latrine sediments as an environmental archive. Poster, International Landscape Archaeology Conference, Berlin, 06.-09.06.2012.

**2011**

**Schlöffel**, M., van Hoof, L., Schütt, B. und Dally O. (2011): The environs of the Don delta – investigating the Holocene landscape history of the Azov Lowland. Vortrag, Internationale Tagung des Deutschen Archäologischen Instituts: Die kultur- und naturräumliche Entwicklung des Dondeltas, Berlin, 08.-10.12.2011.

**Schlöffel**, M., van Hoof, L., Schütt, B. und Dally, O. (2011): Geoarchaeology of the North Pontic Steppe – Holocene Landscape History of the Pre-Azov Plain, Southern Russia. Poster, INQUA, Bern, 21.-27.07.2011.

**2010**

**Schlöffel**, M., van Hoof, L., Dally O. und Singer, C. (2010): Human-environmental interactions in the Northeastern Black Sea region. Poster, International Landscape Archaeology Conference, Amsterdam, 26.-28.01.2010.

van Hoof, L. und **Schlöffel**, M. (2010): Климат, культурное превращение или хозяйственный кризис? Геоархеологические исследование позднего бронзового и раннего железного века северо-восточного Приазовья. Vortrag, XII Донские Археологические Чтения: Нижний Дон в древности: этногенез, природа, человек, Rostow-am-Don, 15.03.2010.

**Schlöffel**, M., van Hoof, L., Schütt, B. und Dally O. (2010): Geoarchäologie der nördlichen Schwarzmeersteppe - Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte in der Dondelta-Region, Südrussland. Poster, Jahrestagung des Arbeitskreises Geoarchäologie, Frankfurt am Main, 13.05.-16.05.2010.

**Schlöffel**, M., van Hoof, L., Schütt, B. und Dally O. (2010): Geoarchaeological investigations on the landscape history of the Preazovian Plain during the late Holocene. Poster, annual conference INQUA-SEQS: Quaternary stratigraphy and paleontology of the southern Russia: connections between Europe, Africa and Asia, Rostow-am-Don, 21.06.-26.06.2010.

**Schlöffel**, M., van Hoof, L., Schütt, B. und Dally O. (2010): Geoarchaeological investigations in Southern Russia – The Holocene landscape history of the Preazovian Plain. Poster, Jahrestagung des Arbeitskreises Geomorphologie, Frankfurt a.M./Schmitten, 07.10.-08.10.2010.

**Schlöffel**, M., van Hoof, L., Schütt, B. und Dally O. (2010): Human-environmental interactions in the Northern Pontic Steppe, Southern Russia. Poster, GeoDarmstadt, Darmstadt, 10.10.-13.10.2010.

**2009**

van Hoof, L. und **Schlöffel**, M. (2009): Kurgans in the northeastern Azov Sea region – proposals for a geo-archaeological research program. Vortrag, Tumulus as Sema: International conference on Space, Politics, Culture and Religion in the First Millennium BC, Istanbul, 01.-03.06.2009.

