FLUVIALE PROZESSE AUF DEM MARS

Abflussgeschehen, Abflussbilanzierung und Ableitung klimatischer Rahmenbedingungen anhand von Regionalstudien der Einschlagskrater Newton und Bakhuysen

Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades
„doctor rerum naturalium“
(Dr. rer. nat.)

Eingereicht am Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin

von

Diplom-Geograph Andreas Petau

Berlin, 2014

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich, die vorliegende Dissertation selbständig angefertigt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet zu haben.

Andreas Petau Berlin, August 2014

Erstgutachter: Prof. Dr. Ralf Jaumann
Freie Universität Berlin
Institut für Geologische Wissenschaften
Fachrichtung Planetologie und Fernerkundung
sowie
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
Institut für Planetenforschung, Abt. Planetengeologie

Zweitgutachter: Prof. Dr. Stephan van Gasselt
Freie Universität Berlin
Institut für Geologische Wissenschaften
Fachrichtung Planetologie und Fernerkundung

Tag der Verteidigung: Dienstag, 16.12.2014

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Planetenforschung (Abteilung Planetengeologie) des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) in Berlin Adlershof durchgeführt. Ohne die passenden Bedingungen wäre diese Arbeit so wohl nicht zustande gekommen, da der wissenschaftliche Betrieb ohne gute Teamarbeit nicht durchzuführen ist. Daher danke ich für die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes, für sein großes Interesse für das Thema, seinem stets offenen Ohr und seine Bereitschaft sich viel Zeit für Fachdiskussionen zu nehmen vor allem Prof. Dr. Ralf Jaumann. Des Weiteren gilt mein Dank dem großen Vertrauen auch hinsichtlich der großzügigen Nutzungsmöglichkeiten der Infrastruktur des Standortes und den vielfältigen Weiterbildungsmöglichkeiten in verschiedenen Seminaren, Workshops, Konferenzen und Tagungen. Ebenfalls möchte ich mich für die glänzende Fachbetreuung bei Frau Dr. Daniela Tirsch bedanken, welche jederzeit nicht nur zu Fragen des alltäglichen Forschungsbetriebs und Arbeitens sowie zu administrativen Angelegenheiten bereitstand, sondern ebenso für ihre beträchtliche Unterstützung zu wissenschaftlichen Fragen, wofür sie sofort und immer geduldig für mich da war. Des Weiteren danke ich Frau Diplom-Geologin Katrin Krohn einerseits für den fachlichen Gedankenaustausch, andererseits für ihre gelassene Problemlösungsfindung und Hilfestellung in Momenten vermeintlicher Eigensinnigkeiten und undurchsichtiger Ereignisse an meinem Computer. Für manche Ideenanregung gilt auch mein Dank Frau Diplom-Ingenieurin Marlene Bamberg sowie für die Bereitstellung ihres Ventilators, der mir die sommerliche Überarbeitungsphase der vorliegenden Arbeit erleichterte. Frau Diplom-Physikerin Katharina Otto möchte ich für die erhellenden Diskussionen und Gespräche zu physikalisch kniffliger werdenden Sachverhalten danken. Frau Dr. Andrea Naß und Diplom-Ingenieurin Elke Kersten danke ich für wertvolle Tipps in kartographischen Angelegenheiten. Des Weiteren möchte ich ebenfalls meinen Dank für die gute Zusammenarbeit all meinen Kollegen des DLR und der FU Berlin aussprechen, die mir stets mit Rat und Tat zur Seite standen; deren Namen sind zahlreich, weshalb sie aus Platzgründen hier leider nicht aufgeführt werden können. Zum Schluss gilt mein ganz besonders großer Dank meiner Familie und meinen Freunden, die mich in Allem stets und das angenehm vorbildlich unterstützt haben.

Berlin im Sommer 2014

Kurzfassung

Diese Arbeit beschäftigt sich mit der hydromorphologischen Untersuchung von Trockenbetten der Kraterinnenränder von Newton und Bakhuysen. Dabei liegt der Fokus auf dem nordöstlichen Kraterinnenrand Newtons. Durch die Auswertung verwendeter Bilddaten von HRSC (High Resolution Stereo Camera), CTX (Context Camera), HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) und MOC (Mars Orbiter Camera), digitaler Höhenmodelle von MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) und HRSC, berechneter Durchflussraten, Abflussspenden und potentiellen Abschmelzraten sowie verwendeter fluvialstatistischer Methoden wird auf die Morphologie und Struktur der fluvialen Systeme qualitativ und quantitativ Bezug genommen.

Die untersuchten Trockenbettsysteme am Nordostinnenrand Newtons erreichen eine hohe Komplexität ihres Integrationsgrades der Zuflüsse bei Strahler-Ordnungen bis 5 und Taldichten zwischen 0,05 km^{-1} und 0,32 km^{-1} bei Ausbildung dendritischer Abflussmuster an der Zeitgrenze Noachium/Hesperium bis maximal spätes Hesperium. Ihre Bifurkationsverhältnisse liegen im Allgemeinen zwischen 2 und 5, während ihre Tallängenverhältnisse zwischen 1 und 4 schwanken. Da terrestrische Flusssysteme Werte in derselben Größenordnung zeigen, kann auf ähnliche erosive Abläufe auch auf dem Mars geschlossen werden. Bei der Untersuchung ihrer Profillinien ließ sich allerdings ein nur unausgeglichener Verlauf feststellen. Dem Abfluss war es nicht möglich einen Ausgleich zwischen Erosion, Transport und Akkumulation zu erreichen, was auf sporadische Entwässerung deutet. Die Hochwasserspitzen in Newton liegen an den Mündungen der Vorfluter zwischen 145 $m^3 s^{-1}$ bis 1.200 $m^3 s^{-1}$ bei Einzugsgebieten bis über 4.000 km^2; die mittleren Durchflussraten betragen etwa 10 $m^3 s^{-1}$ bis 230 $m^3 s^{-1}$. Das entspricht Abflussspenden pro Tag, die im einstelligen Zentimeterbereich für jene und im einstelligen Millimeterbereich für diese sich befinden. Eine Ausprägung eindeutiger Mäander wurde unterdrückt. Vielmehr wechseln sich Abschnitte mit Konzentrationsabfluss in ausgebildeten Talstrecken und Flussverwilderung in intramontanen Ebenen ab. Schüttungskörper in Newton konnten aufgrund unzureichender Auflösung des verwendeten Datenmaterials nicht zweifelsfrei bestimmt werden.

Im Vergleich mit Newton erreichen die Trockenbetten des Kraters Bakhuysen höchstens Strahler-Ordnungen von 4. Die Taldichten für die größten Trockenbettsysteme schwanken in Bakhuysen zwischen 0,46 km^{-1} und 0,6 km^{-1} und liegen damit etwa doppelt so hoch wie diejenigen des

Newton-Kraters. Ihre Bifurkationsverhältnisse bewegen sich zwischen 2 und 4 für mittelgroße Systeme (Strahler 3) und bis 5 für die größten Systeme (Strahler 4); die Tallängenverhältnisse schwanken dagegen in der Regel zwischen 1 und 2 und befinden sich somit im unteren Feld der Messungen im Newton-Krater. Auch hier lassen sich Rückschlüsse auf ähnliche Erosionsabläufe in einer Aktivitätsphase bis in frühamazonische Zeit schließen, worauf Altersbestimmungen der Schüttungskörper schließen lassen; auch die Längsprofile der Täler sind ähnlich unausgeglichen wie die Newtons. Aufgrund der um eine Dimension kleineren Einzugsgebiete Bakhuysens (< 400 km^2) werden geringere maximale und mittlere Durchflussraten erreicht. Diese liegen für die größten Einzugsgebiete zwischen 200 $m^3 s^{-1}$ und 290 $m^3 s^{-1}$ für die Maximalwerte und 20 $m^3 s^{-1}$ bis 30 $m^3 s^{-1}$ für die Durchschnittswerte. Ihre Abflussspenden liegen jedoch in derselben Größenordnung wie bei Newton. Flussverwilderungsabschnitte fehlen fast ganz und zu Materialzwischenlagerungen kam es kaum. Daher wurde das Material bis in den Krater hineintransportiert, worauf erhaltene Schüttungskörper im Nordosten hindeuten.

Die Entstehung der Trockenbetten wird mit einem regionalen thermodynamischen Zirkulationsmodell erklärt, dass durch die Orographie bedingt wurde. Schneefälle in den Hochlagen und der Verbleib als Schnee- und Eisrücklage über lange Zeiträume bedingen in wärmeren Epochen (Interglazialen) ein Abschmelzen derselben aus Nivationsnischen und Hochebenen. Die Bestimmung potentieller Abschmelzraten ergaben maximale Abflussspenden im unteren einstelligen Zentimeterbereich pro Tag und besitzen damit die gleiche Dimension der ermittelten Werte, die sich aus den Durchflussraten und ihren Einzugsgebieten an den Vorflutermündungen bestimmen ließen. Durch Eisrindeneffekt und „thermische Erosion“ war es abfließendem Wasser möglich eine zügige Eintiefung der Flüsse in den Untergrund zu bewerkstelligen. Die Beobachtungen, Messungen und Berechnungen zeigen, dass die Trockenbetten und Talsysteme des Mars sich in relativ kurzen Zeitperioden unter kaltklimatischen Bedingungen entwickeln konnten.

Abstract

This work deals with hydro-morphological investigations of channel and valley networks of the inner rims of Newton and Bakhuysen Crater on Mars, while focusing on the northeastern inner rim of Newton Basin. Image data (HRSC, CTX, MOLA, HiRISE, MOC), digital elevation models (MOLA, HRSC), calculation of discharge, runoff and potential thawing rates, and fluvial-statistic methods with qualitative and quantitative reference to the morphology of the fluvial systems were used for the analyses.

The investigated channels and valleys at the northeastern inner rim of Newton Crater are characterized by a high degree of complexity and integration of the tributaries. These dendritic systems reach stream orders of up to 5 and channel/valley densities between 0.05 km^{-1} and 0.32 km^{-1} at the Noachian-Hesperian-Boundary up to the Late Hesperian. Their bifurcation ratios vary between 2 to 5 and their stream length ratios yield 1 to 4. As terrestrial river systems show values in the same order, erosive processes on Early Mars can assumed to be quite similar. The unbalanced longitudinal profiles indicate that the channels did not evolve to the maturity level. The lack of balance of erosion, transport, and sedimentation, indicates sporadic drainage. The flood peaks in Newton range between 145 $m^3 s^{-1}$ and 1,200 $m^3 s^{-1}$ at the mouths. The mean discharge rates are about 10 $m^3 s^{-1}$ to 230 $m^3 s^{-1}$. This corresponds to runoff rates of some centimeters per day (peak discharge rates) and some millimeters per day (mean discharge rates). River meandering was mainly suppressed. Rather, fluvial sections alternate with single stream channels within well preserved valleys and segments of anastomosing fluvial structures within inner mountain plains. A potential alluvial fan or delta could not be determined unambiguously due to insufficient resolution of the data.

In contrast to Newton Crater, stream orders up to 4 have been determined at the inner rim of Bakhuysen Crater. The channel/valley densities vary between 0.46 km^{-1} and 0.6 km^{-1}. Hence, they are roughly twice as high as those of Newton Crater. The bifurcation ratios vary between 2 and 4 in medium-sized networks (stream order 3) and up to 5 for the largest systems (stream order 4). Their stream length ratios usually range between 1 and 2 and, thus, correspond to the lower field of the Newton Crater measurements. Conclusions can be drawn that erosion processes occurred in a similar way at other locations on Mars and at other times up to Early Amazonian. This is proved by age determinations of fluvial deposits. Longitudinal profiles of the Bakhuysen

channels are likewise unbalanced as the Newton ones. Due to the smaller catchments of Bakhuysen Crater (< 400 km²), peak and mean discharge rates reach lower values. Largest catchment areas show peak discharge values of 200 $m^3 s^{-1}$ to 290 $m^3 s^{-1}$ and mean discharge rates of 20 $m^3 s^{-1}$ to 30 $m^3 s^{-1}$. These runoff rates range in the same dimension as those of Newton Crater. In general, there is hardly evidence for sedimentation of material in inner mountain plains. Thus, the material was transported into the crater which is documented by deposits in the northeast of Bakhuysen.

The formation of the channels and valleys is explained by a local thermodynamic circulation model generated by the orography. Snowfall in high altitudes and accumulation of snow and ice in nivation hollows or at elevated areas over long periods cause thawing and melt water runoff during warmer periods (interglacial). The determination of potential thawing rates yields maximum runoff rates of some centimeters per day. They have the same dimension as those runoff values, which were calculated from the discharge rates, deduced from catchment area size. A rapid incision of the channel and valley networks was enabled by the effect of the “eisrinde” and “thermal erosion”. The observations and calculations show that channel and valley networks on Mars can evolve intensively in relative short time periods under cold climate conditions.

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung und Motivation	1
2	Planet Mars – Hintergrund	5
2.1	Die geologisch-geomorphologische Entwicklung des Mars	5
2.1.1	Prä-Noachium (4,55 Ga bis 4,1 Ga)	7
2.1.2	Noachium (4,1 Ga bis 3,7 Ga)	9
2.1.3	Hesperium (3,7 Ga bis 3,3/2,9 Ga)	10
2.1.4	Amazonium (3,3/2,9 Ga bis heute)	14
3	Hydraulische und hydrologische Zusammenhänge für Formgebungsprozesse des fluvialen Systems	17
3.1	Hydraulische Geometrie des Gerinnebettes	17
3.2	Formung der Tallängsprofile	18
4	Fluviale Morphodynamik auf dem Mars – Prozesse und Strukturen	22
4.1	Rahmenbedingungen für fluviale Erosion auf dem Mars	22
4.2	Talsysteme auf dem Mars	24
4.2.1	Dendritische Systeme – Oberflächenabfluss	24
4.2.2	Talentstehung durch rückschreitende Quellerosion – Grundwasseraustritt	27
4.3	Verteilung der Talsysteme in Raum und Zeit	30
5	Statistische Messmethoden von fluvialmorphologischen Strukturen	34
5.1	Variablen zur Messung linearer Strukturen	34
5.1.1	Das Talordnungssystem nach Strahler	35

5.1.2 Das Talordnungssystem nach Shreve 36

5.1.3 Fluvialstatistische Zusammenhangsgrößen 37

5.2 Variablen zur Messung der Topographie 38

6 Datengrundlage und Methodik 40

6.1 High Resolution Stereo Camera (HRSC) von Mars-Express 40

6.2 Context Camera (CTX) des Mars Reconnaissance Orbiters (MRO) 42

6.3 Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) von Mars Global Surveyor (MGS) 42

6.4 Mars Orbiter Camera (MOC) von Mars Global Surveyor (MGS) 44

6.5 High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) des Mars Reconnaissance Orbiters (MRO) 44

6.6 Altersbestimmung von Oberflächen 45

6.7 Ermittlung der Durchflussraten 48

6.8 Ermittlung der Einzugsgebiete und Abflussspenden 50

7 Krater Newton – Qualitative Untersuchung 51

7.1 Räumlich Einordung des Kraters Newton 52

7.2 Die Einzugsgebiete im Nordosten des Newton-Kraters 51

7.2.1 Einzugsgebiet A 55

7.2.2 Einzugsgebiet B 60

7.2.3 Einzugsgebiet C 66

7.2.4 Einzugsgebiet D 75

7.2.5 Einzugsgebiet E 82

7.2.6 Fluviale Charakteristik des übrigen Kraterrandes Newtons 88

7.3 Zusammenfassung der fluvialen Prozesse am Kraterrand Newtons und deren zeitliche Einordnung 91

8 Krater Newton – Quantitative Untersuchung 94

8.1 Fluvialstatistische Erfassung der EG-A bis EG-E 94

8.2 Fluvialstatistische Erfassung des übrigen Kraterrandes Newtons 111

9 Krater Bakhuysen – Qualitative Untersuchung 114

9.1 Räumliche Einordnung des Kraters Bakhuysen 114

9.2 Fluviale Prozesssysteme am Kraterrand Bakhuysens 115

9.2.1 Der SE-Quadrant 118

9.2.2 Der NE-Quadrant 121

9.2.3 Der NW-Quadrant 125

9.2.4 Der SW-Quadrant 128

10 Krater Bakhuysen – Quantitative Untersuchung 131

10.1 Fluvialstatistische Erfassung Bakhuysens 131

11 Diskussion 143

11.1 Herleitung von Entstehungsmodellen aus den fluvialen Strukturen der Krater Newton und Bakhuysen 143

11.1.1 Orographischer Effekt – Oberflächenabfluss durch Regen 145

11.1.2 Orographischer Effekt – Oberflächenabfluss durch Schmelzwässer 148

11.2 Klimatische Rahmenbedingungen zur Entstehung der fluvialen Strukturen an den Kraterrändern von Newton und Bakhuysen 150

11.3. Fluvialstatistische Auswertung der Krater Newton und Bakhuysen 152

11.4 Eingrenzung der klimatischen Rahmenbedingungen für die Entstehung der untersuchten Trockenbetten und Talsysteme 163

11.4.1 Potentielle Abschmelzdauer und maximale Abflussspenden 165

11.4.2 Abflussgeschehen unter einem kaltklimatischen Regime 173

12 Schlussfolgerungen 178

Literaturverzeichnis 183

Appendix 200

Abbildungsverzeichnis

001 Globale topographische Karte des Mars; Lage von Newton und Bakhuysen 6

002 Überblick der geologischen Hauptereignisse 13

003 Verhalten und Wirkungen der Flüsse 19

004 Phasendiagramm des Wassers 23

005 Dendritische Talmuster von Warrego Valles 25

006 Longitudinales Talmuster von Nirgal Vallis 28

007 Längsschnitt durch ein Quellerosionstal 29

008 Verteilung und Taldichten der Talsysteme auf dem Mars 30

009 Anzahl der Talsysteme vs. geographische Breite und Höhenlage 31/32

010 Talordnung nach Strahler, Talmagnituden nach Shreve 36

011 Funktionsweise des CCD-Flächensensors auf Mars-Express 41

012 Globale CTX-Abdeckung 43

013 Modell zur Einschlagschronologie 47

014 Positionierung des Kraters Newton 53

015 Nordöstlicher Kraterinnenrand Newtons und seine Einzugsgebiete 54

016 Einzugsgebiet A (EG-A) 56

017 EG-A (Topographische Karte) 58

018 Detailaufnahme Kerbtälchen im Oberlauf 58

019 Trockenbetten und Aufschüttungsebene in EG-A 58

020 Trockenbetten des Mittellaufes in EG-A 58

021 Unterer Mittellauf in EG-A 59

022 Unterlauf des Vorfluters in EG-A 59

023 Einzugsgebiet B (EG-B) 61

024 EG-B (Topographische Karte) 61

025 Kerbtal in EG-B 64

026 Flussverwilderung in EG-B 64

027 Starke Flussverwilderung und Flussschlingen 64

028 Unterlauf mit zunehmendem Konzentrationsabfluss 64

029 Einzugsgebiet C (EG-C) 67

030 EG-C (Topographische Karte) 68

031 Östliches Einzugsgebiet von EG-C10 69

032 Nivationsnischen in EG-C 69

033 Höhenrücken (Moräne) in EG-C 69

034 Höhenrücken (Moräne) in EG-C 69

035 Flussverwilderung im Unterlauf in EG-C 73

036 Mündung des Vorfluters in EG-C 73

037 Mündungsbecken in EG-C 74

038 Depressionen nahe EG-C 74

039 Einzugsgebiet D (EG-D) 76

040 EG-D (Topographische Karte) 77

041 Nördliches Oberlaufbett in EG-D 78

042 Östliches Oberlaufbett in EG-D 78

043 Mittellauf mit Kerbtalstruktur in EG-D 80

044 Flussverwilderung im Mittellauf in EG-D 80

045 Vorfluter im Unterlauf in EG-D 81

046 Mündung des Vorfluters in EG-D 81

047 Depressionen im Norden von EG-D 82

048 Höhenrücken (Moräne) in EG-D 82

049 Einzugsgebiet E (EG-E) 83

050 EG-E (Topographische Karte) 84

051 Einsatznischen der Trockenbetten in EG-E 85

052 Trockenbetten in EG-E 85

053 Mündung des Vorflutersystems in EG-E 86

054 Trockenbetten am Südrand Newtons 90

055 Trockenbetten am Nordwestrand Newtons 90

056 Trockenbetten am Nordrand Newtons 90

057 Quellanfangsnische auf dem nördlichen Kraterboden Newtons 90

058 Gesamtlänge der Flussbetten des Nordostrands von Newton 95

059 Taldichten des Nordostrands von Newton 96

060 Anzahl der Quellen des Nordostrands von Newton 97

061 Mündungshöhen der Trockenbetten des Nordostrands von Newton 98

062 Gesamtanzahl der Flussbetten des Nordostrands von Newton 98

063 Gesamtlänge der Flussbetten des Nordostrands von Newton 99

064 Mittlere Flussbettlängen des Nordostrands von Newton 99

065 Bifurkationsverhältnisse der Trockenbetten des Nordostrands von Newton 100

066 Tallängenverhältnisse der Trockenbetten des Nordostrands von Newton 101

067 Flussbett- und Distanzgefälle der Oberläufe des Nordostrands von Newton 101

068 Flussbettlängen und Distanz der Oberläufe des Nordostrands von Newton 102

069 Sinuosität der Trockenbetten in den Oberläufen des Nordostrands von Newton 102

070 Flussbett- und Distanzgefälle von EG-A bis EG-E des Nordostrands von Newton 105

071 Flussbettlängen und Distanz von EG-A bis EG-E des Nordostrands von Newton 106

072 Sinuosität der Trockenbetten von EG-A bis EG-E des Nordostrands von Newton 108

073 Hack-Exponenten von EG-A, EG-B, EG-C und EG-E 108

074 Durchflussraten des Nordostrands von Newton 109

075 Abflussspenden des Nordostrands von Newton 109

076 Gesamtlänge der Flussbetten der übrigen Kraterränder Newtons 111

077 Gesamtlänge der Flussbetten der übrigen Kraterränder Newtons 112

078 Mittlere Flussbettlängen der übrigen Kraterinnenränder Newtons 113

079 Höhenkodierte topographische Karte Bakhuysens 115

080 NW-Quadrant Bakhuysens (Übersicht) 117

081 NE-Quadrant Bakhuysens (Übersicht) 117

082 SW-Quadrant Bakhuysens (Übersicht) 117

083 SE-Quadrant Bakhuysens (Übersicht) 117

084 Trockenbetten im SE-Quadrant Bakhuysens 118

085 Verfüllte Täler im SE-Quadrant Bakhuysens 118

086 Intramontane Ebene im SE-Quadrant Bakhuysens 118

087 Dendritisches Tal im SE-Quadrant Bakhuysens 118

088 Verfüllte Täler im NE-Quadrant Bakhuysens 121

089 Vorfluter im NE-Quadrant Bakhuysens 121

090 Kerbtäler und Hängetäler im NE-Quadrant Bakhuysens 121

091 Erodierte Trockenbetten im NE-Quadrant Bakhuysens 121

092 Schüttungskörper im NE-Quadrant Bakhuysens 122

093 Schüttungskörper und kleine Einzugsgebiete im NE-Quadrant Bakhuysens 122

094 Einkerbungstiefen der Trockenbetten im NW-Quadrant Bakhuysens 125

095 Trockenbettfreie Ebene im NW-Quadrant Bakhuysens 125

096 Subparallele Kerbtäler im NW-Quadrant Bakhuysens 125

097 Trockenbetten im Unterlauf im NW-Quadrant Bakhuysens 125

098 Verfüllte Quelläste und wenig verfüllte Kerbtäler im SW-Quadrant Bakhuysens 128

099 Überdeckte Trockenbetten in Mündungshöhe im SW-Quadrant Bakhuysens 128

100 Überwehte Trockenbetten im SW-Quadrant Bakhuysens 128

101 Verkürzte Trockenbetten im SW-Quadrant Bakhuysens 128

102 Gesamtlänge der Flussbetten in Bakhuysen 132

103 Taldichten der größten fluvialen Systeme in Bakhuysen 132

104 Anzahl der Quellzuflüsse in Bakhuysen 133

105 Gesamtanzahl der Flussbetten in Bakhuysen 133

106 Gesamtlänge der Flussbetten in Bakhuysen 135

107 Bifurkationsverhältnisse der Flussbetten in Bakhuysen 135

108 Tallängenverhältnisse in Bakhuysen 136

109 Flussbett- und Distanzgefälle in Bakhuysen 136

110 Flussbettlängen und Distanz in Bakhuysen 138

111 Sinuositäten der Flussbetten in Bakhuysen 139

112 Hack-Exponenten der Trockenbetten in Bakhuysen 140

113 Durchflussraten in Bakhuysen 140

114 Abflussspenden in Bakhuysen 141

115 Atmosphärisches Zirkulationsmodell am Kraterrand 146

116 Profil durch eine Nivationsnische 149

Tabellenverzeichnis

1 Variablen zur Messung der Topographie 39

2 Fluvialstatistische Erfassung der Einzugsgebiete A bis E des Newton-Kraters 110

3 Fluvialstatistische Erfassung der 4 Quadranten des Bakhuysen-Kraters 142

4 Potentielle Abschmelzdauer und maximale Abflussspenden 168

1 Einführung und Motivation

Die Talsysteme auf dem Mars sind seit ihrer Entdeckung immer wieder wissenschaftlich untersucht worden und stets Thema kontroverser Fachdiskussionen bis in die Gegenwart gewesen; kontrovers, da bis zum jetzigen Zeitpunkt nicht eindeutig geklärt werden konnte, warum sie an der Oberfläche zu finden sind. Einerseits sind sie ein nahezu eindeutiger Beleg dafür, dass einst die Umweltbedingungen (z. B. dichtere Atmosphäre, wärmere Klimaperioden) auf dem Mars für das Vorhandensein von Wasser dergestalt vorherrschend gewesen sein müssen, dass Wasser in liquider Phase weiträumig zur Verfügung stand, worüber im Allgemeinen Einigkeit besteht [z. B. *Carr*, 1996; *Hynek et al.*, 2010]. Andererseits ist man sich allerdings bis heute uneinig darüber, welche, vor allem klimatischen, Umweltbedingungen Voraussetzung waren, dass sie sich entwickeln konnten – war der Mars in seiner Frühphase warm und feucht oder nur wärmer und feuchter als die gegenwärtige Kältewüste?

Zu finden sind die meisten dieser Talsysteme auf der südlichen Hemisphäre der reich zerkraterten Hochländer [z. B. *Carr*, 1986; *Mars Channel Working Group*, 1983]. Dabei treten sie in jeglicher Geologie auf: an Kraterrändern [z. B. *Jaumann et al.*, 2014; *Petau et al.*, 2012a; *Petau et al.*, 2012b], Vulkanflanken [z. B. *Gulick und Baker*, 1987; *Gulick und Baker*, 1990], inmitten weit ausgebreiteter Bergregionen [z. B. *Erkeling et al.*, 2010; *Jaumann et al.*, 2010] und entlang der topographischen Dichotomie der Tiefländer im Norden des Mars und der südlichen Hochländer [z. B. *Irwin und Watters*, 2010]. Dabei besitzen 91 % dieser Talsysteme ein Alter von über 3,7 Ga [z. B. *Fassett und Head*, 2008b; *Hynek et al.*, 2010], was durch Altersbestimmung mittels Kraterzählung [*Hartmann und Neukum*, 2001; *Neukum*, 1983] ermittelt werden konnte. 6 % haben ein Alter zwischen 3,7 Ga und 3,0 Ga, 3 % sind jünger [*Hynek et al.*, 2010]. Dabei verändern sich diese Angaben im Laufe der Zeit immer wieder aufgrund der verbesserten Datenauflösung. So wurden bis 2010 über 82.000 Talsysteme gezählt [*Hynek et al.*, 2010], während 15 Jahre zuvor der Stand bei unter 11.000 lag [*Carr*, 1995]. Das heißt nichts anderes, als dass man es bei diesen und ähnlichen Angaben immer mit vorläufigen Ergebnissen zu tun hat, die auf die Deutung im Hinblick auf die Entwicklung solcher fluvialen Strukturen großen Einfluss ausüben. Es verwundert darum nicht, dass es immer wieder zu einer Neuprüfung sowie zu einem Überdenken und Umdenken hergebrachter Theorien zu den ablaufenden fluvialen Prozessen kam, inwieweit fixe Aussagen über die damals herrschenden klimatischen Rahmenbedingungen

bestehen bleiben können. Infolgedessen fallen die erschienen Artikel zu diesem Thema sehr different aus und die Fachliteratur ist dementsprechend groß. So haben z. B. bereits *Milton* [1973] und *Sharp und Malin* [1975] in den 1970-er Jahren die Bildung der Talsysteme mit Niederschlag in Verbindung gebracht, der, verkürzt gesagt, zu einem Oberflächenabfluss führte und so die Talsysteme erschuf. Die Analysen verfeinerten sich in den 1980-er Jahren dahingehend, dass ihre Morphologie stärker in den Fokus der wissenschaftlichen Auseinandersetzung geriet, um aus ihr mögliche Prozesse, die zu ihrer Gestaltung führten, abzuleiten [z. B. *Carr*, 1996; *Carr und Clow*, 1981; *Pieri*, 1980]. Dadurch kehrte sich in der Regel die Vorstellung um, dass vorherrschend Oberflächenabfluss für die Bildung der Talsysteme verantwortlich war als vielmehr Grundwasseraustritt, dessen rückschreitende Quellerosion zu ihrer Genese führten. Vor allem wurden langgestreckte Täler untersucht, deren Quellnischen in amphitheatralischen Einbuchtungen endeten. Diese Vorstellung einer Entwicklung durch Grundwasseraustritt hielt bis weit in die 1990-er Jahre hinein an [z. B. *Goldspiel und Squyres*, 1991; 2000; *Squyres und Kasting*, 1994]. Oberflächenabfluss wurde nur noch eine Randerscheinung im Ablauf fluvialer Prozesse. Erst durch die verbesserte Bodenauflösung durch Instrumente neuerer Marsmissionen, wie z. B. Mars-Express oder MRO, wurden mehr und mehr kleinere Talsysteme entdeckt, die aufgrund ihrer dendritischen Muster stark an Oberflächenabfluss erinnerten, wie es von der Erde her aus unzähligen Gebieten verschiedenster Klimate bekannt ist. Da auch Erklärungen gefunden wurden, die unter kaltklimatischen Bedingungen Quellerosion ermöglichten, wurde nun seit Anfang der 2000-er überlegt, inwiefern auch warmgemäßigte bis warmfeuchte Bedingungen herrschen konnten, die Oberflächenabfluss vor allem durch Regen ermöglichten [z. B. *Craddock und Howard*, 2002; *Howard et al.*, 2005; *Hynek und Phillips*, 2003]. Diese Arbeiten gehen davon aus, dass die zahlreichen, stark mit Sediment gefüllten Krater durch intensive fluviale Aktivität erklärt werden können, die vor allem auf intensive Mengen Niederschlags in Form von Regen zurückzuführen sind. Ebenso ließen sich die komplexen, hochintegrierten Abflussstrukturen dendritischer Entwässerung an der Oberfläche klären. Da diese Strukturen nicht nur lokal begrenzt auftreten, wird postuliert, dass die Umweltbedingungen global auf dem Mars eher einem semiariden bis ariden Klima mit zugehörigen „Regenzeiten“ in der Frühzeit des Mars glichen. Die relativ hohen Taldichten und der Umstand, dass die Quellgebiete in allen Höhenlagen der Bergregionen einsetzen, unterstützen die These. Die Erosionsleistung in diesem Zeitabschnitt blieben jedoch hinter denen terrestrischer Ergebnisse weit zurück [z. B. *Hynek und Phillips*, 2003]. Trotzdem wurde die These, dass der Mars immer eine Kältewüste war nie aufgegeben

[z. B. *Jaumann*, 2003]. Seitdem geht der Disput weiter, ob der Mars in der Frühzeit „warm and wet“ oder „cold and icy“ gewesen ist. Da es gegenwärtig immer noch nicht gelungen ist, zuverlässige Informationen über die frühe Marsatmosphäre zu erhalten, wird der Raum für Spekulation nur desto größer, unter welchen klimatischen Voraussetzungen die Talsysteme entstanden sein mögen. Neuste Klimamodellierungen für diesen Zeitraum präferieren allerdings gegenwärtig wieder eine globale Kältewüste und kommen zu dem Schluss, dass das Klimasystem, wenn überhaupt, etwas wärmer und feuchter in der Frühzeit war, verglichen mit der jetzigen hyperariden Kältewüste [z. B. *Forget et al.*, 2013; *Wordsworth et al.*, 2013], dass aber nur Schneefälle als Niederschlag zur Verfügung standen. Die neusten Arbeiten berufen sich auf diese Modellierungen [z. B. *Kite et al.*, 2013; *Scanlon et al.*, 2013] und gehen von Schneeakkumulation in den Hochlagen der Hochländer aus. Des Weiteren existieren Arbeiten, die vor allem durch terrestrische Analogien versuchen, Rückschlüsse auf das einstige Klima und die ablaufenden fluvialen Prozesse zu ermöglichen, wie etwa der Atacamawüste [z. B. *Davis et al.*, 2010], den semiariden Klimaten des Südwestens der USA [z. B. *Howard et al.*, 1988] oder den antarktischen Trockentälern [z. B. *Levy*, 2012]. *Fairén* [2010] versucht hingegen eine „Zwischenlösung“ eines „kalten und nassen“ Mars zu postulieren, indem er von einem extrem sauren Milieu ausgeht, das es ermöglicht, den Gefrierpunkt des Wassers so weit zu verringern, dass auch unter äußerst kalten Bedingungen flüssiges Wasser zur Verfügung stand. Allerdings sprechen die zahlreichen Phyllosilikate, die aus dieser Zeit überliefert sind [z. B. *Bibring et al.*, 2006; *Chevrier et al.*, 2007; *Poulet et al.*, 2005], gegen diese Annahme, da ihre Bildung ein neutrales Milieu voraussetzt. Andere Arbeiten konzentrierten sich mehr auf die Aktivierung abfließenden Wassers allgemein durch Impaktereignisse [z. B. *Morgan und Head*, 2009; *Osinski et al.*, 2013; *Schwenzer et al.*, 2012]. Ebenso werden immer wieder hydrothermale und vulkanische Prozesse zur Diskussion gestellt, wie z. B. *Osinski et al.* [2013] und *Gulick und Baker* [1990] zeigen.

Ziel dieser Arbeit ist es, mit Hilfe digitaler Geländemodelle von HRSC und MOLA sowie Bilddaten der Oberfläche (HRSC, CTX, HiRISE, MOC) die morphologische Charakteristik der Trockenbetten und Talzüge darzustellen und auf ihre fluviale Morphogenese einzugehen. Es wird mittels fluvialstatistischer Zusammenhänge wie z. B. Strahler’sche Flusszahlen, Shreve-Magnituden, Taldichten, Bifurkations- und Tallängenverhältnisse usw. auf die Entwicklung der untersuchten Flussbetten zu komplexen fluvialen Systemen eingegangen werden. Mit Hilfe von

empirischen Modellen werden die Höhe der Durchflussspitzen sowie die mittleren Durchflussraten abgeschätzt. Durch die Herleitung maximaler wie mittlerer Abflussspenden wird versucht, die klimatischen Rahmenbedingungen zur Zeit der Bildung der Talsysteme näher zu beleuchten. Dies wird vor allem anhand des nordöstlichen Kraterinnenrandes von Newton geschehen. Der Bakhuysen-Krater wird in die geologisch-geomorphologische Untersuchung und die fluvialstatistische Erfassung und Berechnungen von Durchflussraten und Abflussspenden in dieser Arbeit einbezogen, dient aber vielmehr als fluviales Referenzsystem zu Newton ebenso wie die Einordnung der Ergebnisse anderer Publikationen. Auf die fluviale Entwicklung der Kraterränder wird sich darum konzentriert beschränkt, da die Herleitung von Einzugsgebietsgrößen vor allem an Kraterrändern genauere Analysemöglichkeiten zulassen als in ausgedehnten Regionen, deren Einzugsgebiete oft nicht mehr abzuschätzen sind. Regionale Untersuchungen von Kratern begünstigen zusätzlich Detailanalysen, die bei globalen Untersuchungen aufgrund der Gebietsgröße so nicht gewährleistet sein können. Es soll mit Hilfe dieser Arbeit versucht werden in das weite Themenfeld der Trockenbett- und Talsysteme neue Aspekte hinsichtlich ihrer Genese vorzulegen, die es ermöglichen, die klimatischen Rahmenbedingungen einzugrenzen, die zur Zeit ihrer Aktivität geherrscht haben mögen.

2 Planet Mars – Hintergrund

Bei der Untersuchung der Oberflächenstrukturen des Mars kommt unweigerlich der Gedanke auf, von einem erdähnlichen Planeten sprechen zu wollen. Obwohl derartige Vergleiche immer mit Vorsicht herangezogen werden sollten, da jeder Planet eine abgeschlossene Welt für sich bleibt, welche ihre ganz spezifischen Eigenschaften und Prozesse besitzt, scheint es für den Vergleich mit der Erde aber dennoch gerechtfertigt zu sein. Auch wenn der Mars als äußerster der inneren Felsplaneten des Sonnensystems nur etwa (mit Bezug auf seinen Durchmesser) halb so groß wie die Erde ist, so zeigt er doch Strukturen auf seiner Oberfläche, die erheblich an terrestrische Strukturen erinnern, welche vorrangig durch seine endogenen Prozesse reliefbildend (Vulkanismus, Tektonik) und relieferniedrigend durch seine exogene Dynamik (Verwitterung, Massenverlagerungen, Wasser, Eis, Wind) bestimmt wurden und werden. Geologisch-geophysikalische Prozesse sind bei allen Himmelskörpern auszumachen; komplexe geomorphologische Prozesse sind aber an das Vorhandensein einer Atmosphäre gebunden, sowie an physikalisch-chemische Stoffkreisläufe, die in ihr und mit ihr zwischen den übrigen Geosphären (Lithosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Chionosphäre) wechselwirken.

Im Folgenden soll die geologische und geomorphologische Entwicklung des Mars kurz umrissen und das für diese Arbeit zum Verständnis Wesentliche herausgestellt werden.

2.1 Die geologisch-geomorphologische Entwicklung des Mars

Die Geschichte des Mars wird ebenso wie die der Erde in unterschiedliche Zeitalter gegliedert. Aufgrund der im Vergleich zur Erde geringeren Informationengehalte seiner Geschichte fällt deren Epochensystematik nicht ganz so differenziert aus, wie das bei der Erde der Fall ist; zudem sind sie mit mehr oder weniger größeren Unsicherheiten behaftet. Dennoch lassen sich grob vier weitspannende geologische Marszeitalter unterteilen: Das Prä-Noachium (4,55 Ga bis 4,1 Ga), das Noachium (4,1 Ga bis 3,7 Ga), das Hesperium (3,7 Ga bis etwa 3,3 Ga/2,9 Ga) und das bis in die gegenwärtige Zeit reichende Amazonium, das etwa zwei Drittel der Marsgeschichte umfasst. Jedes dieser Zeitalter charakterisiert sich durch für sie typische geologische Prozesse, die ausschließlich oder konzentriert in denselben stattfanden und durch stratigraphische,

geomorphologische oder spektrale Untersuchungen aufgestellt wurden [z. B. *Bibring et al.*, 2006; *Carr*, 2006; *Greeley und Guest*, 1987; *Scott und Tanaka*, 1986; *Tanaka*, 1986]. *Bibring et al.* [2006] stellen der geologischen eine mineralogisch-geochemische Einteilung gegenüber, die mit Hilfe gewonnener Spektraldaten der Marsoberfläche erstellt werden konnte. Durch die Kratergrößenfrequenzanalyse [*Hartmann und Neukum*, 2001; *Neukum*, 1983] ergab sich die Möglichkeit, das Alter unterschiedlicher Oberflächeneinheiten zu bestimmen. Im Methodenteil dieser Arbeit wird auf die Bestimmung der Oberflächenalter näher eingegangen werden (siehe Kapitel 6.6).

Zunächst sollen jedoch die Marszeitalter und ihre spezifisch geologischen Prozesse näher in die Betrachtung rücken.

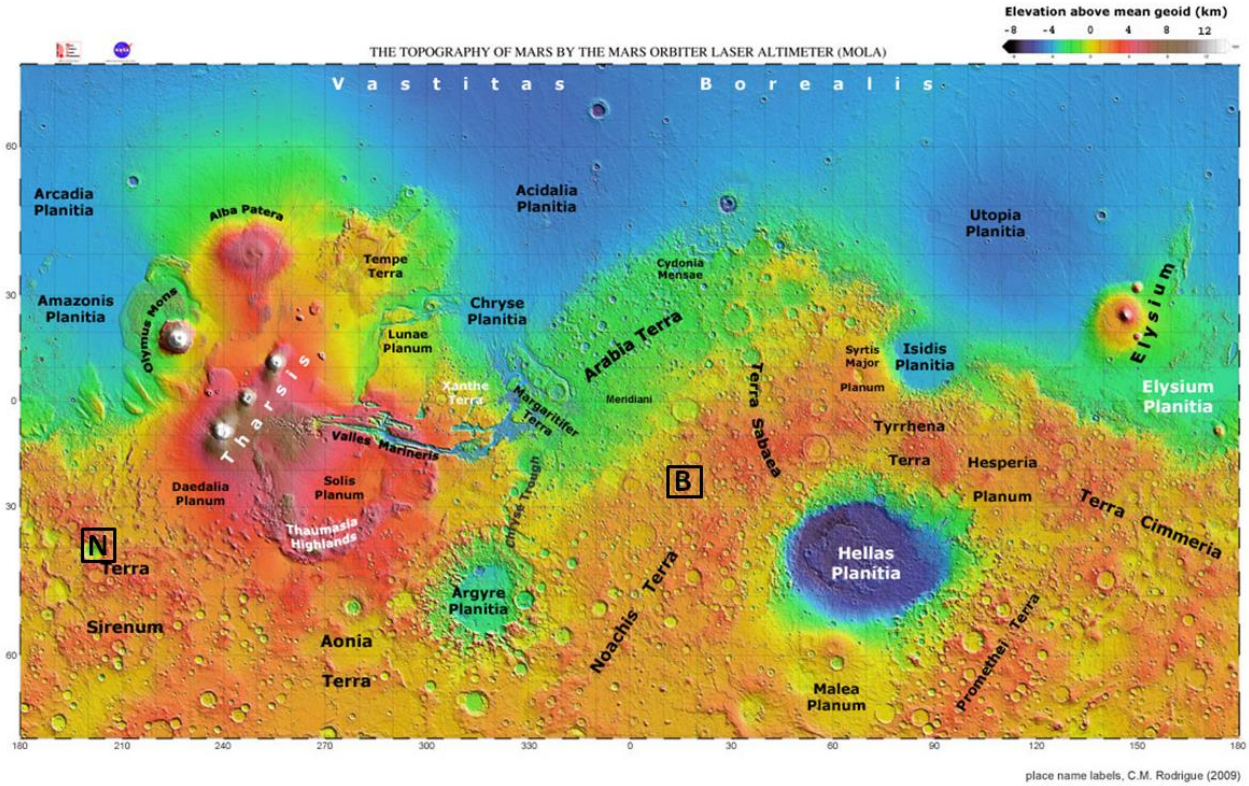


Abb. 1: Topographische Karte des Mars mit der Lage der in dieser Arbeit untersuchten Krater Newton (N) und Bakhuysen (B), (MOLA, Mars Global Surveyor (MGS)).

2.1.1 Prä-Noachium (4,55 Ga bis 4,1 Ga)

Isotopenuntersuchungen von Marsmeteoriten haben ergeben, dass der Mars sich innerhalb der ersten Zehner Ma der Bildung des Sonnensystems in Kern, Mantel und Kruste ausdifferenzierte [z. B. *Borg et al.*, 2003; *Brandon et al.*, 2000; *Lee und Halliday*, 1997; *Nyquist et al.*, 2001]. Dabei entwickelte sich die Marskruste zu einer Mächtigkeit von etwa 50 km bis 100 km [*Hauck und Phillips*, 2002; *Zuber et al.*, 2000]. Geprägt wurde diese Zeit von den höchsten Wärmeflussdichten der Marsgeschichte, die heutige Werte um etwa den Faktor vier übertreffen [*Johnson et al.*, 2000; *Phillips et al.*, 2008]. Aufgrund dessen ist davon auszugehen, dass die vulkanische Aktivität in dieser Zeit besonders hoch war, obwohl Beweise, die aus geomorphologischen Relikten abgelesen werden könnten, kaum erhalten geblieben sind. Als sicher gilt, dass die Tharsis-Vulkane bereits im Entstehen begriffen waren [z. B. *Carr und Head*, 2010].