## **Eidesstattliche Erklärung**

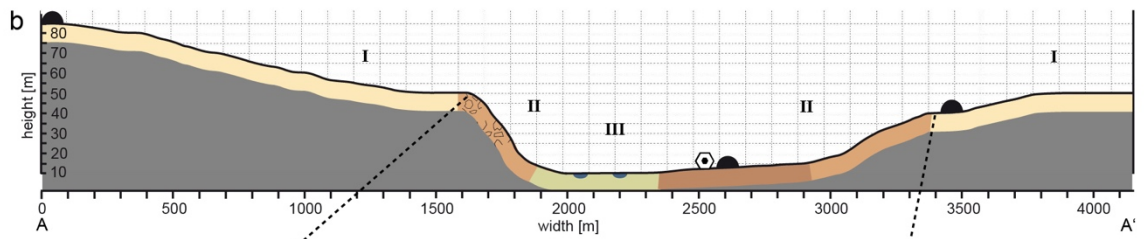
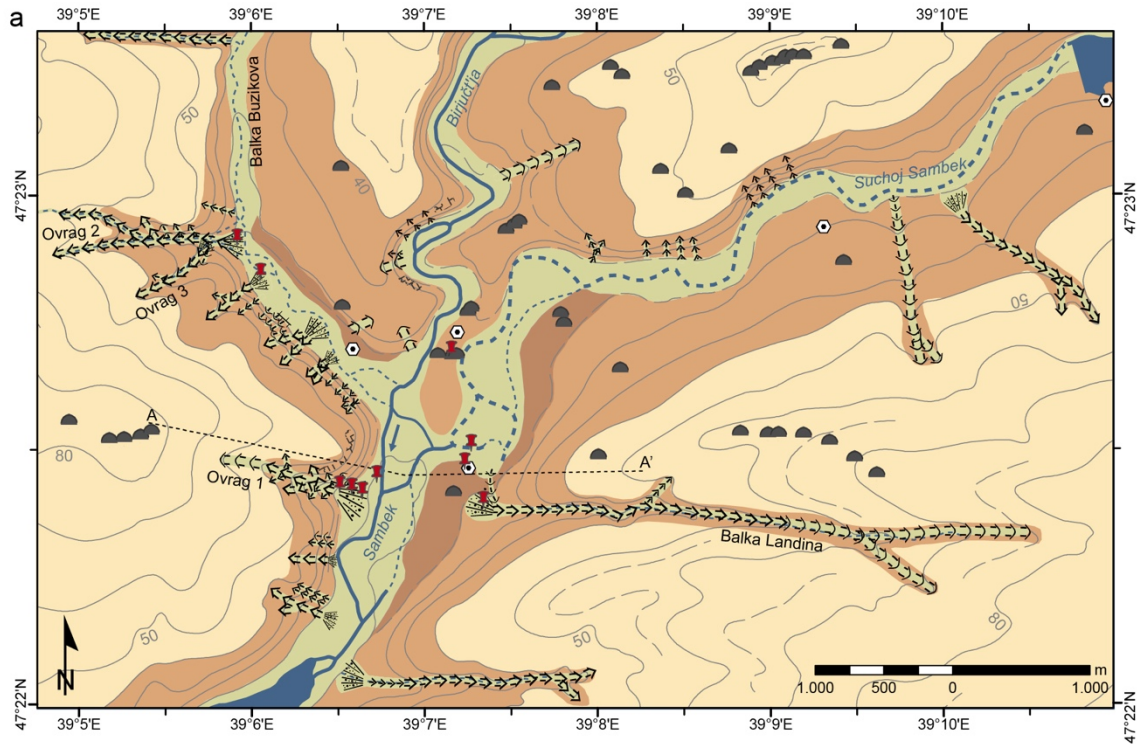
Hiermit erkläre ich, dass ich die Dissertation

„Geoarchäologische und sedimentologische Untersuchungen im Hinterland der Bucht von Taganrog  
– Eine Lokalstudie zur holozänen Landschaftsgeschichte im nordöstlichen Schwarzmeerraum“

selbständig angefertigt und keine anderen als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Ich erkläre, dass ich diese Dissertation in dieser oder anderer Form in keinem früheren Promotionsverfahren, sondern erstmalig am Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin eingereicht habe. Der Inhalt der dem Verfahren zugrunde liegenden Promotionsordnung ist mir bekannt.