Detektierte magnetische Anomalien in den Hochländern lassen darauf schließen, dass der Mars zu jener Zeit ein Magnetfeld besessen haben muss, das jedoch vermutlich bereits im frühen Noachium für immer ausfiel [*Acuna et al.*, 1999; *Connerney et al.*, 1999]. Belegt wird diese Annahme durch die fehlenden magnetischen Anomalien auf den und um die großen Impaktbecken Hellas, Utopia, Argyre und Isidis [*Solomon et al.*, 2005]. Einige streifenartige magnetische Anomalien erinnern an jene durch ozeanische Spreizungszonen generierte Muster auf der Erde, doch ob plattentektonische Prozesse jemals auf dem Mars stattfanden, ist bis heute nicht geklärt [*Connerney et al.*, 1999; *Fairén et al.*, 2002].

Wie und in welcher Weise Wasser in den ersten hunderten von Millionen Jahren die geologisch-geomorphologischen Prozesse mitbestimmten, konnte bis heute nicht eindeutig rekonstruiert werden. Wahrscheinlich ist, dass aufgrund der vulkanischen Aktivität signifikante Mengen an Wasserdampf in die Atmosphäre gelangten, die in stetiger zyklischer Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Oberfläche und Untergrund standen. Derartige Bilanzierungen sind schwierig und abhängig von der Effektivität des vulkanischen Gasausstoßes und ihrem zeitlichen Verbleib in entsprechenden Senken [*Matsui und Abe*, 1987], von der Effektivität und Frequenz hydrothermaler Prozesse [*Fastook et al.*, 2012; *Osinski et al.*, 2013; *Pepin*, 1994; *Zahnle et al.*, 1988], dem Verlust durch „Impakt-Erosion“ [*Melosh und Vickery*, 1989] und von atmosphärischen Prozessen [*Jakosky und Jones*, 1997].

Ebenfalls in diese Zeit fällt das Hauptbombardement durch kosmische Projektile, das durch die größten Einschläge und die höchsten Impakthäufigkeiten bestimmt war. Ob es sich dabei um eine stetige Verringerung einerseits der Einschlaghäufigkeit und andererseits der Größe der Projektile im Laufe der gesamten Marsgeschichte handelt [*Hartmann und Neukum*, 2001; *Stöffler et al.*, 2006] oder ob es im Noachium um 3,9 Ga noch einmal zu einer späten Zunahme der Impakthäufigkeit kam [*Solomon und Head*, 2007; *Tera et al.*, 1974], um dann schließlich abzuklingen, ist immer noch nicht restlos geklärt. Als sicher gilt, dass die größten Einschlagbecken auf dem Mars (Utopia, Hellas, Argyre, Isidis) etwa an der Zeitgrenze des Prä-Noachiums und Noachiums gebildet worden sind [*Frey*, 2003].

Eine der ältesten topographischen Einheiten stellt die Dichotomie dar [*Carr*, 2006; *McGill und Squyres*, 1991; *Nimmo und Tanaka*, 2005], die sich mehr oder weniger äquatorparallel um den Mars erstreckt. Sie zeichnet sich durch eine Bimodalität der Krustenmächtigkeit [*Neumann et al.*, 2004], einer Höhendifferenz von etwa 5,5 km zwischen den Hochländern im Süden und den Tiefländern im Norden [*Aharonson et al.*, 2001] sowie der Kraterdichte (hohe Kraterdichte in den südlichen Hochländern, geringe in den nördlichen Tiefländern) aus. Damit gehören die Hochländer zu den ältesten Oberflächen des Mars [*Neukum*, 1983]. Die Entstehungszeit der Dichotomie fällt somit zwischen die Bildung der Marskruste und die Bildung der größten Einschlagbecken [*Andrews-Hanna et al.*, 2008; *Marinova et al.*, 2008; *Nimmo et al.*, 2008; *Wilhelms und Squyres*, 1984; *Wise et al.*, 1979; *Zhong und Zuber*, 2001].

Die frühen Oberflächenbedingungen vor 4.1 Ga bleiben im Großen und Ganzen aber weiterhin mit großen Unsicherheiten behaftet. Fast alle geologischen und geomorphologischen Charakteristika sind im Laufe der folgenden Ereignisse der Marsgeschichte zerstört worden und können nur unzureichend rekonstruiert und erklärt werden. Vor allem die Frage zum Verbleib der Volatile, vor allem des Wassers, bleibt ungewiss. *Sleep und Zahnle* [1998] und *Segura et al.* [2002] zeigen z. B., dass bei der Bildung von über 500 km großen Kratern durch die Wucht des jeweiligen Impakts dermaßen hohe Wärmeflüsse generiert wurden, dass signifikante Mengen von Wasserdampf in die Atmosphäre gelangten, das mit einer Erhöhung der Oberflächentemperatur von einigen hundert Kelvin verbunden war und somit der schwächeren Sonnenaktivität zu dieser Zeit [*Gough*, 1981] entgegenwirkte. Damit wäre eine episodische, ephemere Aktivierung von Wasser in die Atmosphäre und dem Wiederausregnen oder Wiederausschneien verbunden gewesen.

2.1.2 Noachium (4,1 Ga bis 3,7 Ga)

Im Verhältnis zu den ihm folgenden Epochen ist das Noachium geprägt durch weiterhin hohe Kraterbildungsraten, hohe Vulkanaktivität, hohe Verwitterungsraten mit der Bildung entsprechender Wasser voraussetzender Verwitterungsprodukte (Phyllosilikate) [*Bibring et al.*, 2006], einer hohen Erosions- und Sedimentationsleistung und der Bildung der in dieser Arbeit im Fokus stehenden Talsysteme in den Hochländern (siehe Kapitel 4). Die vulkanische Aktivität äußert sich darin, dass der Großteil der noachischen Hochlandoberflächen aus primär vulkanischem (Basalt), impaktbrekziiertem und pyroklastischem Material bestehen [z. B. *Bandfield et al.*, 2000; *Mustard et al.*, 2005], vielfach begleitet von hydrothermalen Alterationsprozessen [z. B. *Murchie et al.*, 2007; *Zolotov und Mironenko*, 2007]. Auf den obersten Deckschichten lassen sich in den gesamten Hochländern zwar olivinreiche Laven nachweisen, die auf eine reduzierte chemische Verwitterung hindeuten [*Bibring et al.*, 2006], dennoch wurden reichlich wasserhaltige Silikate noachischem Alters unter diesen jüngeren Deckschichten und in Ablagerungen alluvialer Fächer nachgewiesen, die auf erhöhte wassergesteuerte Alteration vor ihrer Überdeckung durch diese jüngeren geologischen Einheiten hindeuten. Falls das in den Magmen der Tharsis-Vulkane enthaltene Wasser in etwa den Mengen der hawaiianischen Analogien auf der Erde entspräche, ergäbe sich im Noachium ein Wasserausstoß, der einer globalen äquivalenten Wasserschicht von ungefähr 120 m Tiefe entsprechen würde [*Phillips et al.*, 2001].

Da von erhöhten Mengen Wassers im Noachium ausgegangen werden kann [z. B. *Andrews-Hanna und Lewis*, 2011], muss sich dieser Parameter auch auf die Erosions- und die damit einhergehende Sedimentationsbilanzen, die zum großen Teil durch Wasser bestimmt werden, auswirken. Einmal unter Berücksichtigung der Zeit, aber auch aufgrund der höheren Erosionsleistung dieser Epoche sind die noachischen Oberflächen die am stärksten erodierten Einheiten auf dem Mars. Die Impakthäufigkeit war vor allem im frühen und mittleren Noachium noch so hoch, dass ihr brekziiertes Auswurfmaterial gute Angriffspunkte für die Erosion durch fließendes Wasser, aber auch durch gravitative Massenbewegungen und äolische Prozesse, bereitstellte. Viele Kraterränder aus jener Zeit wurden stark erodiert; das abgetragene Material der Kraterinnenränder lagerte sich auf ihren Kraterböden als sedimentäre Füllungen ab [z. B. *Craddock und Howard*, 2002]. Gegen Ende des Noachiums nahmen nach *Craddock und Howard* [2002] die Erosionsraten schließlich aber rapide ab. *Golombek und Bridges* [2000] sowie

Golombek et al. [2006] quantifizieren die Erosionsraten für das Noachium um 2 bis 5 Größenordnungen höher als sie in den folgenden Epochen zu verzeichnen waren. Dennoch liegen sie niedriger als die terrestrischer Kratone, die Erosionsraten von 5 µm a^{-1} aufweisen. Trotzdem sind solche Erosionsraten abhängig sind vom jeweiligen Zeitraum der Messung und darum in ihren Werten stark streuend, da hohe ephemere Ereignisse niedrigere langfristige Erosionsereignisse ausgleichen würden [*T W Gardner et al.*, 1987].

Die Talsysteme, um die es hier im Rahmen dieser Arbeit vorrangig geht, und die eine der spezifischsten morphologischen Elemente noachischer Oberflächen darstellen, sollen in diesem Kapitel nicht weiter umrissen sein. Ausführliche Darlegungen über ihr Vorkommen, ihre morphologischen, topographischen und topologischen Eigenschaften und den geologischen sowieso atmosphärischen Rahmenbedingungen, die zu ihrer Entstehung beitrugen, werden in Kapitel 4 besprochen.

2.1.3 Hesperium (3,7 Ga bis 3,3/2,9 Ga)

Das Hesperium ist geprägt von einer signifikanten Abnahme der Kraterhäufigkeiten ihrer Oberflächen einerseits, andererseits durch die Größe ihrer Krater [*Hartmann und Neukum*, 2001]; die größeren Unsicherheiten in der zeitlichen Grenzziehung zwischen Hesperium und dem ihm folgenden Amazonium sind darauf zurückzuführen, dass Sekundärkrater (durch zurückfallendes Auswurfmaterial geprägte Formen) oft von primären Einschlagstrukturen schwer zu unterscheiden sind. Die Marsoberfläche dieser Epoche überdeckt oftmals noachische Einheiten, was dadurch zum Ausdruck kommt, dass z. B. größere Krater als „Geisterkrater“ sich nur noch durch die hesperische Überdeckungsfläche strukturell andeuten, während kleinere Krater vollständig überlagert und nicht mehr zu erkennen sind. Was sie überdeckt, sind vor allem hesperische Laven sowie periglaziale und äolische Ablagerungen. Die vulkanische Aktivität blieb auch im Hesperium hoch genug [*Greeley und Schneid*, 1991], sodass ungefähr 30 % der Planetenoberfläche erneuert wurde [*Head et al.*, 2002]. Bei der Untersuchung der hesperischen Ablagerungen sind in den niedrigen Breiten Oberflächen siliziumreicherer Mineralogie detektiert worden, die sich mit der Anwesenheit wasserreicher Magmen erklären lassen [*Bandfield et al.*, 2000]. Die Alteration basaltischer Ausgangsgesteine (vor allem in den Mittelbreiten durch das Wirken von Frost und Schnee) wird als weiteres Erklärungsmodell herangezogen [z. B. *McSween*

et al., 2009; *Wyatt und McSween*, 2002; *Wyatt et al.*, 2004]. Demgegenüber werden Olivine fast überall auf hesperischen Oberflächen detektiert, solang Staub sie nicht überdeckt, sodass von einer Abnahme der chemischen Verwitterung vom Noachium hin zum Hesperium ausgegangen werden muss [z. B. *Christensen et al.*, 2001; *Hoefen et al.*, 2003; *Putzig et al.*, 2005]. Dennoch erreichten chemische Verwitterungsprozesse nicht den Nullpunkt [*Golombek und Bridges*, 2000]. So sehen *Haskin et al.* [2005] vor allem schweflige Wolken und lokales Schmelzen von Schneeflächen unter anderen Neigungen der Planetenachse [*Laskar et al.*, 2004] als Ursache für eine erhöhte lokale chemische Verwitterung an.

Somit wird das von Phyllosilikaten dominierte Zeitalter des Noachiums nach *Bibring et al.* [2006] abgelöst durch ein Verschieben des Chemismus ins saure Milieu, hervorgerufen durch einen, vor allem durch den Tharsis-Vulkanismus, erhöhten Ausstoß an Schwefelverbindungen [*Head et al.*, 2002]. Bis zum Ende des Noachiums war Tharsis fast vollständig aufgebaut [*Phillips et al.*, 2001]. Im Ganzen wurde das Hesperium somit stark geprägt durch die Ablagerungen zahlreicher Sulfate, schwefel- und wasserhaltiger Minerale, die vor allem in Depressionen, z. B. in den Polargebieten und im Gale-Krater ausgemacht werden konnten, wo sie oft große Flächen als sulfatreiche Dünen bedecken [*Milliken et al.*, 2009]. Obwohl sie als äolische Formeinheit meist amazonisches Alter haben, wurde ihr Substrat im Hesperium chemisch generiert und durch Witterungseinflüsse zerkleinert. Da viele Sulfate sedimentäre Schichtungen besitzen, weist deren Entstehung nicht nur chemisch, sondern auch genetisch auf die zeitweilige Beteiligung von Wasser, zum Teil unter extrem sauren Bedingungen mit der Beteiligung oszillierender Grundwässer hin [*McLennan et al.*, 2005]. Evaporation innerhalb abgeschlossener Becken wird ebenfalls für die Anreicherung von Sulfaten verantwortlich gemacht [*Hoefen et al.*, 2003], wofür episodisch angelegte, stagnierende Wasserkörper vorausgesetzt werden müssen. Einen weiteren Einfluss auf die Bildung von Sulfaten stellt die Verwitterung von Basalten durch die Wirkung sauren Regens dar, das durch vulkanische Einflüsse erklärt wird [*Madden et al.*, 2004]. Viele Sulfate sind allochthonen Ursprungs. Sie sind durch den Wind herantransportiert und in zahlreichen Senken abgelagert worden. Dennoch konnten auch Sulfate aus noachischer Zeit nachgewiesen werden [z. B. *R E Arvidson et al.*, 2003; *R E Arvidson et al.*, 2006; *Lane et al.*, 2003]. Ihre Bildung beschränkte sich damit nicht nur auf das Hesperium, sondern erfuhr darin lediglich die stärkste Ausprägung.

Neben der Abnahme der chemischen Verwitterung zeigt das Hesperium auch eine Abnahme der Erosionsraten. *Golombek et al.* [2006] zeigen, dass diese im Hesperium bereits etwa um den Faktor 2 bis 5 geringer ausfielen als in der Vorepoche. Damit stehen sie weit um einige Größenordnungen im Vergleich mit den geringsten Erosionsraten auf der Erde zurück. Bis in die Gegenwart hinein erfahren sie von da an keine große Veränderung mehr, können allerdings in einzelnen Gebieten durch lokalspezifische Parameter (z. B. Topographie, Hangrutschungen, Bodenkriechen) durchaus höher ausfallen [*Malin und Edgett*, 2001].

Die größte Erosionsleistung erzielen während des mittleren bis späten Hesperiums die Ausflusstäler, die aufgrund gigantischer Wasserausbrüche gebildet wurden [z. B. *Tanaka et al.*, 2005]. Geprägt sind die Talanfänge durch ausgedehnte Einsturzsenken, umströmte Inseln, anastomisierende Fließstrukturen und Flussterrassen [z. B. *Leverington*, 2004]. Ausflusstäler entspringen als Schmelzwässer der nordpolaren Eiskappe [*Clifford*, 1980; *Fishbaugh und Head*, 2002; *Hovius et al.*, 2008] oder vor allem an der Dichotomie. Ihre Quellen sind wahrscheinlich ausgedehnte Aquifere unterhalb der Kryosphäre [*Hanna und Phillips*, 2005]. An ihr auftretende Schwächezonen werden dafür verantwortlich gemacht, dass Grundwasser vor allem dort aus dem Untergrund freigesetzt wurde und sich sodann in die Tiefländer ergoss [z. B. *Carr*, 1978; *Ghatan et al.*, 2005]. Aber auch das Aufdringen von Magmen und das sukzessive Schmelzen des Eises im Untergrund wird als Erklärungsmodell herangezogen [*Wilson und Head*, 2004]. Aufgrund des Nachweises von Flussterrassen wird davon ausgegangen, dass diese Überschwemmungsereignisse nicht nur einmalig, sondern des Öfteren sich ereignet haben müssen, was für ein Wiederauffüllen von Aquiferen und somit für einen zyklischen Lauf des Wassers spricht [*Clifford*, 1993].

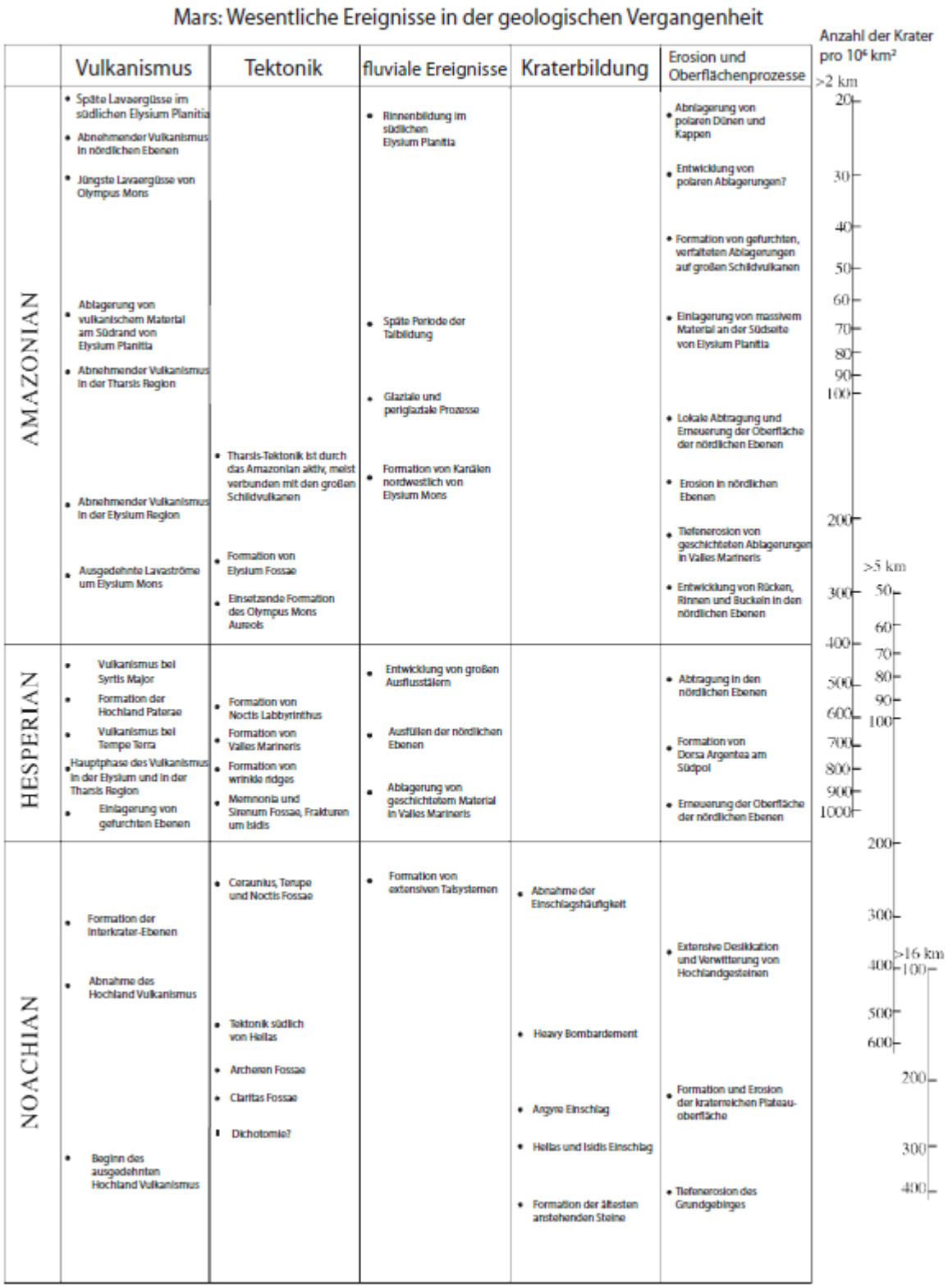


Abb. 2: Überblick über die geologischen Hauptereignisses des Mars, aus *Head et al.* [2001]. Die geologische Entwicklung und Stratigraphie wurde abgeleitet von *Scott und Carr* [1978], *Greeley und Guest* [1987], *Tanaka und Scott* [1987], *Geissler et al.* [1990].

2.1.4 Amazonium (3,3/2,9 Ga bis heute)

Das Amazonium ist geprägt durch einen fortschreitenden Rückgang der Verwitterungs- und Erosionsraten, der Impakthäufigkeiten und Größe der einschlagenden Projektile sowie durch moderate tektonische und vulkanische Aktivität [z. B. *Golombek et al.*, 2006]. Periglaziale (vor allem in den mittleren bis höheren Breiten) und äolische Prozesse treten im Vergleich mit früheren Epochen als charakteristische Prägungsereignisse hervor, wahrscheinlich nicht unbedingt durch einen Anstieg derartiger Prozesse, sondern vor allem durch das Zurücktreten anderer geologischer und geomorphologischer Prozesse in den letzten 3 Ga [z. B. *Carr*, 2006]].

Periglaziale Prozesse haben großräumig dazu beigetragen, präexistierende Morphostrukturen teilweise stark zu überprägen [z. B. *Kargel und Strom*, 1992], woran lokal und regional auch glaziale Prozesse beteiligt waren [z. B. *Head und Marchant*, 2003]. Des Weiteren spielt Sublimation von Eis aus dem Untergrund eine bedeutende Rolle, was zum Nachsacken und zur Bildung von Hohlformen an der Oberfläche führte [z. B. *Willmes et al.*, 2012]. Kontrolliert wird die periglaziale Oberflächengenese vorrangig durch Veränderungen astronomischer Parameter, wie Exzentrizität der Umlaufbahn um die Sonne und Änderungen im Winkel der Rotationsachse [*Laskar et al.*, 2004]. Während hoher Obliquitäten tendiert Eis von den Polen ausgehend dazu, in niedrigere Breiten vorzudringen [*Jakosky und Carr*, 1985; *Mellon und Jakosky*, 1995]. Ebenso wird mit höheren Obliquitäten das Auftreten von Oberflächendecken aus Eis und Staub in Verbindung gebracht, die mit einigen Metern Mächtigkeit vor allem in den mittleren Breiten zu finden sind und auf rezente periglaziale Prozesse hindeuten. Deren Oberfläche zeigt eine sanfte einebnende Textur, ausgelöst durch frostdynamisches Bodenkriechen (begleitet mit der Bildung von Blockgletschern) [*Pierce und Crown*, 2003], die selbst Sublimationslöcher stark überprägen können [*Mustard et al.*, 2001]. *Milliken et al.* [2003] diskutieren, dass bei einer Erhöhung ihrer Mächtigkeiten durchaus auch Gletscher aus ihnen zur Entstehung gebracht werden könnten, was sich mit Untersuchungen von *Carr* [2001] decken würde, der zeigt, dass in den mittleren Breiten die Mengen an Eis im Regolith und im Schutt zunehmen. Des Weiteren werden während Phasen erhöhter Neigungen der Marsachse höhere Niederschläge ins Spiel gebracht, die bei ausreichender Menge Schnees ebenso zur Entwicklung von Gletschern führten [z. B. *Head et al.*, 2006a; *Head et al.*, 2006b; *Lucchitta*, 1981]. Diese bleiben allerdings nicht nur auf die mittleren Breiten beschränkt [*Head und Marchant*, 2003; *Shean et al.*, 2005]. Weitere frostklimatische Strukturen stellen Frostmusterböden in der mittleren Breiten dar, die auf das wiederholte

Auftauen/Gefrieren von Eis/Wasser zurückgeführt werden können [z. B. *Levy et al.*, 2009] und in den äquatornahen Gebieten weitgehend fehlen. Der Grund für das Fehlen ist ein dehydrierter Regolith, worauf die sehr geringen Vorkommen lobenartiger Auswurfdecken der Rampart-Krater hinweisen, die auf Eis oder Wasser im oberflächennahen Untergrund hindeuten [z. B. *Mouginis-Mark und Cloutis*, 1983; *Squyres et al.*, 1992].

Obwohl die Hauptphase der Ausflusstalbildung auf das Hesperium konzentriert ist, sind dennoch spätere, an tektonisch aktive vulkanische Provinzen gekoppelte Ausflussereignisse nachgewiesen worden [*Mouginis-Mark*, 1990; *Plescia*, 2003]. Dennoch stellen fluviale Prozesse, die zu Erosionsrinnen an Hängen und Kraterwänden führten, auf lokaler Skala die charakteristischsten Geländeformen dar [z. B. *Kneissl et al.*, 2009; *Malin und Edgett*, 2001; *Raack et al.*, 2010]. Ihr Hauptverbreitungsgebiet sind die Mittelbreiten, vor allem der südlichen Hemisphäre. Sie zeigen eine breitengradabhängige Hauptausrichtung: In den höheren Breiten zeigen die Erosionsrinnen vor allem Richtung Äquator, in den niedrigeren, etwa ab dem 45. Breitengrad, sind sie polwärts ausgerichtet [*Berman et al.*, 2009]. Aufgrund der starken Ähnlichkeit mit terrestrischen Analogien wird davon ausgegangen, dass sie fluvial (z. B. durch Schmelzwässer) zu Zeiten höherer Obliquität angelegt wurden [*Head et al.*, 2003; *Milliken et al.*, 2003]. Es wird aber auch diskutiert, dass sie durch Trockenrutschungen generierte Erosionsformen darstellen [*Sullivan et al.*, 2001].

Neben den glazial, periglazial und fluvial geprägten Formeneinheiten ist die morphologische Gestaltung der Marsoberfläche durch die Wirkung der äolischen Erosion geprägt. Dabei stellen Dünen den bedeutendsten Formenschatz dar [z. B. *Tirsch et al.*, 2008]. Man findet sie als Querdünen z. B. auf den Böden von Flusstälern [*Balme et al.*, 2008], als Barchane auf Kraterböden [*Tirsch et al.*, 2011], und in anderen Variationen und an anderen Lokalitäten überall auf dem Mars. Ebenso zählen Yardangs, Gebilde stromlinienförmiger Morphologie, und ganze Yardangfelder zu denen durch Wind geprägten Oberflächen, sind aber zumeist Paläoformen, da sie mit den rezenten Hauptwindrichtungen kaum korrelieren [*Greeley et al.*, 1993]. Damit kommt dem Wind eine nicht zu unterschätzende Wirkung auf die Gestaltung und Überprägung rezenter und subrezenter Oberflächenformen zu.

Die Darstellung der geologisch-geomorphologischen Entwicklung seit dem Beginn der Marsentstehung bis in die heutige Zeit demonstriert, dass der Mars mannigfachen, seiner

Oberfläche formgebenden Ereignissen ausgesetzt war, die zum Teil in komplizierten und komplexen Wechselwirkungsgefügen miteinander in Zusammenhang standen. Die Trockenbett- und Talsysteme, um die es in dieser Arbeit vorrangig gehen soll, wurden, was ihre Verbreitung, ihre morphologischen Eigenschaften und ihre Entstehung betrifft, nicht weiter berücksichtigt. In einem gesonderten Kapitel sollen sie aber näher untersucht werden (siehe Kapitel 4). Zunächst soll aber im folgenden Kapitel auf die allgemeinen Formgebungsprozesse fluvialer Systeme eingegangen werden.

3 Hydraulische und hydrologische Zusammenhänge für Formgebungsprozesse des fluvialen Systems

Bevor auf die spezifischen Prozesse der Talbildung auf dem Mars eingegangen werden wird, soll kurz skizziert werden, wie ein fluviales System aufgebaut ist und welche Vorgänge ein solches System im Allgemeinen steuern. Dabei wird die Konzentration jeweils nur auf diejenigen Abläufe gerichtet, die auch für das Verständnis dieser Arbeit von Nutzen sind.

3.1 Hydraulische Geometrie des Gerinnebettes

Für die Formgebung des Gerinnebettes sowie die der Täler ist neben dem Gefälle vor allem der Durchfluss (Q) in einem betrachteten Zeitintervall [s] von Entscheidung. Die Bestimmung desselben ist aber aufgrund der Tatsache, dass der Mars der in-situ-Messung sich entzieht und die gegenwärtigen Täler reine Trockenbetten darstellen (damit lediglich Relikte aus fluvial *aktiven* Zeitenräumen sind), nur durch das empirische Abschätzen der Durchflussrate [$m^3\ s^{-1}$] und mit Hilfe terrestrischer Vergleichswerte möglich. Der Durchfluss beeinflusst direkt die morphologischen Eigenschaften des Gerinnebettes, d. h. seine Breite (W) und Tiefe (T) sowie seine Fließgeschwindigkeit (v) als Funktion des Gefälles [*Ahnert*, 2009]. Diese drei Parameter stehen mit Q in direkter Wechselwirkung. Die Kontinuitätsgleichung verleiht diesem Wechselwirkungsverhältnis Ausdruck:

$$Q = WTv$$

Die Änderung einer Variabel bedingt daher immer die Änderung der anderen Variablen. Nimmt z. B. aufgrund der Instabilität der Ufer W zu, so verteilt sich der (gleichbleibende) Durchfluss an dieser Stelle auf eine breitere Strecke zwischen den sich gegenüberliegenden Uferabschnitten, was dazu führt, dass T abnimmt. Da durch die Abnahme von T die Reibungswirkung auf den Durchfluss größer wird, verringert sich auch v und minimiert damit die Erosionskraft auf die Uferbänke (Seitenerosion). Der Verbreiterung des Gerinnebettes werden somit natürliche Grenzen gesetzt. Erhöht sich aufgrund der Aufnahme durch Nebenflüsse flussabwärts Q, so hat das wiederum direkte Auswirkungen auf W, T und v, das folglich zu einer Vergrößerung des

durchflossenen Querschnitts führen muss, sodass sich quantitativ die Werte für W, T und v zwar ändern, qualitativ aber ihr Wechselwirkungsverhältnis beibehalten wird:

$$Q = W_1 T_1 v_1 = W_2 T_2 v_2 = W_3 T_3 v_3$$

Diese Wechselwirkungsverhältnisse mit ihren systemimmanenten Rückkopplungseffekten bestimmen generell das gesamte fluviale System, das bestrebt ist, dem energetisch günstigsten Niveau zuzustreben. Damit haben die Rückkopplungen nicht nur Einfluss auf die Formgebung des Gerinnebettes, sondern ebenso auf die des Längsprofils, da bei jeder morphologischen Veränderung der Gestaltungsimpuls sich auf das gesamte fluviale System überträgt.

3.2 Formung der Tallängsprofile

Neben den Massenverlagerungen nehmen die fluvialen Prozesse die bedeutendste Stellung im Erosions-, Transport- und Ablagerungsgeschehen ein. Die fluviale Formung wird durch die im Fluss transportiere Last (Gesamtfracht der in einem Einzugsgebiet bereitgestellten Verwitterungsprodukte), die Schleppkraft des Flusses und vom Widerstand seines Untergrundes (Felsbett, sedimentäres Aufschüttungsbett) bestimmt [*Hendl und Liedtke*, 2002]. Verwendung findet die kinetische Energie des Flusses vor allem dafür, die mitgeführte Last zu transportieren. Erfasst wird die Schleppkraft des Flusses durch die kinetische Energie (E):

$$E = \frac{1}{2} m\, v^2$$

Dabei steht *m* für die Masse des Wassers und *v* für die Fließgeschwindigkeit, die in direkter Abhängigkeit vom Gefälle des Flusses steht. Je höher Durchflussrate und Gefälle des Flusses sind, desto größer wird die Erosions- und Transportleistung des Flusses.

Um zum Ausdruck zu bringen, ob ein Fluss seine Fracht transportiert oder akkumuliert, wird das Belastungsverhältnis (BV) herangezogen, das sich aus Last und Schleppkraft zusammensetzt [*Hendl und Liedtke*, 2002]:

$$BV = \frac{Last}{Schleppkraft}$$

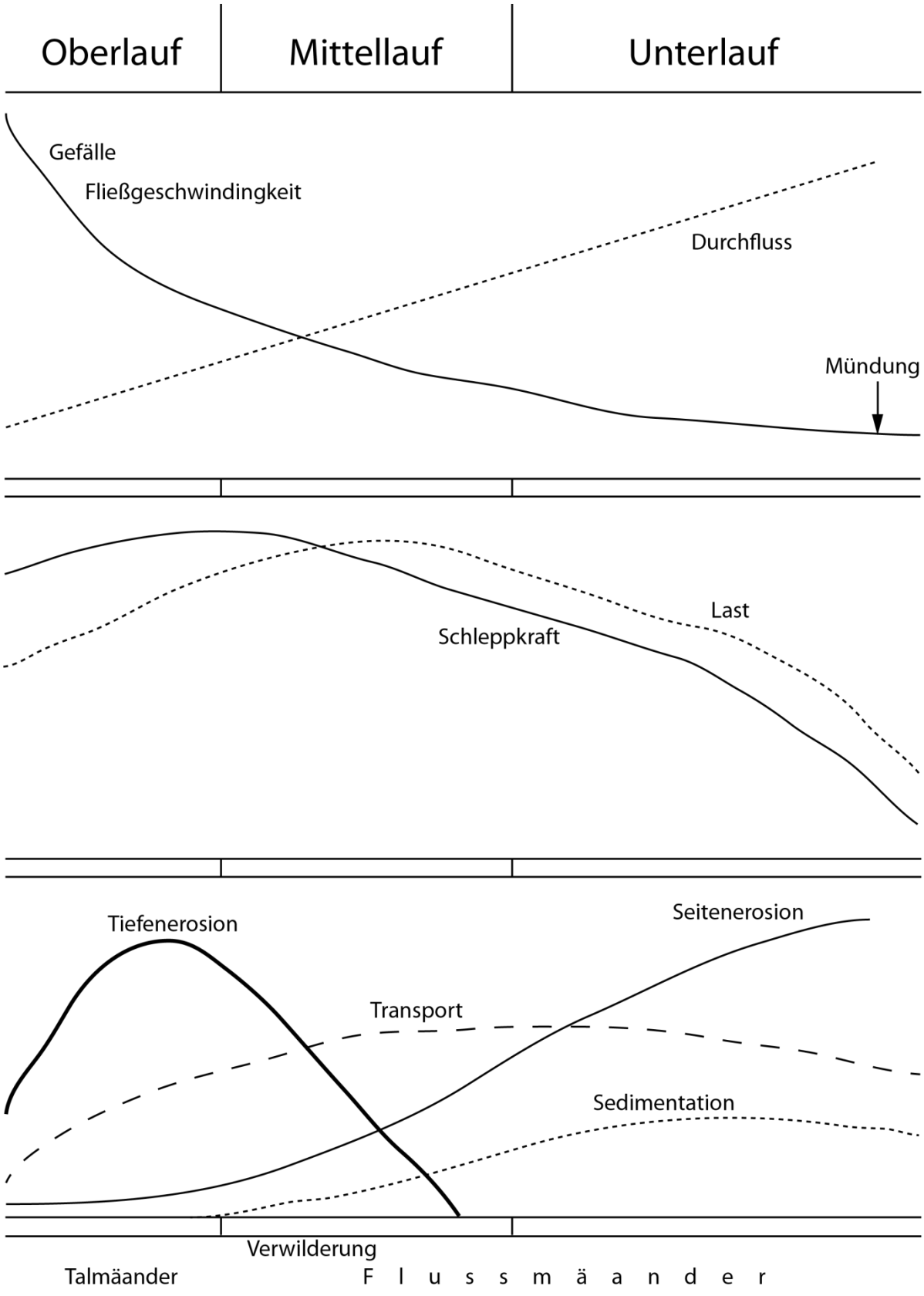


Abb. 3: Verhalten und Wirkungen der Flüsse, aus *Hendl und Liedtke* [2002].

Sind Last und Schleppkraft ausgeglichen, befindet sich das fluviale System im Gleichgewicht und BV = 1. Die Fracht wird dabei transportiert und es steht keine Restenergie zur Verfügung, um in die Tiefe zu erodieren. Übertrifft die Schleppkraft die Last, ist also BV < 1, wird sämtliches Material transportiert. Die Restenergie wird entweder für die Eintiefung des Flusses (Zunahme der Tiefenerosion) verwendet, dessen Eintiefungsimpuls sich rückschreitend flussaufwärts fortsetzt oder sie verliert sich in unkontrollierter Turbulenz, wenn die verbleibende Energie zu gering oder das Flussbett zu resistent ist, um tiefergelegt zu werden. Bei BV > 1 übertrifft die Last die Schleppkraft. Dabei bleibt dem Fluss nur die Möglichkeit aufzuschottern, d. h. zu akkumulieren. Die Aufschotterung findet ihre Entsprechung in rückschreitender Sedimentation, deren Impuls sich flussaufwärts fortsetzt [*Ahnert*, 2009]. Dabei werden vorhandene Kerbtäler oftmals zu Sohlenkerbtälern umgeformt; das Tal besitzt dabei einen relativ ebenen Talboden [*Ahnert*, 2009].

Im Verhältnis zu diesen Abläufen unterteilt man ein Flusssystem allgemein in drei Laufabschnitte, in welchen jeweils ein Belastungsverhältnis dominierend wirkt, wenngleich auch lokale Unterschiede andere Belastungsverhältnisse generieren können: Oberlauf, Mittellauf und Unterlauf (Abbildung 3) [*Hendl und Liedtke*, 2002].

Der Oberlauf ist charakterisiert durch ein in der Regel starkes Gefälle und korreliert damit mit den höchsten Fließgeschwindigkeiten. Da die Erosionskraft eine Funktion des Gefälles ist, liegt die Tiefenerosionsleistung dort besonders hoch und übertrifft im Allgemeinen die Seitenerosion um ein Vielfaches. Aufgrund der noch kleinen Einzugsgebiete und dem dadurch wenig verfügbaren Verwitterungsmaterial ist die Fracht dagegen als relativ gering einzuordnen. Die vorrangige Talform sind Kerbtäler, die bevorzugt an Bereiche engständiger Kluftscharen oder Störungszonen sich konzentrieren. Mäanderbildung tritt im Oberlauf selten auf, ist aber nicht ausgeschlossen. So bilden sich zuweilen tiefe Talmäander heraus; das Tal mäandriert dabei mit seinem Fluss [*Hendl und Liedtke*, 2002].

Der Mittellauf ist geprägt durch den Anstieg des Durchflusses, das auf die Zunahme von Seitentälern und deren Wasserschüttung in den Vorfluter zurückzuführen ist. Übertrifft die Schleppkraft die Last noch im Oberlauf, so gleichen sich die beiden Variablen im Mittellauf in der Regel an und führen zu einem ausgeglichenen Belastungsverhältnis mit vorrangigem Transport der Flussfracht bei mittleren Talgradienten. Die Tiefenerosion wird reduziert, die

Seitenerosion sowie die Sedimentation gewinnen leicht an Bedeutung. Je nach lokalem Gefälle, Materialmenge und Materialart kommt es bei kurzfristigen Akkumulationen bei hohem und meist gröberem Frachtanteil zu Flussbettverwilderungen oder zu extensiven Mäanderbildungen (Flussmäandern), wenn hohe Mengen an Feinmaterial sich im System befinden [*Ahnert*, 2009].

Im Unterlauf kehren sich Last und Schleppkraft um, das Belastungsverhältnis liegt über 1. Der Durchfluss erreicht bis zur Mündung in der Regel seine höchsten Werte durch den sukzessiven Zufluss seiner Nebentäler, vorausgesetzt, dass durch Verdunstung und Versickerung kein Wasser aus dem System entfernt wird. Der Transport nimmt langsam ab aufgrund der stetigen Verringerung des Gefälles. Sedimentation und Seitenerosion erreichen dadurch ihre jeweils höchste Ausprägung und es kann im Mündungsbereich zur Schüttung von alluvialen Fächern kommen, wenn die Erosionsbasis z. B. ein Krater oder ein intramontanes Becken ist, d. h. wenn der Fluss in ein weiträumigeres, flacheres Gelände mündet und damit seine Fracht durch die Abnahme seiner Fließgeschwindigkeit zu akkumulieren gezwungen wird. Mündet der Fluss in ein stehendes Gewässer, z. B. in einen Kratersee, kommt es in aller Regel zur Bildung von Deltas [*Ahnert*, 2009].

Im Laufe seiner Strecke vom Oberlauf zum Unterlauf ist der Fluss bestrebt auf jedem Punkt seines Längsprofils einen ausgeglichenen Systemzustand zu erreichen (Gleichgewicht zwischen Transport und Sedimentation). Da jedoch aufgrund kleinster Veränderungen innerhalb der Laufstrecke dieser „Störungsimpuls“ sich durch das Gesamtsystem fortpflanzt, worauf das Längsprofil mit Neuanpassung reagiert, muss festgehalten werden, dass das hier vorgestellte Modell nichts als einem idealtypischen Ablauf entspricht, das lediglich Variationen realer Begebenheiten widerspiegeln kann. Abweichungen von diesem Modell liegen damit in der Natur der Sache und können auch durchaus erhebliche Unterschiede zum hier Dargelegten aufweisen.

4 Fluviale Morphodynamik auf dem Mars – Prozesse und Strukturen

Im vorherigen Kapitel wurde gezeigt, dass Wasser, vor allem in der Frühphase des Mars, erheblichen Einfluss auf die geologische wie geomorphologische Ausgestaltung der Marsoberfläche besaß. Die Rolle flüssigen Wassers als ausgestaltendes Agent der Trockenbetten nahm jedoch im Laufe der Marsgeschichte immer mehr ab [z. B. *Carr*, 1995; *Hynek et al.*, 2010]. Damit sind die fluvialen Erosionsereignisse bis zur Gegenwart hin nur noch sporadisch aufgetreten. Heute herrschen auf dem gesamten Mars Bedingungen, die die Existenz flüssigen Wassers an der Oberfläche unmöglich machen. Daher mussten die Rahmenbedingungen der Umwelt, die stabile Voraussetzungen für die Existenz flüssigen Wassers erlaubten, von der Frühphase bis in die Gegenwart grundlegenden Veränderungen unterworfen gewesen sein. Welche Entwicklung dabei die charakteristischsten fluvialen Erosionsformen, die der Talsysteme, genommen haben, was zu ihrer Entstehung führte und welche Verteilung sie global einnahmen, soll dieses Kapitel näher beleuchten.

4.1 Rahmenbedingungen für fluviale Erosion auf dem Mars

Abbildung 4 zeigt das Phasendiagramm von Wasser. Es erklärt, dass die Rahmenbedingungen, unter denen Wasser in allen drei Aggregatzuständen anzutreffen ist, von unterschiedlichen Druck- und Temperaturbedingungen bestimmt werden. Auf der Erde, deren durchschnittlicher Bodenluftdruck bei 1013,26 mbar liegt, ist flüssiges Wasser in einem Temperaturinterwall von 100 K zwischen 0 °C und 100 °C möglich. Gehen die Temperaturen über 100 °C hinaus, ist Wasser nur noch in der Gasphase als Wasserdampf stabil, unter 0 °C beginnt (reines) Wasser zu gefrieren und bildet Eis. Nimmt der Atmosphärendruck ab, verkleinert sich auch das Temperaturfenster der flüssigen Phase des Wassers, bis es bei 6,1 mbar geschlossen ist und Wasser bei diesem Druck entweder als Eis und Wasserdampf unterhalb oder als Wasserdampf oberhalb von etwa 0 °C stabil ist. Bei fortschreitender Druckabnahme verschiebt sich die Sublimationskurve nach links zu Gunsten der Gasphase. Die gegenwärtigen Druck- und

Temperaturbedingungen liegen auf dem Mars bei durchschnittlich 6 mbar Atmosphärendruck und bleiben damit knapp unterhalb des Tripelpunktes des Wassers [*Kieffer et al.*, 1992].