Berlin, den 29. August 2017



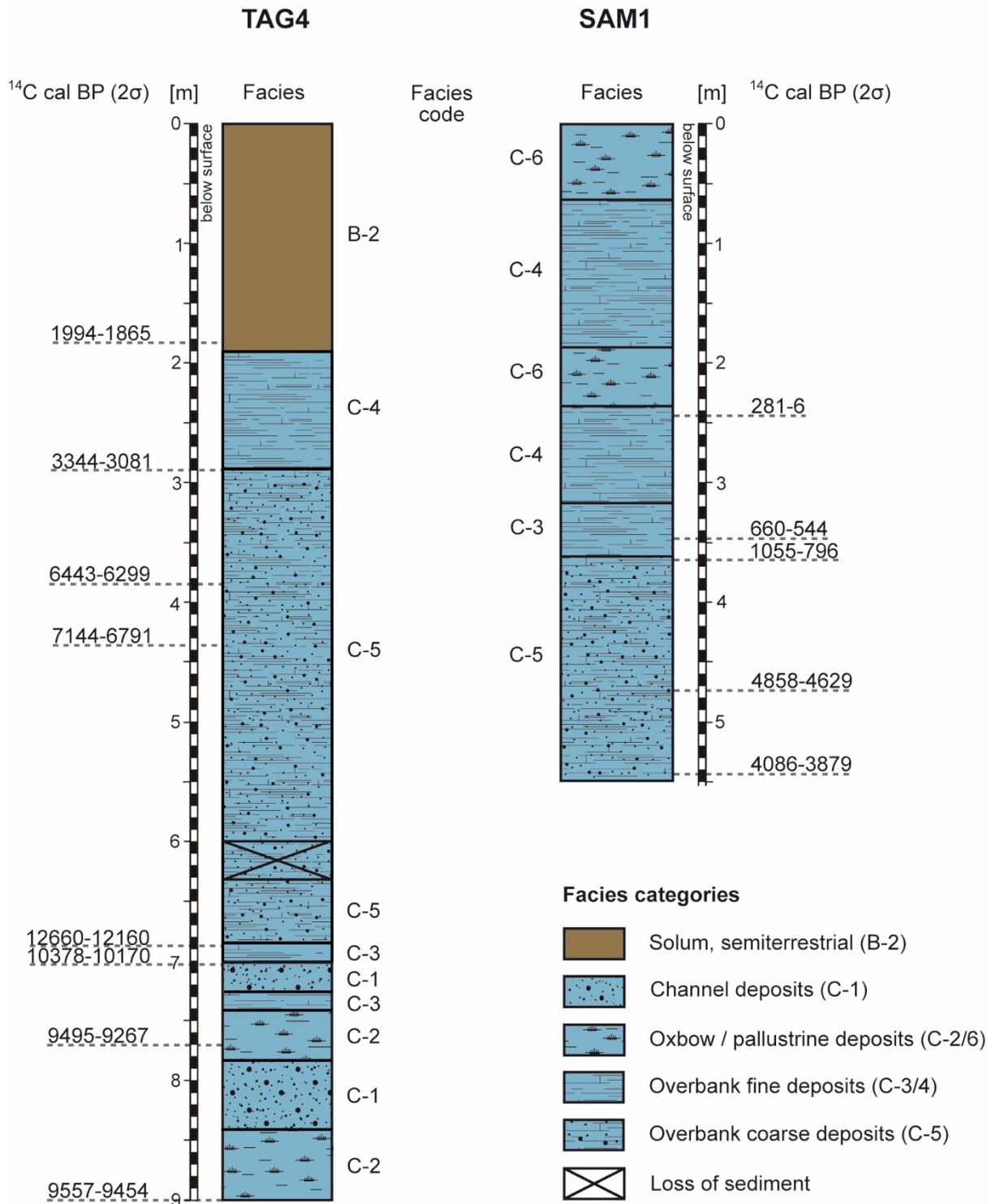
**Legend**

<b>Other</b>	<b>Archaeological sites</b>	<b>Hydrography</b>	<b>Geomorphic units</b>	<b>Geomorphic processes / position</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>⊕ Drilling site</li> <li>⊙ Settlement site</li> <li>⌘ Cross section</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>⊙ Burial mound</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>— Perennial stream</li> <li>- - - Intermittent stream</li> <li>▭ Reservoir / Artificial lake</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>I Plateau</li> <li>II Slope</li> <li>III Valley floor</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Denudation / Plateau</li> <li>Denudation / Slope</li> <li>Slumping / Slope toe</li> <li>Fluvial aggradation / Floodplain</li> </ul>
<b>Landforms</b>				
<ul style="list-style-type: none"> <li>⇒⇒⇒ V-shaped valley</li> <li>⇒⇒⇒ trough-shaped valley</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>⇒⇒⇒ Small V-shaped drainageway</li> <li>⇒⇒⇒ Small trough-shaped drainageway</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>⌘ Alluvial fan</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>⌘ Exposed bedrock</li> <li>⌘ Wall</li> </ul>	

Beilage 1: Geomorphologische Situation des mittleren Sambektales: a) geomorphologische Karte, b) Ost-West Querprofil, c) Blick in das Tal nach Norden (eigenes Foto, Juli 2009).

Supplement 1: Geomorphological setting of the middle Sambek valley: a) geomorphological map, b) East-West-transsect, c) View to the north into the valley (Author's photo, July 2009).