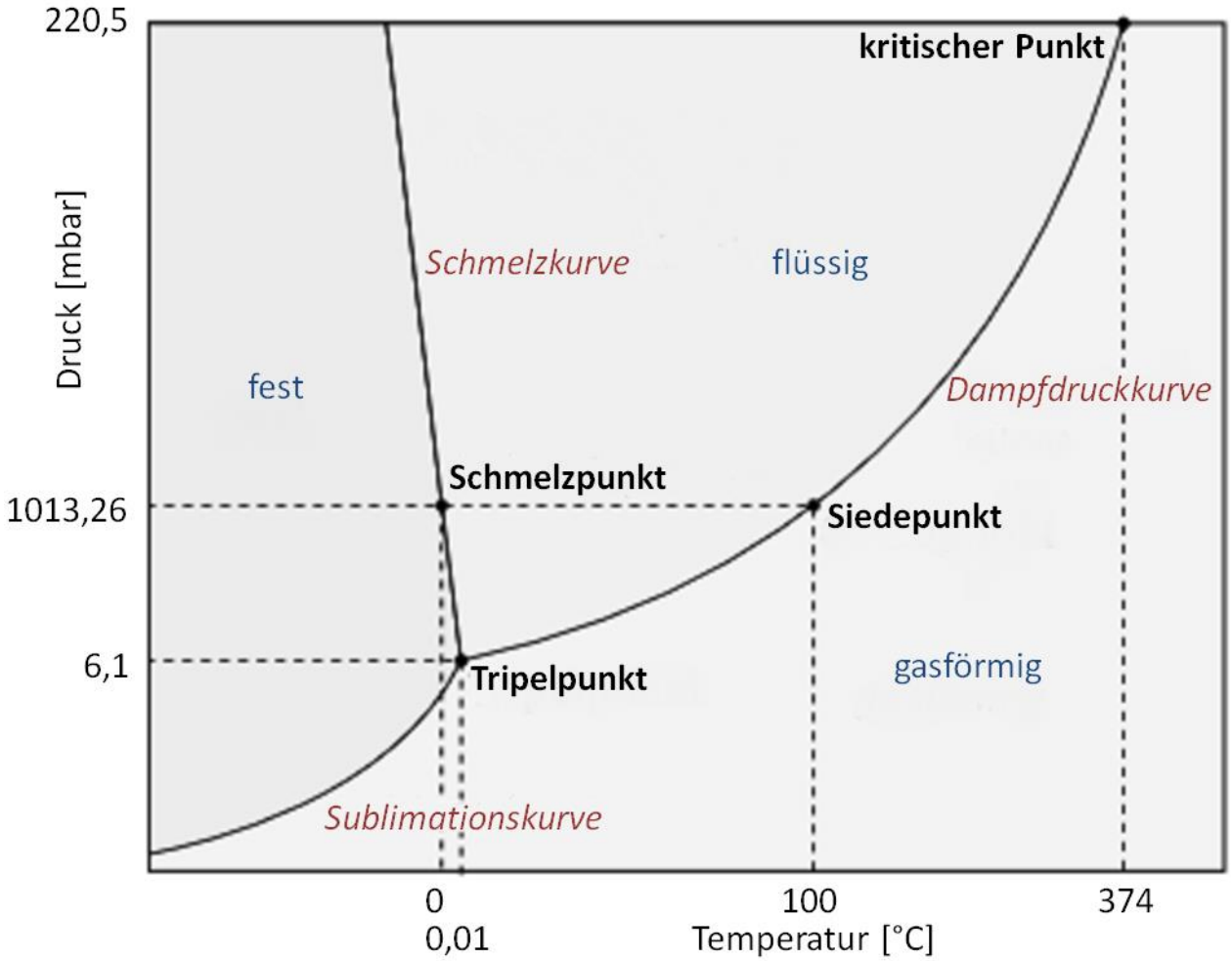


Abb. 4: Phasendiagramm des Wassers [*Cerbe und Hoffmann*, 2002], bearbeitet von A. Petau..

Wasser ist somit nur in den tiefsten Bereichen (z. B. Hellas-Becken), wo der Luftdruck den Druck des Tripelpunkts übertrifft, theoretisch möglich. Aufgrund der gegenwärtig weit unter der Null-Grad-Grenze liegenden Temperaturen, bleibt aus dem Untergrund austretendes oder sich an Gesteinsoberflächen absetzendes Wasser auch dort nur kurzfristig und lokal begrenzt stabil. Dennoch sind in der Äquatorregion auch heutzutage noch Temperaturen von über 20 °C detektiert worden [*Kieffer et al.*, 1992]. Da sich dort aber die Topographie mehrere Kilometer

über dem Nullniveau erstreckt, liegt der Luftdruck erheblich unterhalb des Tripelpunktes. Auch die höheren und damit kälteren Atmosphärenschichten lassen flüssiges Wasser nicht zu.

Aufgrund der Annahme, dass die Talsysteme auf dem Mars (ebenso wie die der Erde) stark an atmosphärische Bedingungen gekoppelt waren und integraler Bestandteil des Klimasystems sind, muss davon ausgegangen werden, dass der Mars in seiner Frühphase eine dichtere Atmosphäre besessen haben muss, die flüssiges Wasser an der Oberfläche stabil bleiben ließ, die dann aber im Laufe seiner Entwicklung verloren ging.

Die folgenden Teilkapitel 4.2 und 4.3 sollen in allgemeiner Form die fluvialen Rahmenbedingungen erläutern und Talsysteme näher beleuchten und deren Verteilung, Morphologie und Entstehung untersuchen.

4.2 Talsysteme auf dem Mars

Die Talsysteme stellen die auffälligsten und längsten Erosionslinien auf dem Mars dar. Da mehr als 90 % all dieser fluvialen Systeme sich an der Epochengrenze zwischen Noachium und Hesperium gebildet haben [z. B. *Fassett und Head*, 2008b; *Hynek et al.*, 2010], markieren sie eine Zeitenwende, in der sich die Umweltbedingungen auf dem Mars grundlegend änderten.

Differenziert werden dabei zwei Haupttypen, die sich in ihrer Gestalt und Genese deutlich unterscheiden: dendritische Talsysteme und durch rückschreitende Quellerosion (Grundwasseraustritt) gespeiste Talsysteme, die unter dem englischen Begriff *sapping valleys* geführt werden.

4.2.1 Dendritische Talsysteme – Oberflächenabfluss

Die dendritischen (baumartig verzweigten) Talsysteme gehören zu den ältesten erhaltenen Erosionsstrukturen auf dem Mars (Abbildung 5). Die Talbreiten variieren zwischen wenigen Metern und mehreren 100 m, die Tallängen zwischen wenigen Kilometern bis zu mehreren 100 km und weisen sich durch ein dichtes Talnetz mit hochgradiger Integration der Nebentäler aus

[z. B. *Carr*, 2006]. Geprägt wurden sie durch Oberflächenabfluss, der entweder direkt durch Regen mit nachfolgendem Oberflächenabfluss bestimmt wurde [z. B. *Craddock und Howard*, 2002] oder durch eine sukzessive Akkumulation von Schnee, worauf Schneefelder und Gletscher aufgebaut wurden, deren Schmelzwässer in wärmeren Zeitabschnitten ebenfalls zum Oberflächenabfluss beitrugen [z. B. *Kite et al.*, 2013]. Somit sind dendritische Talsysteme stark an klimatische Bedingungen gekoppelt, die zu unterschiedlichen, z. T. komplexen hydrologischen Abflussregimen (pluvial, nival, glazial) führen konnten, was sich auf das Verhalten der fluvialen Erosionsleistung auswirken musste. Umrahmt werden dendritische Systeme von topographischen Hauptwasserscheiden, Kulminationslinien wie Berggrate oder Kraterränder, die jeweils eigenständige Haupteinzugsgebiete voneinander trennen. Innerhalb eines Haupteinzugsgebietes können zuweilen lokale topographische Wasserscheiden ausgemacht werden, die kleinere Teileinzugsgebiete voneinander trennen.

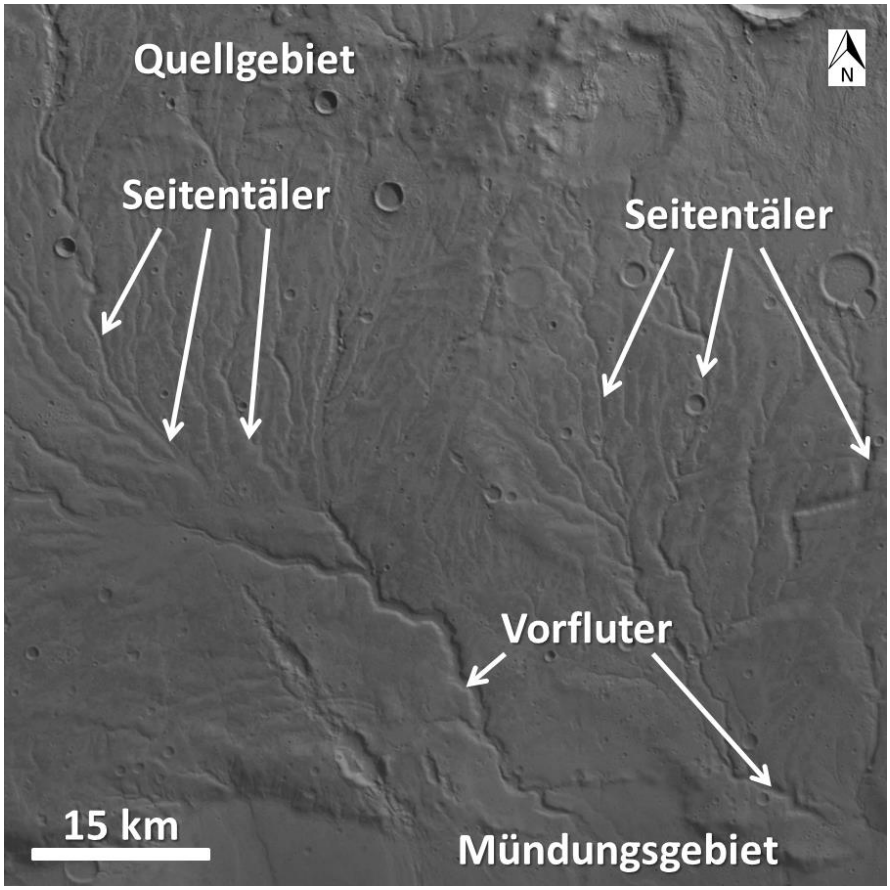


Abb. 5: Warrego Valles als ein Beispiel für dendritische Talsysteme. Geprägt wurden sie durch Oberflächenabfluss, ausgelöst durch Niederschläge (Regen/Schnee) und/oder Schmelzwässer. Bildmitte: 42° S, 92° W, HRSC H8699_0000, Mars-Express.

Im Allgemeinen folgen dendritische Talsysteme dem Relief und werden damit stark von der Topographie kontrolliert. Sie entspringen in höheren Positionen im Gelände, verzweigen und integrieren sich zu einem Hauptsystem talabwärts, entwässernd in entsprechende Erosionsbasen wie z. B. intramontane Becken und Krater. Ihre Talnetzmuster sind vorrangig auf homogenem Untergrund angelegt und werden damit nur kleinräumig durch lokale Inhomogenitäten des Untergrundes (z. B. unregelmäßige Verteilung von Kluftscharen, Hindernisse oder tektonische Strukturen) in ihrem Lauf bestimmt.

Querprofile dendritischer Täler zeigen häufig v-förmige Erosionsnischen im Quellgebiet; sie entspringen als Kerbtäler. Im weiteren Verlauf nehmen die Talbreiten aufgrund der Zunahme des Durchflusses durch die fortschreitende Integration der Seitentäler zu und erhalten dadurch ein eher u-förmiges Profil im Mittel- bis Unterlauf, das auch durch eine Zunahme der Talhangdenudation bestimmt wird; sie entsprechen damit terrestrischen Sohlenkerb- bis Kastentälern [*Zepp*, 2011]. Aufgrund des Alters dieser Talsysteme von über 3,5 Ga [*Fassett und Head*, 2008b] sind sämtliche Talsysteme z. T. stark von späteren Erosions- und Sedimentationsprozessen überprägt worden und zeigen damit immer eine modifizierte Morphostruktur [*Balme et al.*, 2008]. So sind z. B. Flussbetten nur an wenigen Stellen auf dem Mars erhalten geblieben [z. B. *Erkeling et al.*, 2010; *Jaumann et al.*, 2010]. Die meisten von ihnen sind z. B. entweder durch Sedimente, Laven, Decken von Staub überlagert oder komplett erodiert worden [*Malin und Edgett*, 2001], was die Quantifizierung von Massenbilanzen erschwert und in vielen Fällen sogar ganz unmöglich macht.

Die Längsprofile auf dem Mars unterscheiden sich von terrestrischen dadurch, dass sie einen mehr oder weniger linearen Verlauf ihres Gefälles besitzen [*Jaumann*, 2003], während die Talsysteme auf der Erde sich durch einen konkaven Verlauf auszeichnen [*Ahnert*, 2009]. Das bedeutet, dass das fluviale System es nicht erreichen konnte, einen Ausgleich zwischen Erosion, Transport und Sedimentation zu schaffen. Gründe dafür werden darin gesehen, dass die Zeitspanne der Aktivität der Talsysteme zu gering war, sodass das System sich nicht an die neuen Bedingungen anpassen konnte; des Weiteren, dass schlicht zu wenig Nachschub an Wasser vorhanden war und/oder klimatische Fluktuationen während der Entwicklung des fluvialen Systems es verhinderten, ein ausgeglichenes Tallängsprofil zu erzeugen [*Jaumann*, 2003].

Die Mündungsbereiche, z. B. Krater, intramontane Becken, zeichnen sich oft durch ein Fehlen von Ablagerungen des durch den Fluss transportieren Materials aus, vor allem dann, wenn die Erosionsbasen weite Ebenen darstellen, über die sich das Material weiträumig ausbreiten konnte, womit eindeutige Schüttungskörper (z. B. Schwemmfächer, Deltas) oft nicht mehr zu identifizieren sind. Aufgrund des Alters der Talsysteme ist es aber auch wahrscheinlich, dass abgelagertes Material im Laufe der Zeit durch andere Oberflächen (z. B. Laven) überdeckt oder vollkommen von späteren Erosionsprozessen vernichtet worden sind. Dennoch existieren in den Hochländern Regionen, wo Deltaschüttungen oder alluviale Fächer ausgemacht werden konnten [z. B. *Erkeling et al.*, 2011; *Kleinhans et al.*, 2010; *Korteniemi et al.*, 2005; *Pondrelli et al.*, 2008]. Weiterhin sprechen auch sedimentäre Kraterfüllungen, Terrassen und Strandlinien dafür, dass erheblich Material fluvial transportiert worden sein muss [z. B. *Erkeling et al.*, 2012].

4.2.2 Talentstehung durch rückschreitende Quellerosion – Grundwasseraustritt

Ein ganz anderer als der durch Niederschlag und folgendem Oberflächenabfluss geprägte dendritische, ist der durch Grundwasseraustritt bestimmte Typ (Abbildung 6). Geprägt wurde dieses System durch Quellerosion und Sickerwasseruntergrabung. Das setzt zum einen Grundwasserspeicher (Aquifer), zum anderen Grundwasserstauer (Aquicluden) sowie tektonische Schwächezonen (z. B. eine Erhöhung der Kluftscharen) voraus, die den Lauf des Grundwassers kontrollieren (Abbildung 7). Dem hydraulischen Druckgefälle folgend, bewegte es sich auf die Zone geringeren Druckes (Quelle) zu. Aufgrund der größeren Durchnässung und erhöhten chemischen Verwitterung an der Quellaustrittsstelle kollabierten mit der Zeit die sich über der Quelle befindlichen Deckschichten der Aquifers und brachen nach. Infolgedessen arbeiteten sich diese Täler durch rückschreitende Erosion bis zu hunderten von Kilometern in die Marshochländer hinein.

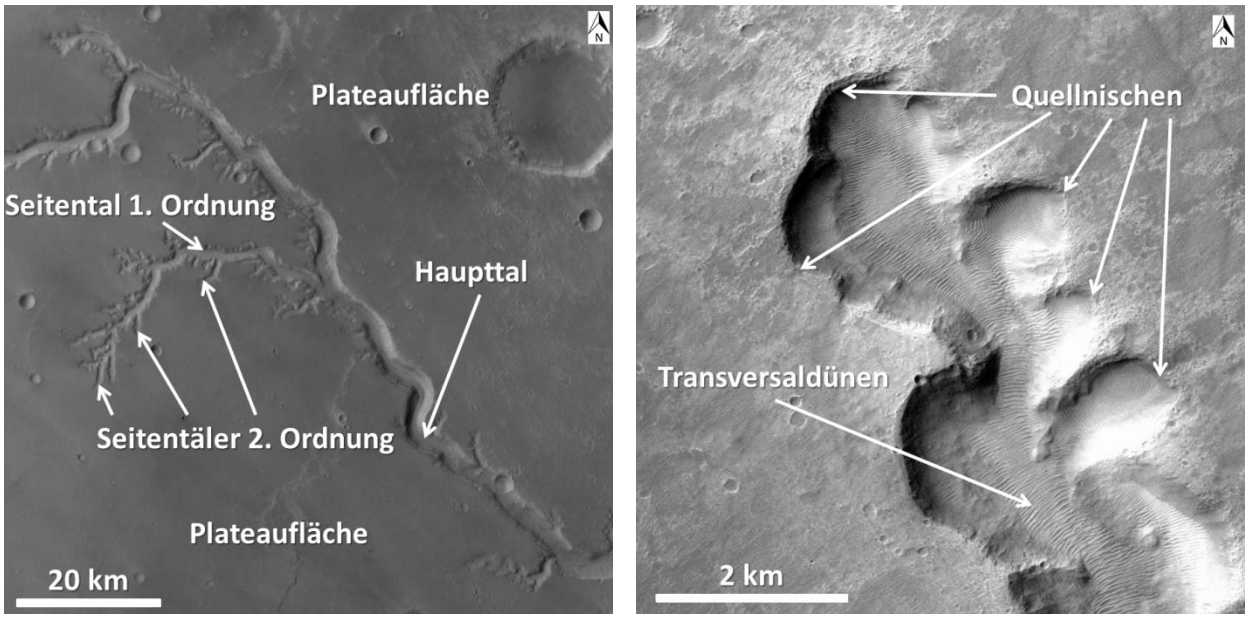


Abb. 6: Nirgal Vallis als Beispiel eines durch Grundwasseraustritt erzeugten und kontrollierten Talsystems. Dabei arbeitet sich die rückschreitende Erosion ins Hochland hinein (hier jeweils von rechts unten nach links oben). Die Talbreite bleibt dabei im Wesentlichen entlang des gesamten Talzuges erhalten. Typisch für diese Talsysteme ist ihr longitudinaler Verlauf. Die Quellnischen sind kurz und gedrungen und zeigen ihre typische amphitheatralische Morphologie (HRSC H6424_0000, Mars-Express) (linkes Bild 27°S, 42° W), (CTX P13_006163_1526, MRO) (rechtes Bild 26°S, 46°W).

Das setzte voraus, dass zumindest in der Frühphase des Mars Wasser (wahrscheinlich aus der Atmosphäre) in die Aquifer gelangte, dort gespeichert blieb und das qualitativ umso mehr, je geringer die Neigung der grundwasserleitenden Schicht war, da so mehr Wasser aufgenommen werden konnte. Die höchste Konzentration an Quellaustritten fand dabei an den Quellnischen, d. h. an den Talendköpfen statt, die den Großteil des Grundwassers ihres Einzugsgebietes auf sich lenkten und dadurch ihre charakteristische amphitheatralische Form erhielten. Dabei könnten sich im Laufe der Zeit bei gleicher Wassermenge mehrköpfige (kleinere) Quellanfangsnischen bilden, wenn sich der Grundwasseraustritt auf mehrere Austrittsstellen verteilte. Wurde eine Quellnische mit höheren Wassermengen versorgt, stieg ihre Erosionskraft und damit auch ihre Größe auf Kosten der anderen, denen nun weniger Wasser geliefert wurde. Die Zunahme der Erosionskompetenz bedingte eine stärkere Talrückverlegung durch zunehmende rückschreitende Erosion sowie die Eintiefung des gebildeten Haupttales durch erhöhte Tiefenerosionswirkung, was zu hängenden Seitentälern der übrigen Täler führte. Der Talboden des Haupttales liegt damit

auf einem niedrigeren topographischen Höhenniveau als der der Seitentäler.

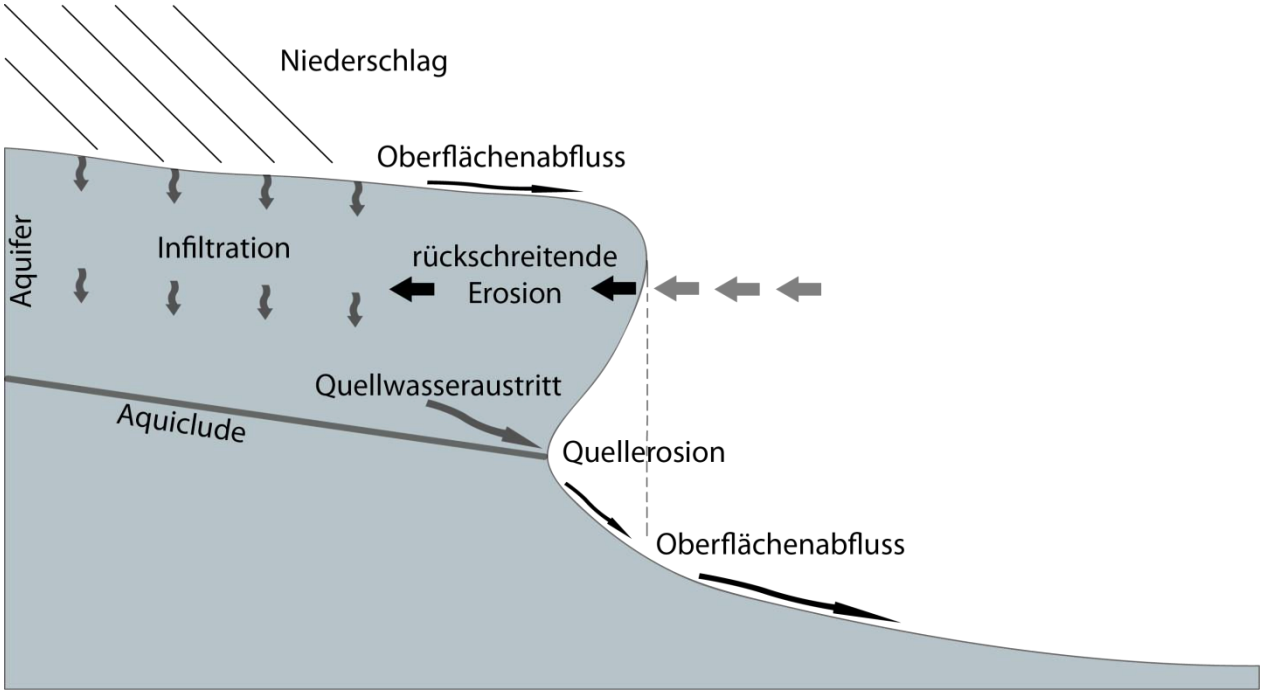


Abb. 7: Längsschnitt durch ein durch Quellerosion gestaltetes Tal. Die Infiltration von Niederschlags- oder Schmelzwasser bis hinab zur Aquiclude bedingt die Auffüllung des Aquifers mit Grundwasser. Dem Druckgefälle folgend, tritt es als Quelle knapp oberhalb der grundwasserstauenden Schicht aus, erhöht dort die Durchnässung und chemische Verwitterung, das zu einer Schwächung und zum Nachbrechen der überlagernden Deckschicht führt. Die dadurch eingeleitete rückschreitende Erosion lässt das Tal in die Hochländer sich hineinarbeiten.

Da es sich hierbei um eine positive Rückkopplung handelt, wurde die fluviale Gestaltung der tributären Täler sukzessiv geringer und schließlich stillgelegt. Aufgrund dessen, dass die Talbildung vorrangig durch rückschreitende Erosion geschah, bestimmte sie fast ausschließlich die Tallängen, während die Talbreiten im Allgemeinen beibehalten wurden und nur dort Veränderungen unterworfen waren, wo lokale Sickerwasseraustritte an den Talwänden Hanginstabilitäten bewirkten und Hangrutschungen auslösen konnten. Damit ergibt sich im Vergleich zu den dendritischen Tälern ein vollkommen anderes Talmuster von oft sehr langen Haupttälern mit gedrungenen kurzen Seitentälern, weshalb die Literatur auch von linearen bzw. longitudinalen Tälern spricht. Oft stehen Haupt- und Seitentäler orthogonal zueinander, was, anders als bei den dendritischen Tälern, für eine höhere tektonische Kontrolle spricht. War das Wasserangebot austretenden Grundwassers schließlich aufgebraucht, endete die Talbildung und ein Trockental blieb zurück.

Die Längsprofile dieser Taltypen ähneln denen der dendritischen Täler, d. h. sie besitzen ein ebenso unausgeglichenes Profil, das für ein zu geringes Wasserangebot und/oder für eine nur kurze Erosionsdauer spricht, dass somit das hydraulische Gleichgewicht und damit ein konkaves Längsprofil nicht erreicht werden konnte. Auch die Mündungen der Täler unterschieden sich hinsichtlich ihrer Sedimentationsstrukturen nicht von denen der dendritischen (siehe Kapitel 4.2.1).

4.3 Verteilung der Talsysteme in Raum und Zeit

Bei der räumlichen Verteilung der Talsysteme fällt auf, dass dieselben sich vorrangig auf die Hochländer der südlichen Hemisphäre zwischen 40 °S und 0 °N konzentrieren (Abbildung 8 und 9a). Das hat zum einen damit zu tun, dass in diesen Höhenabschnitten die Reliefenergie besonders hoch ist und vertikale Distanzen von oftmals mehreren Kilometern zwischen Quellgebiet und Erosionsbasis in relativ kurzen Wegstrecken überwunden werden. Zum anderen bilden die Hochländer die ältesten Oberflächen auf dem Mars und fallen damit in eine Zeit, in der die fluviale Gestaltung noch hoch war [z. B. *Carr*, 2006; *Fassett und Head*, 2008b; *Hynek et al.*, 2010].

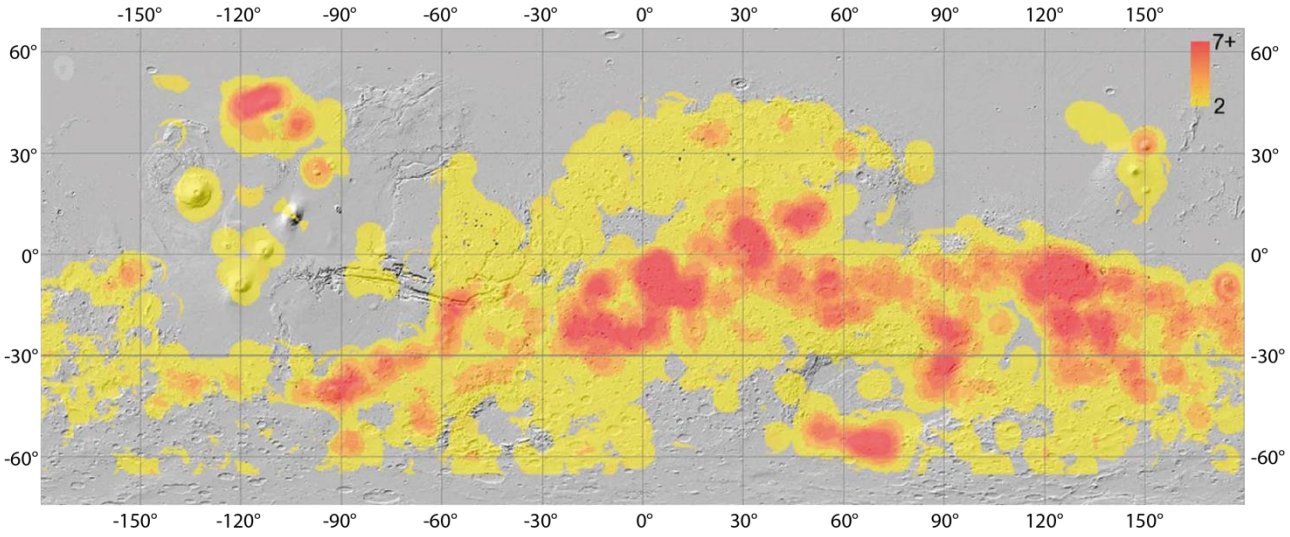


Abb. 8: Verteilung und Taldichten der Talsysteme auf dem Mars, aus *Hynek et al.* [2010].

Die Hauptkonzentration der Talsysteme (Abbildung 8) und damit die höchsten Taldichten sind um den Südrand von Tharsis, den Gebieten Noachis Terra, Terra Sabaea, Tyrrhena Terra und

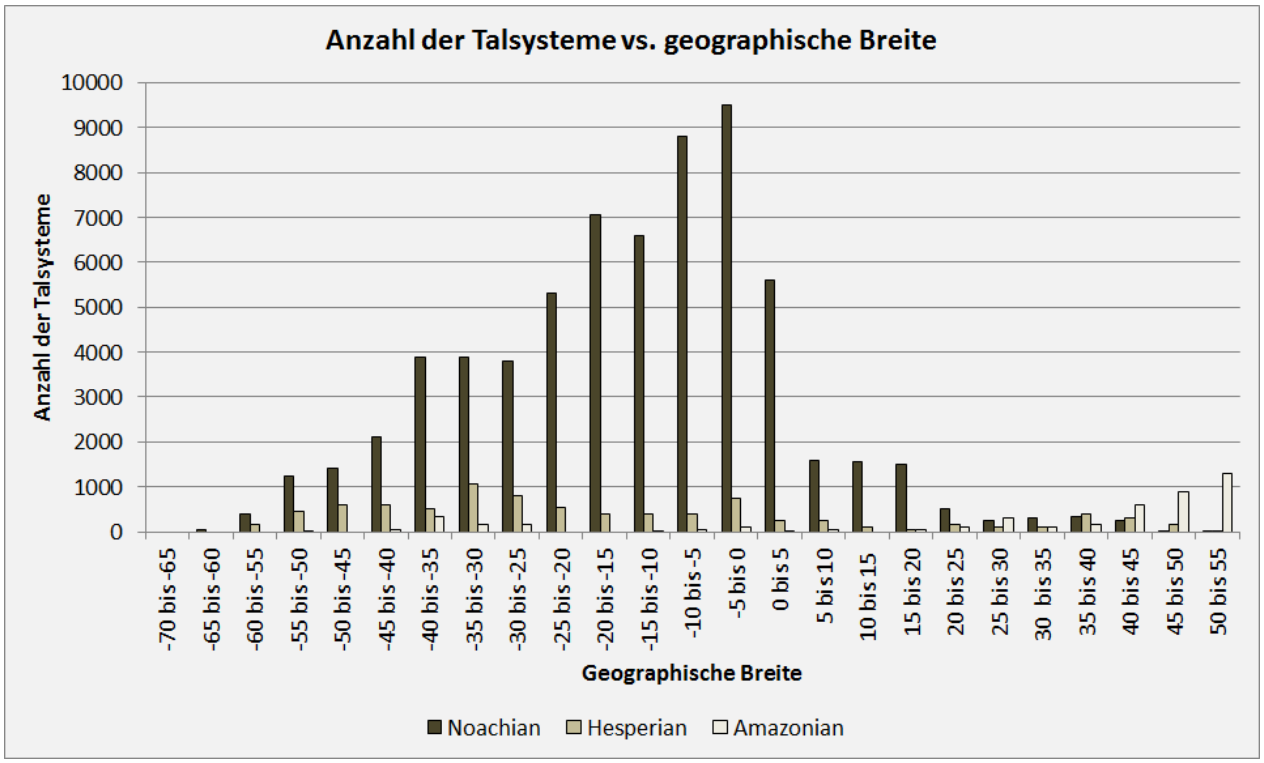


Abb. 9a: Anzahl der Talsysteme als Funktion der geographischen Breite aufgeschlüsselt nach ihrem Alter, nach *Hynek et al*. [2010].

Terra Cimmeria sowie dem Südrand des Hellas-Beckens und auf der Nordflanke des Vulkans Alba Patera (Abbildung 1 und 8) festzustellen.

Damit weisen die Taldichten eine hohe Korrelation mit den stärksten Höhengradienten auf dem Mars auf. Da die Tiefenerosion eines Flusses aber mit der Zunahme des Gefälles steigt, ist zu berücksichtigen, dass die höchsten Taldichten gerade darum in Regionen größten Gefälles verzeichnet werden können, weil sie sich tiefer in den Untergrund einschneiden konnten und damit besser bis in die Gegenwart hinein erhalten blieben als die fluvialen Systeme in Gebieten geringer Gradienten. Damit spiegeln die höheren Taldichten nicht zwangsweise die Taldichten um 3,5 Ga wider, sondern lediglich den gegenwärtigen Erhaltungszustand.

Die überregionale fluviale Entwässerung verlief vorrangig aus Süden kommend in nördliche Richtungen, also aus den Hochländern hin in die Tiefebenen der nördlichen Hemisphäre [*Jaumann*, 2003]. Die regionale bis lokale Entwässerung zeigt jedoch keine eindeutige Bevorzugung der Entwässerungsrichtung mehr. Ihre jeweils gegebenen ganz spezifischen topographischen Eigenschaften der Oberfläche mit ihrer jeweils eigenen Reliefenergie

bestimmten die Richtung der Entwässerung und ihre jeweiligen Einzugsgebiete stärker als das überregionale Gefälle.

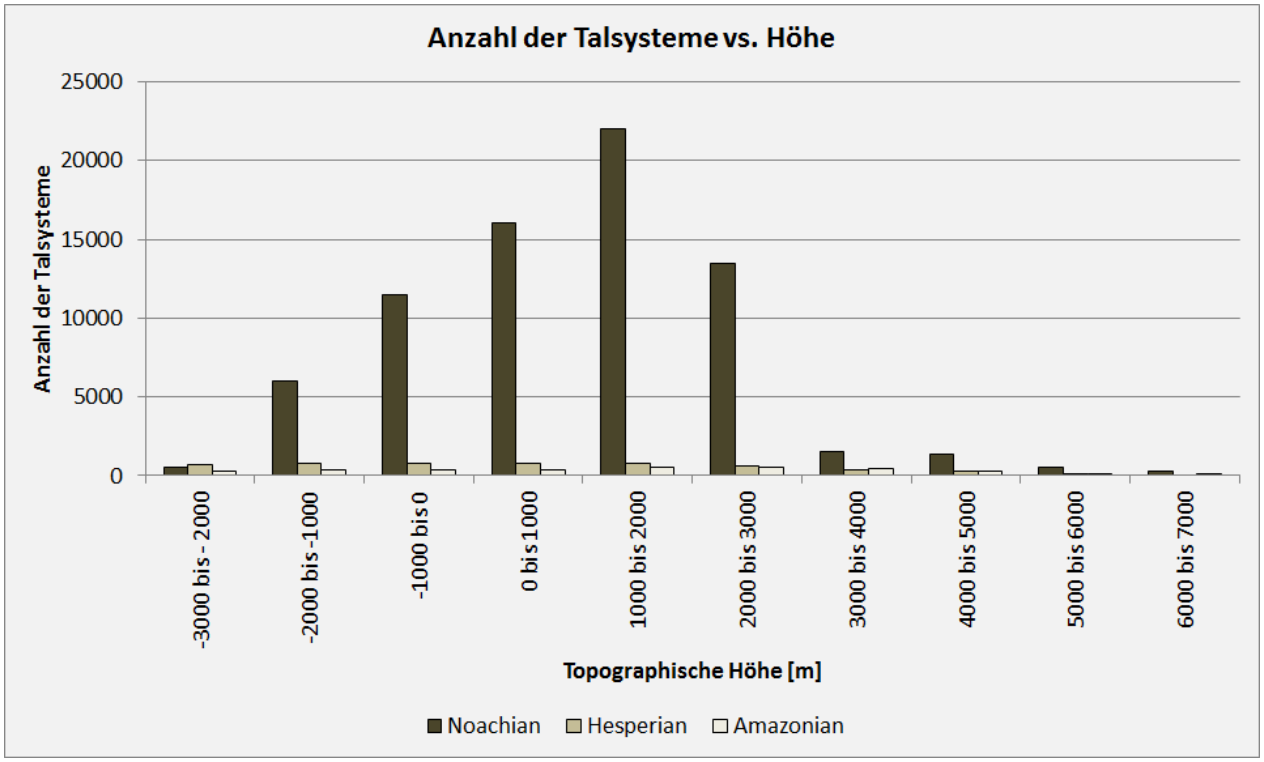


Abb. 9b: Anzahl der Talsysteme als Funktion der topographischen Höhe in Metern aufgeschlüsselt nach ihrem Alter, nach *Hynek et al.* [2010].

Die vertikale Verteilung der Talsysteme zeigt, dass die Mehrzahl zwischen -2.000 m und 3.000 m Höhe angelegt wurden (Abbildung 9b). Innerhalb dieser 5.000 m treten fast alle Talsysteme mit einem Maximum zwischen 1.000 m und 2.000 m auf. Das Auftreten der Talsysteme oberhalb von 3.000 m nimmt sodann rapide ab [*Hynek et al.*, 2010]. Da nur etwa 7 % bis der Marsoberfläche über dieser topographischen Höhe von 3.000 m zu verzeichnen sind [*Perotti und Rinaldi*, 2011], ist das spärliche Auftreten der Talsysteme nicht vorrangig auf die Abnahme der Niederschläge mit der Höhe zurückzuführen, sondern mit dem flächenmäßig geringen Anteil über 3.000 m im Verhältnis zur Gesamtfläche des Mars. Die Gebiete zwischen -2.000 m und 3.000 m nehmen dahingegen einen Anteil von annähernd 60 % an [*Perotti und Rinaldi*, 2011]. Die Anzahl der

Talsysteme hesperischen und amazonischen Alters sind in allen Höhenniveaus relativ gleich verteilt und entsprechen in der Summierung ihrer Häufigkeit etwa den noachischen Tälern über 3.000 m und unter -2.000 m. Abbildung 9b verweist damit ebenfalls auf fluviale Aktivität vorrangig zu noachischer Zeit.

Aufgrund dessen, dass für die heutige hypsographische Situation des Mars seine gegenwärtige Topographie herangezogen wird, lässt sich nicht feststellen, ob und in welchem Zeitraum wie viele Talsysteme in den nördlichen Tiefländern angelegt wurden. Die jüngeren Oberflächen der Nordhemisphäre überdecken potentiell vorhandene Talsysteme vor allem durch die extensiven hesperisch-amazonischen Ablagerungen der Ausflusstäler und verhindern somit ihr mögliches Dasein der Beobachtung [z. B. *Tanaka et al.*, 1992]. Damit dokumentierten die Tiefländer, dass die Hauptbildungsphase der Talsysteme bereits abgeschlossen war als ihre Oberflächen gebildet wurden.

5 Statistische Messmethoden von fluvialmorphologischen Strukturen

Bei der generellen Untersuchung von Erosionsprozessen geht es darum, deren dreidimensionale Eigenschaften des Raumes qualitativ und quantitativ zu analysieren und zu beschreiben. Aufgrund der Veränderung von Erosionsstrukturen spielt der Faktor Zeit als vierte Dimension eine bedeutende Rolle. Die zu untersuchenden Erosionsmuster in einen raumzeitlichen Kontext zu setzen und die geologisch-geomorphologischen Prozesse zu erkennen, die zu ihnen führten, benötigt die genaue Kartierung und Vermessung der Oberfläche. Dabei sind die qualitative Beschreibung in allen drei Dimensionen, die folgende Quantifizierung dieser Oberflächenstrukturen und die Zuordnung ihrer topologischen Eigenschaften (räumliches Gesamtmuster aller zueinander in Verhältnis stehenden Oberflächenstrukturen) die Aufgabenfolge jeder morphologischen Untersuchung.

Im Folgenden wird auf die unterschiedlichen Möglichkeiten der räumlichen Analyse von Erosionsstrukturen und -mustern mit dem Fokus auf die für diese Arbeit stärker ins Gewicht fallende Fluvialmorphologie eingegangen.

5.1 Variablen zur Messung linearer Strukturen

Aufgrund des zumeist gebündelt abfließenden Wassers und die infolgedessen sich entwickelnde Konzentration des Abflusses auf einzelne Tiefenlinien im Gelände, nehmen die linienhaften Erosionsstrukturen (Rinnen, Kanäle, Täler) die bedeutendste Stellung innerhalb der fluvialen Geomorphodynamik ein. Diese Strukturen zeigen bei gleichen physischen Bedingungen ähnliche Abflussmuster, die lediglich durch die lokalen und regionalen Unterschiede des Untergrundes (Petrovarianz, Topographie), der dort herrschenden klimatischen Bedingungen (Klimavarianz) und der Zeitdauer, Häufigkeit und Intensität der Einwirkung fluvialer Erosionsprozesse modifiziert auftreten können. Infolgedessen ergeben sich bei der Messung fluvialer Strukturen unterschiedliche Größenordnungen von Untersuchungsraum zu Untersuchungsraum, sodass statistische Ergebnisse für die Charakterisierung des Bearbeitungsgebietes mit anderen Bearbeitungsgebieten als Referenzsystem erhellende Rückschlüsse für die dort wirksam

gewesenen fluvialen Erosionsprozesse geben können. Dabei sind im Laufe der Zeit eine Fülle an verschiedenen Methoden zur Bearbeitung linienartiger Strukturen entwickelt worden, von denen sich einige bewährt und im Laufe der Zeit durchgesetzt haben. Die wichtigsten und für diese Arbeit zum Verständnis relevantesten werden hier im Folgenden vorgestellt.

5.1.1 Das Talordnungssystem nach Strahler

Unter den Fluss- bzw. Talordnungssystemen [*Horton*, 1945] hat sich das Ordnungsprinzip des amerikanischen Hydrologen und Geowissenschaftlers Arthur Newell Strahler als weltweit eines der wichtigsten durchgesetzt [*Strahler*, 1952; 1958]. Da auf dem Mars keine Flusssysteme, sondern nur noch deren Trockenbetten zu verzeichnen sind, ist es sinnvoller von Trockenbett- und Talsystemen als von Flusssystemen zu sprechen. Aus Konvention wird bei den folgenden Ausführungen der Begriff „Talsysteme“ verwendet. Das Strahler‘sche Ordnungssystem (Abbildung 10) untersucht vor allem Talsysteme in ihren jeweils existierenden Einzugsgebieten (A). Ausgehend davon, dass sich im Laufe der Zeit Flüsse durch Integration der Nebenflüsse in den jeweiligen Vorfluter zu zusammenhängenden Flussnetzwerken verbinden (können), ergeben sich je nach Entwicklungsstadium und Entwicklungszeitraum immer komplexere Zusammenschlüsse im fluvialen Gesamtsystem. Jedem dieser Gesamtsysteme wird darin eine Ordnungszahl (U) zugeordnet. Je komplexer, integrierter und entwickelter ein Talsystem ist, desto höher ist die diesem System zugeordnete Ordnungszahl. Alle Talsegmente der Quellflüsse erhalten in diesem Ordnungssystem die Ordnungszahl 1. Beim Zusammentreffen zweier Täler mit der Ordnungszahl 1 wird dem nächsten Talabschnitt die Ordnungszahl 2 zugeordnet. Treffen zwei Talabschnitte 2. Ordnung aufeinander, so ergibt das die Ordnungszahl 3 usw. Trifft ein Tal niedrigerer Ordnung auf ein Tal höherer Ordnung, bleibt die Ordnungszahl des Tales der höheren Ordnung erhalten. Nur beim Zusammenkommen von Tälern gleicher Ordnungszahlen ergibt sich der nächsthöhere Wert. Den höchsten Wert besitzt demnach das Tal des Vorfluters im Unterlauf des Systems, der sämtliche Talabschnitte integrierte und zur Erosionsbasis hin entwässerte.

Die Flusszahl (N_u) (bzw. Flussfrequenz) benennt in dieser Systematik die Gesamtanzahl aller Täler einer bestimmten Ordnung. Sie nähme ohne weitere Zuflüsse exponentiell ab. Je mehr Zuflüsse geringerer Ordnung in einem Systemabschnitt höherer Ordnung münden, desto größer wird die Abweichung der exponentiellen Abnahme.