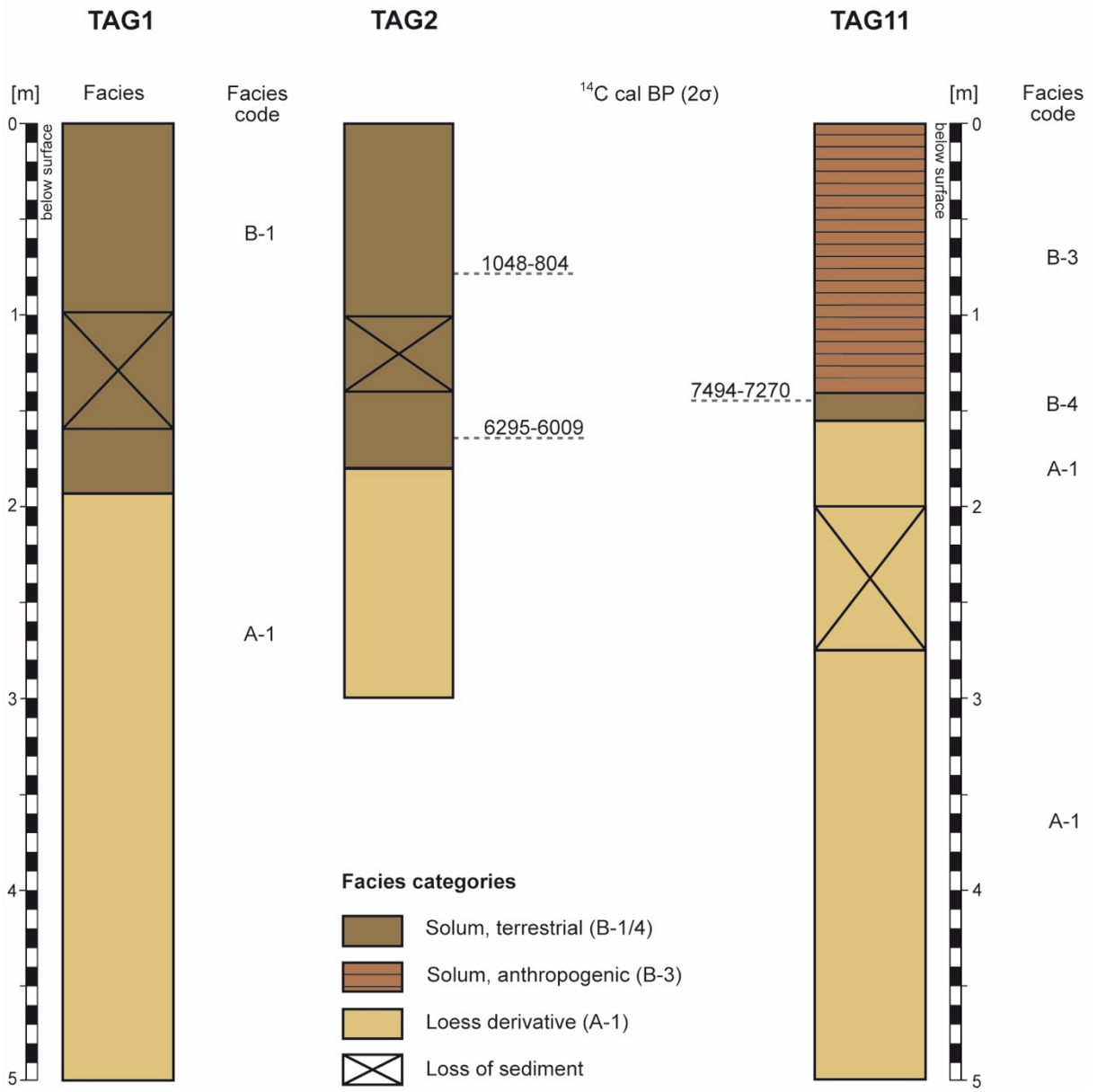
## Facies succession: valley bottom



Beilage 2: Faziesmodell für die Randbereiche des Talbodens.

Supplement 2: Facies succession in the margin areas of the valley bottom.

## Facies succession: slope toe

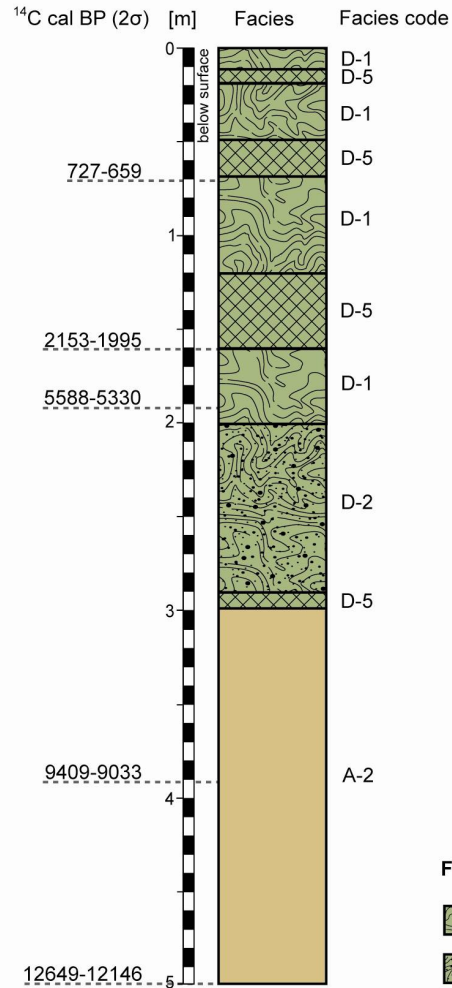


Beilage 3: Faziesmodell für den Hangfußbereich.