5.1.2 Das Talordnungssystem nach Shreve

Das Modell der Talmagnituden von Ronald L. Shreve [*Shreve*, 1966; 1967] besitzt Ähnlichkeiten mit dem Talordnungsprinzip Strahlers (Abbildung 10). Der Unterschied ist lediglich, dass für den Abfluss im jeweiligen Talabschnitt (Abfluss in diesem Modell dimensionslos) die einzelnen Talabschnitte jeweils addiert werden. Darin enthalten wiederum alle Quellabschnitte die Magnitudenzahl (M) 1. Treffen zwei Talabschnitte zusammen, erhält der sie aufnehmende Talabschnitt die Summe der beiden in ihn mündenden Talabschnitte. Somit ergeben sich Werte ganz unterschiedlicher Größenordnung in den jeweiligen Talsegmenten. Verwendung findet das Magnitudenmodell vorrangig dann, wenn Durchflussraten nicht bestimmt werden können, sondern lediglich ihre dimensionslosen Größen abzuleiten sind. Der Hauptvorfluter im Unterlauf des Gesamtsystems, der sämtliche tributären Täler integrieren konnte, erhält damit die höchste Magnitudenzahl, die gleichzeitig der Gesamtzahl aller Quellgebiete entspricht.

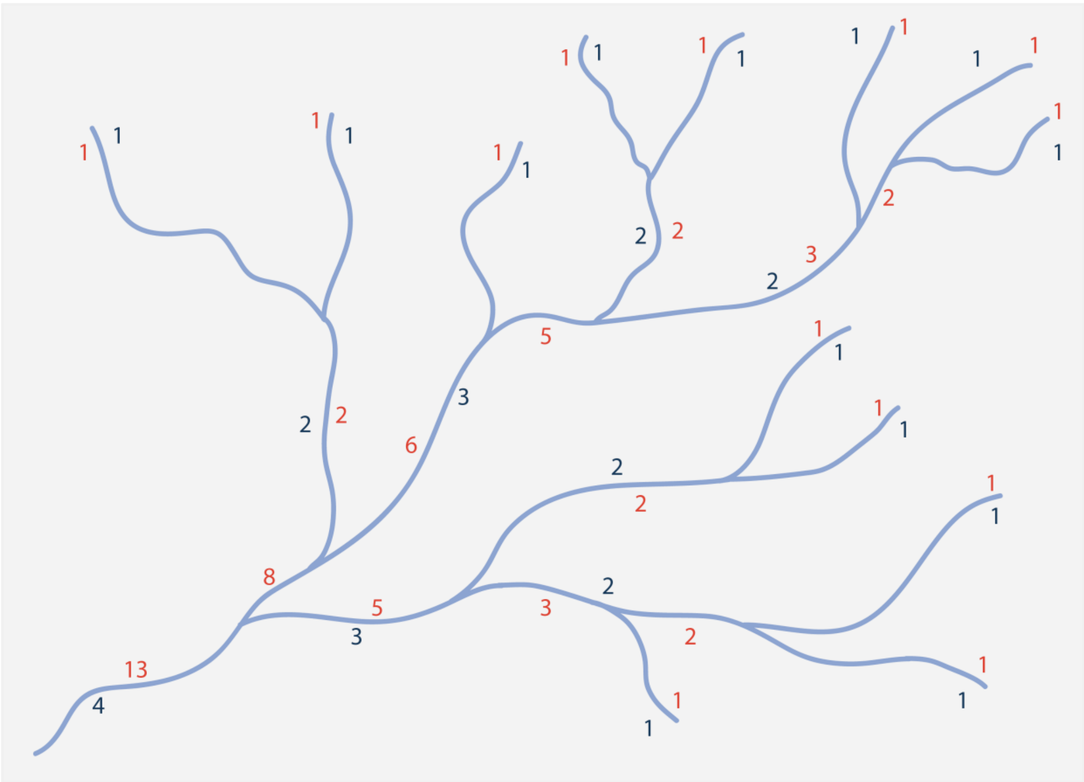


Abb. 10: Talordnungen nach Strahler (blaue Zahlen) und Talmagnituden nach Shreve (rote Zahlen). Die Zahlen ergeben sich jeweils durch den Zusammenfluss zweier gleichwertiger Ordnungen zur nächsthöheren Ordnung im Strahler-System, im Shreve-System hingegen durch die Aufsummierung jedes einzelnen Zuflusses (siehe Text).

5.1.3 Fluvialstatistische Zusammenhangsgrößen

Taldichte (D_T): Sind die Gesamtlängen aller Talsegmente (L_c) innerhalb eines Einzugsgebietes bekannt, lässt sich die Taldichte eines fluvialen Systems bestimmen. Diese ist definiert als das Verhältnis der Gesamtlängen aller Talabschnitte bezogen auf die Fläche des dazugehörenden Einzugsgebietes (A) [*Fryirs und Brierley*, 2013]:

$$D_T = \frac{L_c}{A}$$

Bifurkationsverhältnis (R_b): Das Bifurkationsverhältnis (Verzweigungs- bzw. Gabelungsverhältnis) beschreibt das Verhältnis aller Talsegmente einer Ordnungszahl (N_u) zu Talsegmenten der nächsthöheren Ordnung (N_{u+1}) innerhalb eines Einzugsgebietes [*Leopold et al.*, 1964]:

$$R_b = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

Sie verleiht dem Integrationsgrad der tributären Täler zum jeweiligen Vorfluter Ausdruck.

Tallängenverhältnisse (R_l): Ebenso wie das Bifurkationsverhältnis gibt das Tallängenverhältnis einen dimensionslosen Wert an. Definiert wird es als das Verhältnis der durchschnittlichen Längen eines Talabschnitts zur durchschnittlichen Länge eines Talabschnitts nächsttieferer Ordnung (N_{u-1}) innerhalb eines betrachteten Einzugsgebietes [*Leopold et al.*, 1964]:

$$R_l = \frac{N_u}{N_{u-1}}$$

Sinuositäten (P): Die Sinuosität eines Gerinnebettes charakterisiert die Länge (L) eines Laufabschnittes mit all seinen Windungen als Funktion zur geradlinigen Distanz (D) zwischen den Endpunkten dieser betrachteten Gerinnebettstrecke:

$$P = \frac{L}{D}$$

Je höher die Sinuosität wird, desto mäandrierender der Verlauf der Fließstrecke; ab einem Wert von 1,5 wird konventionell vom Einsetzen des Mäandrierens gesprochen [*Ahnert*, 2009].

Des Weiteren können *Wellenlänge* und *Amplitude* eines Laufabschnitts bestimmt werden. Die Wellenlänge entspricht dem Abstand zweiter direkt aufeinander folgender gleichsinniger Flussbiegungen (z. B. Wellental zu Wellental), die Amplitude gibt dagegen die Schwingweite zwischen den Kulminationspunkten der Flussbiegungen an [*Ahnert*, 2009].

Hack'sches Gesetz: Dieses Gesetz [*Hack*, 1957] beschreibt das Verhältnis des längsten Flussabschnitts (L) zur Gesamtfläche seines Einzugsgebietes (A):

$$L \sim A^n$$

Für konkret untersuchte Einzugsgebiete wird ein empirischer Proportionalitätsfaktor von 1,4 vor die Fläche des Einzugsgebietes gesetzt [*Hack*, 1957]. Es folgt somit:

$$L = 1{,}4\, A^n$$

Dieses Verhältnis liegt bei terrestrischen Flusssystemen im Allgemeinen bei Exponenten (n) zwischen 0,5 und 0,6. Der Exponent besagt, dass mit zunehmender Größe der Einzugsgebiete ihre Anisotropie zunimmt; sie werden somit bei ansteigender Größe länger und schmaler.

5.2 Variablen zur Messung der Topographie

Ohne Berücksichtigung der dritten Dimension sind Messungen linearer Strukturen oft nur ungenau oder überhaupt nicht möglich. Da geologisch-geomorphologische Prozesse aber nie auf einer idealen, sondern einer reliefgeprägten Oberfläche ablaufen, kommt der topographischen Erfassung eine große Bedeutung zu. Topographische Eigenschaften wie Quer- und Längsschnitte von Tälern, Tal- und Hangneigungen, die Reliefeigenschaften der Einzugsgebiete, die Quantifizierung von Volumina und deren abgeleiteter Massenbilanzierungen erlauben oft erst Aussagen über die Entstehung fluvialer Systeme. Für die Erfassung solcher topographischer Merkmale werden hier die wichtigsten tabellarisch aufgelistet (Tabelle 1).

Die Ergebnisse, die durch die oben erläuterten Methoden gewonnenen werden, sind als solche für die Bestimmung von Erosionsprozessen, die Erosionsdauer und -intensität, die Frequenz der Ereignisse und ähnlicher Aussagen nicht von grundsätzlicher Bedeutung. Sie liefern lediglich statistisch basierte Einblicke des geologisch-geomorphologisch untersuchten Raumes, die erst

durch Vergleichswerte und damit durch die Einordnung in ein Referenzsystem ihre gesamte Bedeutung erhalten. Gemeinsamkeiten und Unterschiede unterschiedlicher Flusssysteme anderer Regionen können somit ausgemacht und verstanden werden.

Tabelle 1: Variablen zur Messung der Topographie

Variable	Bedeutung
S	maximale Neigung an einem bestimmten Punkt
H	Höhendifferenz zwischen unterschiedlichen Punkten
G	Gradient: Gefälle aus dem Verhältnis Höhe zur Talbodenlänge (H/L)

6 Datengrundlage und Methodik

Für die Untersuchung der Marsoberfläche ist es notwendig, zweckmäßige Datensätze zu verwenden, die eine geowissenschaftliche Bearbeitung zulassen. Die dafür zur Verfügung stehenden Instrumente sind zahlreich. Da diese Arbeit vorrangig auf die Analyse geologischer und geomorphologischer Prozesse ausgerichtet ist, werden an dieser Stelle auch nur solche Datensätze und Methoden dargelegt, die für diese Arbeit entsprechende Relevanz besitzen und zum Einsatz kamen.

6.1 High Resolution Stereo Camera (HRSC) von Mars-Express

Die High Resolution Stereo Camera (HRSC) wurde am Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt entwickelt und im Juni 2003 an Bord von Mars-Express in die Marsumlaufbahn gebracht, die er im Dezember 2003 erreichte [*Jaumann et al.*, 2007]. Sie liefert multispektrale Daten und Stereo-Bilddaten aus einem elliptischen Orbit mit einer Pariapsis von 250 km (später auf 270 km angehoben) und einer Apoapsis von 150.000 m (später auf 10.000 m verringert). Die HRSC-Kamera besitzt zwei unterschiedliche Aufnahmesysteme: (1) ein Spiegelobjektiv mit einer Brennweite von 975 mm und einem CCD-Flächensensor (CCD = Charged Coupled Device) von 1.024 x 1.032 Pixel, mit einer Auflösung von bis zu 2,3 m pro Pixel; (2) ein Linsenobjektiv, hinter welchem sich parallel angeordnet neun CCD-Zeilensensoren befinden, welche die Oberfläche des Mars abtasten. Die Scannermessungen resultieren in stereoskopischen und multispektralen Bildstreifen. Die Kanäle des CCD-Sensors, orthogonal zur Flugrichtung angeordnet, haben eine Auflösung von 5.184 Pixeln und erreichen eine Bodenauflösung an der Pariapsis von 10 m bis 12 m [*Jaumann et al.*, 2007; *Neukum et al.*, 2004]. Damit ist es möglich, von der Marsoberfläche durch die zeilenweise arbeitenden Stereo-Farbscanner in Flugrichtung neun Bildstreifen gleichzeitig aufzunehmen, die zu einem Gesamtbild zusammengefasst werden. Jeder Sensor bildet daher simultan dieselbe Oberfläche aus verschiedenen Winkeln ab (Abbildung 11). Dabei werden bis zu fünf Bildstreifen verwendet, deren Verarbeitung zu einem Digitalen Geländemodell (DTM = Digital Terrain Model) führt, wohingegen die restlichen vier Bildstreifen dafür Verwendung finden, die Planetenoberfläche in Farbe (rot, grün, blau) und in Infrarot darzustellen [*Gwinner et al.*, 2009]. Infolgedessen werden durch das Übereinanderlegen

der Kanäle dreidimensionale Aufnahmen in Farbe generiert. Bei einer Flughöhe von 250 km beträgt die durchschnittliche Auflösung des Nadirs bis zu 10 m pro Pixel [*Jaumann et al.*, 2007]. Aufgrund der jeweils begrenzten Speicherkapazität und Datenübertragung besitzen die Bildstreifen eine Länge von 30.000 bis 60.000 Zeilen. Ziel ist es, mit HRSC den gesamten Mars in 3D und Farbe abzudecken.

Die HRSC-Bilddaten im Nadir wie im DTM finden ihre Verwendung vor allem für die Kartierung der Oberfläche. Dabei kommen den DTMs besonderes Gewicht zu, da sie die topographischen Eigenschaften der Untersuchungsgebiete am besten aufzulösen vermögen.

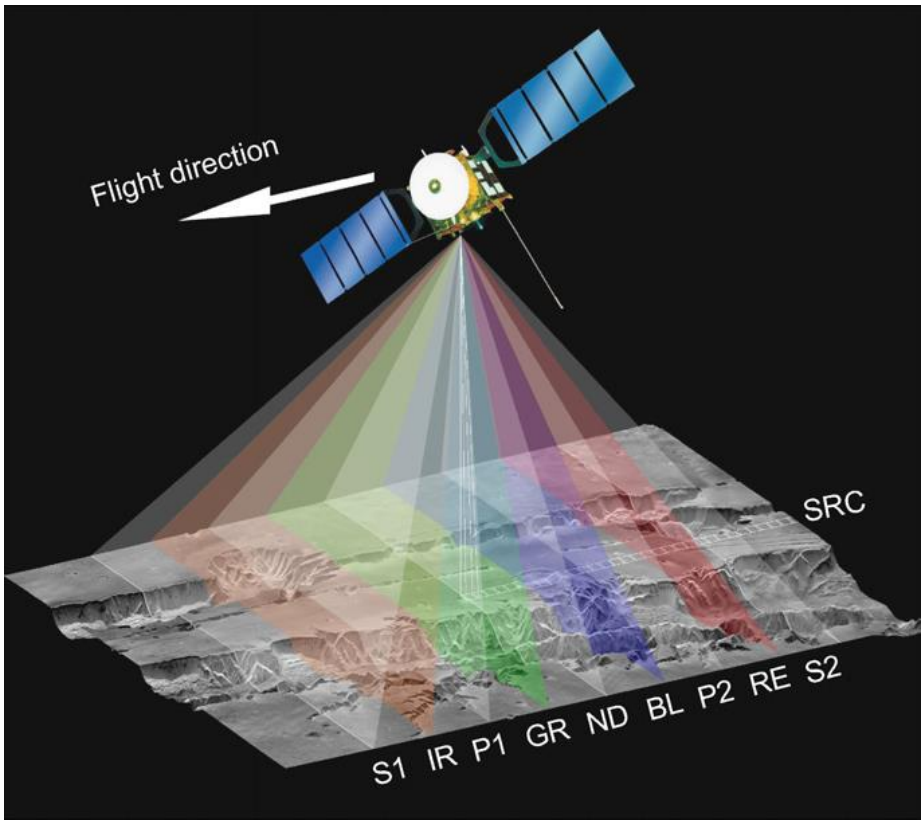


Abb. 11: Funktionsweise des CCD-Flächensensors auf Mars-Express, aus *Jaumann et al.* [2007]. Der Nadir (ND) sowie der Kanal für die Hochauflösung (SRC) befinden sich in der Mitte des Instruments. Sie sind umgeben von den Kanälen, die für Blau (BL) (-3,3°) und (GR) (+3,3°) verantwortlich sind. P1 (12,8°) und P2 (-12,8°) stellen die photometrischen Kanäle dar. Auf sie folgen die Kanäle für Rot (RE) (-15,9°) und Infrarot (IR) (+15,9°). Die äußersten Kanäle S1 (+18,9°) und S2 (-18,9°) sind für die Erzeugung stereoskopischer Bilddaten verantwortlich. Durch das simultane Abtasten der Marsoberfläche dieser neun Kanäle unter verschiedenen Winkeln, wird die Planetenoberfläche in Farbe und 3D abgebildet.

6.2 Context Camera (CTX) des Mars Reconnaissance Orbiters (MRO)

Die Context Camera ist ein vom Mars-Color-Imager-Team konstruiertes Instrument der NASA, welches sich an Bord des im August 2005 gestarteten Mars Reconnaissance Orbiters befindet und im März 2006 erste Bilder lieferte. Es wurde entwickelt, um Kontext-Bilddaten für andere Datenreihen von MRO-Instrumenten zu erlangen. Außerdem wird sie für die Exploration möglicher Landestellen weiterer Mars-Missionen (z. B. MSL-Curiosity, Landung August 2012) und für die Untersuchung geologischer, geomorphologischer sowie meteorologischer Prozesse auf der Marsoberfläche verwendet [*Malin und Edgett*, 2001]. Dieses Spiegellinsenteleskop besitzt eine Brennweite von 350 mm, einen Sichtbereich von 5,7° und einen 5000-Element-CCD-Sensor, welcher einen Bandbreitenfilter von 500 nm bis 700 nm sowie 7 µm-Pixel besitzt, das einer räumlichen Auflösung von 6 m pro Pixel entspricht. Aus einer Höhe zwischen 255 km und 320 km operiert das System in einem nahezu zirkular-polumlaufenden Orbit und generiert Bilder der Marsoberfläche mit einer Bildstreifenbreite von 30 km und über 40 km bei einer Orbithöhe von 290 km. Die Rohdaten werden wie bei Mars-Express noch im Bordcomputer zum Prozessieren transferiert (z. B. Datenkompression), bevor sie zur Bodenstation auf der Erde gelangen [*Malin et al.*, 2007] (Abbildung 12).

Für diese Arbeit werden CTX-basierte Daten vor allem für die Kartierung geologisch-geomorphologischer Oberflächenstrukturen verwendet, da ihre Auflösung bis zu 6 m auch die Kartierung jener (kleineren) Strukturen zulassen, die durch HRSC-Orbits im Nadir nicht mehr aufgelöst sind.

6.3 Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) von Mars Global Surveyor (MGS)

Das Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) war ein auf Mars Global Surveyor installiertes Instrument, dem ab März 1999 die Aufgabe zukam, den Mars in globalem Umfang topographisch dreidimensional zu erfassen, Einblick über atmosphärische Bedingungen zu geben und damit zur wissenschaftlichen Klärung klimatischer Fragestellungen (Volatile, Dunst, Wolken etc.) beizutragen.

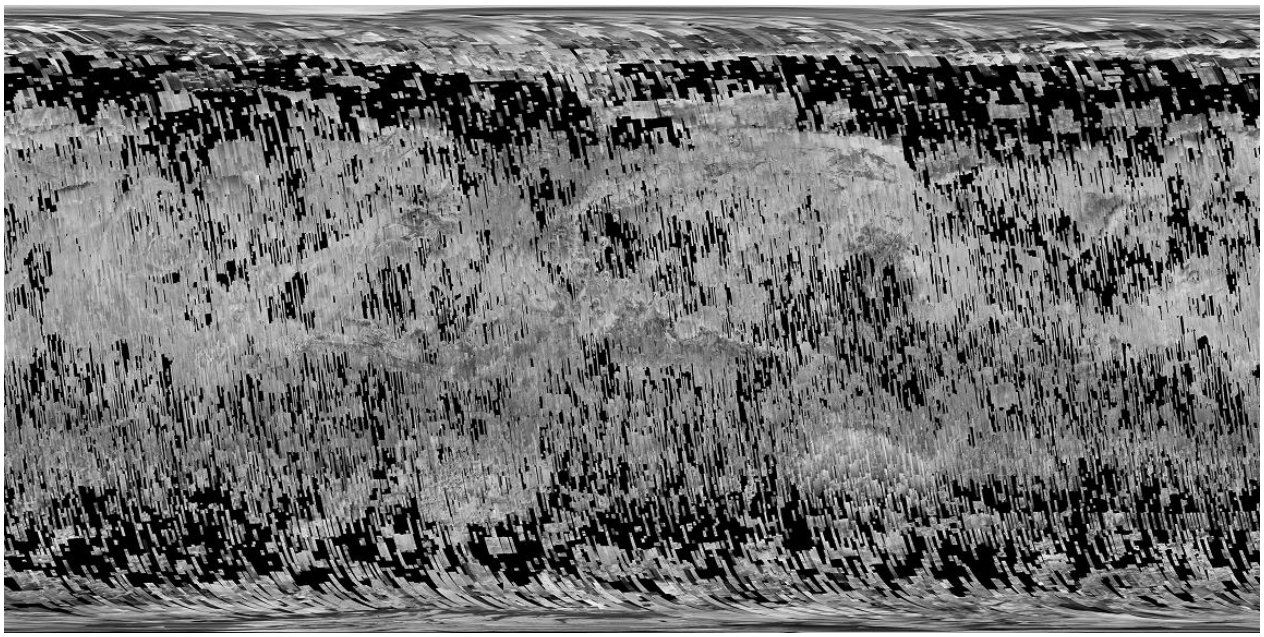


Abb. 12: CTX-Abdeckung (grauer Kartenanteil) vom 31. März 2012, Zylinderprojektion, Nullmeridian in der Bildmitte.

Von MOLA auf die Marsoberfläche hin ausgesendete Laserimpulse ergaben Messgenauigkeiten von etwa 1 m. Diese Daten wurden sowohl in Raster- sowie in sphärische Modelle konvertiert. Bei einer Wellenlänge von 1064 nm wurde ein topographisches Raster von 1/64° zur geographischen Breite und 1/32° zur Länge abgetastet, das einer Fläche von 1 x 2 km² am Äquator, einer horizontalen Auflösung von etwa 100 m in der Horizontalen [*Smith et al.*, 2001] und einer vertikalen Präzision (je nach Topographie) von 37,5 cm bis 10 m entspricht [*Abshire et al.*, 2000; *C S Gardner*, 1992; *Zuber et al.*, 1998]. Im März 2006 ging MGS verloren, dennoch konnte es erreicht werden den gesamten Mars dreidimensional zu erfassen.