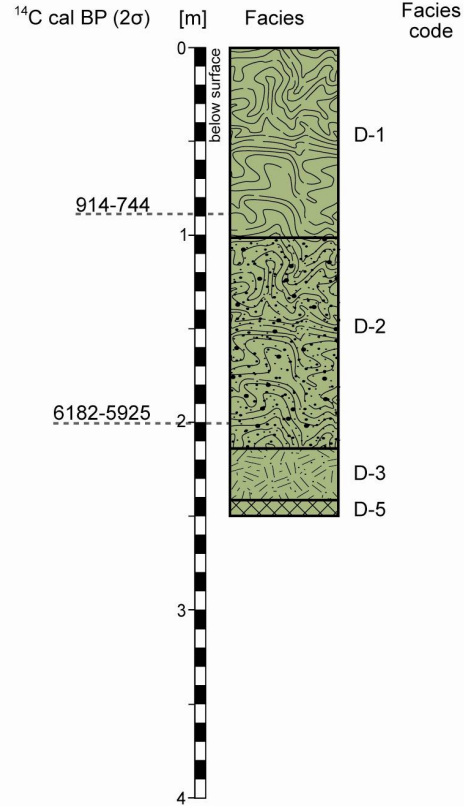
Supplement 3: Facies succession in the slope toe area.

## Facies succession: alluvial fan

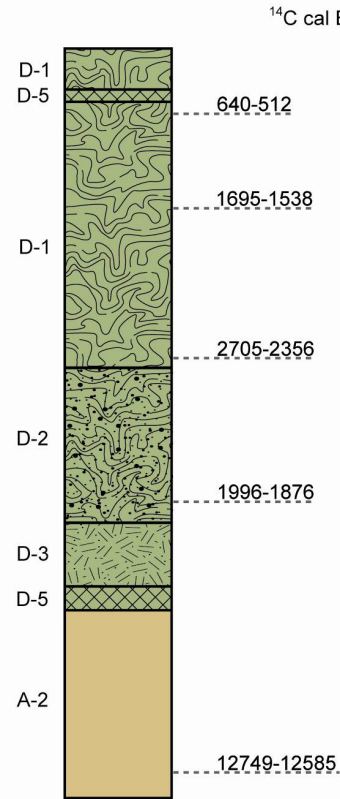
### Balka Landina: TAG3



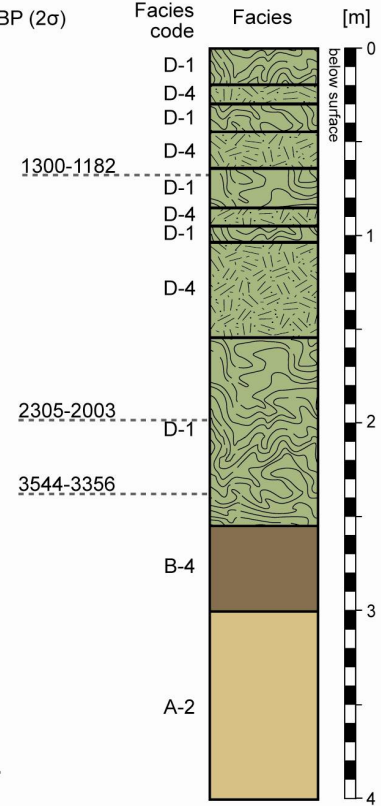
### Ovrag ‚West‘: TAG5




### TAG6



### TAG7



#### Facies categories

- |  |  |  |
|--|--|--|
|  Reworked solum, rich in humus (D-1)  |  Colluvial deposits (D-3/4) |  Solum, fossil (B-4)    |
|  Reworked solum, rich in debris (D-2) |  Debris (D-5)               |  Loess derivative (A-2) |

Beilage 4: Faziesmodell für die Schwemmfächer.  
Supplement 4: Facies succession in the alluvial fans.