Die MOLA-Daten werden für diese Arbeit dafür verwendet, die Kartierungsgebiete in regionaler Größenordnung komplett abzudecken und deren Höhenverteilung dann großräumig aufzulösen, wenn die DTMs der HRSC-Bildstreifen nicht das gesamte Gebiet abdecken.

6.4 Mars Orbiter Camera (MOC) von Mars Global Surveyor (MGS)

Werden hochauflösende Bilddaten z. B. für die Analyse kleinerer Oberflächenstrukturen gebraucht, ist es sinnvoll, auf die Mars Orbiter Camera zurückzugreifen [*Malin et al.*, 1992], die sich ebenfalls auf MGS befand. Die beiden MOC-Weitwinkelkameras besitzen ein Sichtfeld von 140° im roten und blauen Spektralbereich bei einer Bandbreite von 0,6 µm bis 0,63 µm und 0,42 µm bis 0,45 µm. Aufgrund der Hochauflösung der Bilder sind die Bildstreifen allerdings entsprechend klein, sodass für die meisten Gebiete nur kleine Bildausschnitte durch MOC-Bilder generiert wurden. MOC besitzt einen IFOV (Instantaneous Field of View) von 3,7 µRad, was einer Auflösung von 1,5 m pro Pixel am Boden entspricht. Die zumeist nord-süd-ausgerichteten Orbits haben gewöhnlich eine Länge von einigen Zehnerkilometern und eine Breite von mehreren Kilometern. Diese besitzen im Nadir eine Auflösung von 230 m pro Pixel und 1,5 km im Gradbogen [*Malin und Edgett*, 2001; *Malin et al.*, 1998]. Insgesamt lieferte die MOC bis November 2006 über 240.000 Schwarzweißbilder.

6.5 High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) des Mars Reconnaissance Orbiters (MRO)

Die HiRISE-Kamera an Bord des MRO verfügt über einen Hauptspiegel mit einem Durchmesser von 0,5 m und einer effektiven Brennweite von 12 m. Die Brennebene ermöglicht es, den Datenoutput von 28 Gigabits in weniger als 6 s zu gewährleisten. HiRISE ermöglicht die bisher höchste Auflösung der Marsoberfläche mit einer Hochauflösung von 0,25 m bis 1,3 m pro Pixel, deren Bilder in der Regel 5 km bis 6 km breit sind. Seit November 2006 liefert sie Bilder, die innerhalb der ersten 2 Jahre etwa 0,55 % der Oberfläche des Planeten abdeckten [*McEwen et al.*, 2007]. Dabei gehören den Farbdaten etwa 20 % des potentiellen Sichtfeldes eines HiRISE-Bildstreifens, der sich im Zentrum eines Bildstreifens befindet. Rechts und links des Farbbereichs befinden sich die Schwarzweißbereiche des Orbits. Oberstes Ziel ist es, die eine geometrische Korrektur topographischer Messungen mit einer vertikalen Genauigkeit von mindestens 25 cm ermöglichen. Um die Versorgung des Bildtransfers zu erhöhen, werden die HiRISE-Daten von 14- in 8-bit-Werte ohne nennenswerte Qualitätsverluste umgewandelt [*McEwen et al.*, 2007].

Ermittelt werden die HiRISE-Bilder über 14 CCD-Detektoren, die jeweils über zwei Ausgangskanäle verfügen. Neben der topographischen Korrektur gilt als zweites Hauptziel die wissenschaftliche Untersuchung zu Fragen der Geologie und Geomorphologie, der Hydrologie und Atmosphärenphysik. Ein Nebenziel besteht aus der Erkundung möglicher Landplätze für spätere Mars-Rover-Missionen (z. B. MSL, Landung im August 2012) [*McEwen et al.*, 2007; *McEwen et al.*, 2010].

6.6 Altersbestimmung von Oberflächen

Impaktkrater sind morphologische Strukturen, die aufgrund der Einschläge kosmischer Projektile auf eine Planetenoberfläche entstanden sind. Deren Größen- und Häufigkeitsverteilung gibt die Größe und die Häufigkeit der sie verursachenden Einschlagskörper wieder, die, wie *Neukum et al.* [2001] zeigen, über die letzten 4 Ga verhältnismäßig stabil war. Infolgedessen ergibt es sich zum einen, dass eine Oberfläche durch Einschlagskrater umso stärker geprägt ist, je länger diese dem kosmischen Bombardement ausgesetzt war; zum anderen lassen sich relative Alter ihrer geologischen Einheiten durch die Anzahl und Größenverteilung ihrer Krater ableiten [*R Arvidson et al.*, 1978; *Hartmann*, 1970; *Neukum*, 1983]. Somit ergeben sich in Relation zueinander Oberflächen unterschiedlichen Alters. Dabei stehen relativ höhere Kraterdichten im Zusammenhang mit älteren Oberflächen, jüngere weisen hingegen niedrigere Kraterdichten auf. Diese Relationen werden aber durch Oberflächenprozesse dahingehend erschwert, dass vor allem kleine Krater überlagert und damit verdeckt oder bereits ganz erodiert worden sind. Da der Mars (vor allem in seiner frühen Phase) im Vergleich mit anderen Himmelskörpern (z. B. Mond) eine relativ hohe Morphodynamik aufwies, müssen eventuelle Erosions- und Sedimentationsabläufe für die Altersbestimmung seiner jeweils untersuchten Oberfläche berücksichtig werden [*Hartmann*, 1971; *Neukum*, 1983]. Allerdings lassen sich absolute Altersangaben so nicht ableiten. Es bedarf dazu an Referenzwerten bezüglich des Alters, die eine Ableitung bezogen auf die relativen Alter der Kraterhäufigkeitsverteilung zulässt. Da solche Referenzalter allerdings bislang für den Mars nicht existieren, muss auf Mondproben der Apollo-Missionen zurückgegriffen werden, von denen das jeweilige Alter bestimmt werden konnte [*Neukum*, 1983]. Werden die Probenalter mit den relativen Altern der Verteilung der Kraterhäufigkeiten in Korrelation gesetzt, so lässt sich eine absolute Eichung der Zeitskalen ableiten. *Ivanov* [2001]

übertrug die Kraterbildungsrate des Mondes auf andere terrestrische Planeten; dabei wurden die jeweiligen spezifischen physikalischen Eigenschaften (z. B. Schwerebeschleunigung) berücksichtigt, wodurch die lunare Kraterchronologie auf die jeweiligen anderen terrestrischen Himmelskörper wie Mars übertragen werden konnten [*Neukum*, 1983; *Neukum et al.*, 2001]. Dabei ist die Altersbestimmung der Marsoberfläche um den Faktor von 2 genau [*Hartmann und Neukum*, 2001]. Das Krater-Chronologie-Modell gibt somit eine ziemlich genaue Datierung der unterschiedlichen Alter entsprechender Oberflächen (Abbildung 13). Die Kraterhäufigkeit bezeichnet die zunehmende Anzahl von Kratern ab einem bestimmten Durchmesser je Quadratkilometer in Verhältnis zum Kraterdurchmesser, woraus sich zugehörige Kraterretentionsalter ableiten lassen [*Neukum*, 1983], die entsprechend nach den Häufigkeiten bzw. zur Flächengröße angegeben werden. Infolgedessen wurde aufgrund der Kraterhäufigkeitsverteilung die geologische Epochengliederung des Mars vorgenommen, die mit dem Prä-Noachium vor 4,55 Ga beginnt, über das Noachium (4,1 Ga bis 3,7 Ga) und Hesperium (3,7 Ga bis 3,2/2,9 Ga) hin zum Amazonium, dem jüngsten Marszeitalter reicht, das einem Zeitraum von etwa 3 Ga entspricht (siehe Kapitel 2). Diese Zeitabschnitte sind wiederum in einzelne Serien aufgelöst, die mit Hilfe der beschriebenen Kraterhäufigkeiten auf Referenzflächen bestimmt wurden (Abbildung 13). Voraussetzung für die Altersbestimmung zu untersuchender Oberflächen ist ihre geologisch-lithologische Homogenität, die mit geologisch ephemeren und singulären Bildungsbedingungen einhergeht (z. B. Bildung von Lavafeldern, impaktinitiierter Auswurfdecken). Dabei muss zudem berücksichtigt sein, dass die zu bestimmende Oberfläche genügend Primärkrater (durch den direkten Einschlag gebildete Krater) aufweist, um eine realistische Alterserhebung zu gewährleisten. Das schließt die Zählung sekundärer Krater (durch zurückfallendes Auswurfmaterial gebildete Einschlagskrater) und Kraterketten somit aus, da sie das wirkliche Oberflächenalter verwischen. Aus diesem Grund ist die Grenze zwischen Hesperium und Amazonium schwerer zu ziehen als zwischen Noachium und Hesperium, da mit der Zeit nicht nur eine Abnahme der Kraterhäufigkeiten zu erkennen ist, sondern auch die Größe der gebildeten Primärkrater sich der Größe der Sekundärkrater immer mehr annähert, was bei ihrer oftmals ähnlichen Morphologie die Interpretation erschwert und damit Altersangaben verfälschen. Des Weiteren werden, wie bereits weiter oben erwähnt, durch das Wirken exogen-dynamischer Parameter (Erosion, Sedimentation, Einebnung, Überdeckung) Krater(-strukturen) eliminiert, partiell oder komplett verdeckt.

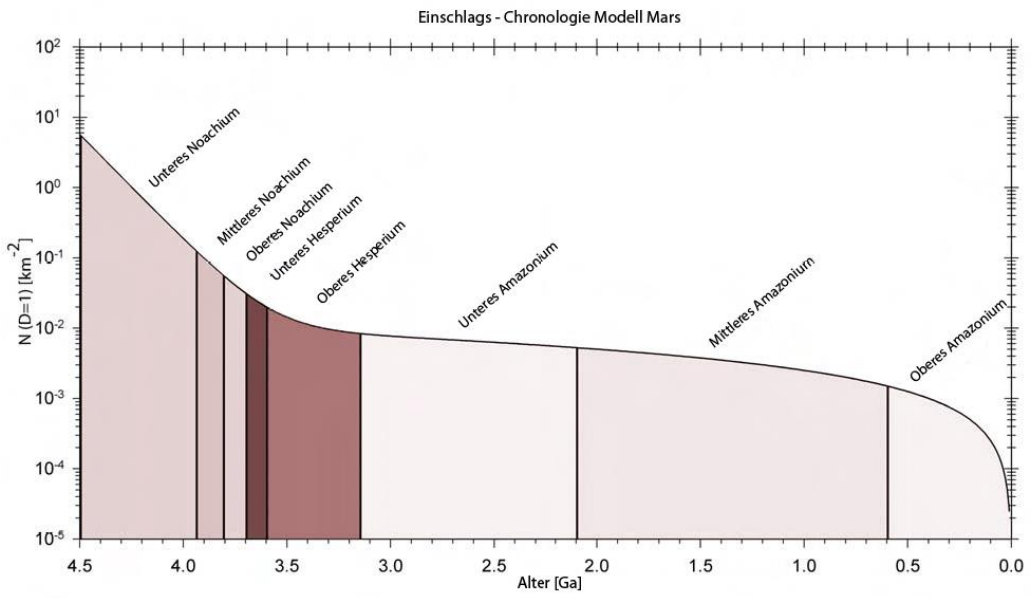


Abb. 13: Modell zur Einschlagschronologie des Mars nach *Hartmann und Neukum* [2001], entnommen aus *van Gasselt* [2007] , verändert durch *Krohn* [2010].

Die überlagernden Einheiten verfügen somit über ein jüngeres Alter als die sie unterlagernden, was seinen Ausdruck durch die geringere Oberflächenbekraterung findet. Somit ergibt sich nicht nur die Möglichkeit, geologische Geschehnisse anzugeben, sondern auch Zeiträume zwischen zwei Ereignissen zu bestimmen und somit Angaben über die Dauer geologisch-geomorphologischer Prozesse aussagen zu können. Nach Modellen von z. B. *Michael und Neukum* [2010] werden jeweils Kratergrößen sowie die Anzahl gezählter Krater pro Fläche ermittelt und chronologische Zeitkurven erzeugt, deren Produktionsverteilung als Polynomfunktion die Größen- und Häufigkeitsverteilung von Einschlagkratern beschreibt und im Verhältnis zur Größen- und Geschwindigkeitsverteilung der Projektile steht [*Neukum*, 1983; *Neukum und Wise*, 1976]. In Abhängigkeit vom Alter der Oberfläche stellt diese chronologische Kurve die kumulative Anzahl an Kratern eines bestimmten Durchmessers dar [*Neukum*, 1983], die sich aus der Abnahme des Bombardements an Projektilen im Laufe der Marsgeschichte heraus erklärt. Somit lassen sich (je nach Oberfläche) Altersangaben zwischen 4,5 Ga und 0,5 Ga errechnen.

6.7 Ermittlung der Durchflussraten

Wie bereits weiter oben dargestellt wurde (siehe Kapitel 4.1), ist die Existenz von H_2O in flüssiger Phase auf der Marsoberfläche unter gegenwärtigen Temperatur- und Druckbedingungen nicht möglich, weshalb die zahlreichen Talsysteme lediglich reliktische Trockenbett- und Trockentalstrukturen der frühen Marszeit darstellen; darum entzieht sich die Möglichkeit einer direkten Messung des Durchflusses (Q) pro Zeiteinheit ($m^3\ s^{-1}$). Aufgrund dessen sollte aus den Parametern des Talquerschnitts und Längsprofils des jeweiligen Talsystems Q abgeleitet werden. $m^3\ s^{-1}$ als Einheit von Q ergibt sich aus dem Produkt der Breite (W in m) und Tiefe (T in m) des durchflossenen Querschnitts sowie der Fließgeschwindigkeit (v in m s^{-1}). So gelang es z. B. *Jaumann et al.* [2005], *Jaumann et al.* [2010] und *Kleinhans* [2005] durch Messungen der Tiefe und Breite der Trockenbetten und Trockentäler auf ihre einstigen Durchflussraten zu schließen. Bei der Untersuchung der Trockenbetten der Krater Newton und Bakhuysen fällt die Messung ihrer Tiefe allerdings weg, da als einzige Variable W für die Messung zur Verfügung steht; T wird in den Untersuchungsgebieten von den DTMs nicht aufgelöst, weder durch MOLA noch HRSC. So sind halbwegs genaue Berechnungen als Ableitung der dreidimensionalen Morphologie des Gerinnebettes nicht möglich. Darum wurde Q in dieser Arbeit lediglich als Größendimension abgeschätzt. Zudem fehlen ebenso verlässliche Angaben über die Beschaffenheit und Stabilität der Ufer. Infolgedessen wurde versucht in Analogie zu Untersuchungen terrestrischer fluvialer Systeme, mit Hilfe empirischer Werte den Durchfluss pro Zeiteinheit aus der Breite des Gerinnebettes ableiten [*Osterkamp und Hedman*, 1982] und auf den Mars anzuwenden. *Osterkamp und Hedman* [1982] benutzen eine empirische Exponentialgleichung ($Q = f * W^e$), um den Hochwasserabfluss (Q_{max}) zu erhalten:

$$Q_{\max(Erde)} = f_{Erde} * W^{e_{Erde}} = 1{,}9 * W^{1{,}22}$$

Dabei werden die Exponenten ($e_{Erde} = e_{Mars}$) beibehalten. Lediglich der Skalierungsfaktor f_{Mars} wird an die Gravitation des Mars angeglichen, der auf f_{Erde} basiert.

Für die konservative Abschätzung der Talbreite (W) verwenden *Irwin et al.* [2005] relativ schmale und gerade Flussbettabschnitte des Talbodens, anstatt die Ufer-zu-Ufer-Breite zu verwenden, da diese durch nachfolgende (z. B. solifluidale) Massenbewegungen stark modifiziert sein können.

Um f_{Mars} zu erhalten, wird dem Ansatz von *Irwin et al.* [2005] und *Moore et al.* [2003] gefolgt. Sie setzen voraus, dass W mit der relativen Gravitation g (= 0,38 Mars/Erde) zu $g^{-0,23}$ skaliert. Daraus ergibt sich für Hochwasserabfluss

$$f_{Mars} = f_{Erde}\left[\left(\frac{g_{Mars}}{g_{Erde}}\right)^{-0,23}\right]^{-e_{Mars}} = 1,4$$

Eingesetzt in

$$Q_{\max(Erde)} = f_{Erde} * W^{e_{Erde}} = 1,9 * W^{1,22}$$

ergibt sich der empirische Zusammenhang zwischen W und Q auf dem Mars von

$$\boldsymbol{Q_{\mathbf{max}(Mars)} = 1,4\, W^{1,22}}$$

der als Abschätzgleichung von Q für Hochwasserereignisse dient.

Nach *Irwin et al.* [2005] ergeben lokale Schwankungen von W durch spätere Erosions- und Modifikationsprozesse einen möglichen Faktor von 2. Gleichungsinhärente Fehlergrößen um den Faktor 3 können durch die unbekannte Stabilität der Uferbereiche ihren Ausdruck finden. Die Ergebnisse von Q sind konservative Abschätzungen, sind aber mit großer Wahrscheinlichkeit innerhalb einer Größenordnung exakt.

Mit Hilfe des oben ausgeführten Umrechnungsverfahrens lassen sich ebenso die Abschätzungen der gemittelten Durchflussraten (Q_{mittel}) der Erde bestimmen [*Osterkamp und Hedman*, 1982]:

$$Q_{\text{mittel}(Erde)} = f_{Erde} * W^{e_{Erde}} = 0,027 * W^{1,71}.$$

Nach Skalierung auf Marsbedingungen ergibt sich für den mittleren Durchfluss

$$f_{Mars} = f_{Erde}\left[\left(\frac{g_{Mars}}{g_{Erde}}\right)^{-0,23}\right]^{-e_{Mars}} = 0,018$$

Daraus ergibt sich folgender empirischer Zusammenhang:

$$\boldsymbol{Q_{\mathbf{mittel}(Mars)} = 0,018\, W^{1,71}}$$

Dieser dient zur Abschätzung des mittleren Durchflusses pro Zeiteinheit auf dem Mars.

Aufgrund dessen, dass die Durchflussraten aus der Flussbettbreite empirisch ermittelt werden, sind die Unsicherheiten der Ergebnisse entsprechend groß. Die Durchflussraten enthalten einen Unsicherheitswert für Q_{max} von 0,79 und für Q_{mittel} von 1,09, sodass ihre auf diesem Weg ermittelten Ergebnisse, wie bereits erwähnt, lediglich berechnete Dimensionsabschätzungen bleiben.

6.8 Ermittlung der Einzugsgebiete und Abflussspenden

Als Einzugsgebiet (EG) wird das Gebiet eines fluvialen Systems bezeichnet, das seinen gesamten Oberflächenabfluss von einem topographisch höher gelegenen Areal einem niedriger gelegenen Punkt (Mündung) zuführt. Umzogen wird es von topographischen Wasserscheiden (z. B. Höhenrücken, Berggrate, Kraterränder), die verschiedene Einzugsgebiete voneinander trennen und somit jeweils die Entwässerungsrichtung festlegen. Die topographischen Wasserscheiden sind in dieser Arbeit durch die Höhenmodelle von MOLA und HRSC-DTM als höchstgelegene Linien der Topographie bestimmt worden; recht und links derselben fällt das Gelände ab. Die Bestimmung der Einzugsgebiete ist vor allem für die Ermittlung der Abflussspenden (q) von Bedeutung, die sich aus dem Verhältnis der Durchflussraten (Q) zur Größe ihres jeweiligen Einzugsgebietes (A) ergeben:

$$q = \frac{Q}{A}$$

Aufgrund dieses Verhältnisses ergibt sich somit eine äquivalente Wasserschicht (q), deren vertikale Schichtmächtigkeit ansteigt, je kleiner das entsprechende Einzugsgebiet bei gleichen Durchflussraten wird bzw. je größer die Durchflussraten bei gleicher Größe des Einzugsgebiets werden.

7 Krater Newton – Qualitative Untersuchung

Während die vorangegangenen Teile der vorliegenden Arbeit den allgemein-theoretischen Rahmen um die geologisch-geomorphologische Geschichte des Mars, die allgemeine statistisch-methodische Bearbeitung und Auswertung fluvialer Systemzusammenhänge sowie um die für diese Arbeit verwendeten Datensätze der verschiedenen Marsmissionen spannen sollte, werden die folgenden sich der konkreten Darstellung und anschließenden Diskussion regionaler Ausprägungen fluvialer Prozesse und ihrer Wechselwirkungsmuster annehmen. Regionale Fallbeispiele ermöglichen es, komplexe Gesamtsysteme auf kleinerem Feld abzustecken, um die Möglichkeit zu erhalten, sich auch auf (lokale) Detailanalysen konzentrieren zu können, deren Untersuchung auf überregionaler und globaler Ebene den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde. Da außerdem nicht für den ganzen Mars die Datengrundlage von gleicher Qualität ist, ist es notwendig, sich auf Regionen zu konzentrieren, für die die besten und synergetischsten Daten zur Verfügung stehen. Somit ist das Ziel der folgenden Regionalanalyse auf induktiven Weg einen Mosaikstein ins fluviale Gesamtmosaik des Mars zu setzen, um konkrete Einblicke in die geologischen, geomorphologischen, hydrologischen und klimatischen Wechselwirkungsprozesse zu erhalten.

Dabei soll folgender Fragenkomplex näher beleuchtet werden: (1) Welche Morphologie zeigen die Talsysteme? (2) In welchen Zeiträumen verteilen sich die Flusssysteme? (3) Gibt es eine räumliche Konzentration ehemals fluvialer Aktivität? (4) Welches sind die möglichen Ursachen, die zu ihrer Entstehung beitrugen? (5) Welche Höhe erreichten die Durchflussraten und Abflussspenden und wie verteilen sie sich hinsichtlich der Zeit? (6) Wie lassen sich die Ergebnisse bezüglich derjenigen anderer Autoren einordnen? (7) Welche Rückschlüsse lassen sich auf die klimatischen Bedingungen zur Zeit der Entstehung und Aktivität der Flusssysteme ziehen?

Für diese Fragestellungen werden folgend zwei Regionalstudien am Beispiel fluvialer Strukturen des Newton-Kraters und des Bakhuysen-Kraters untersucht und anschließend diskutiert.

7.1 Räumliche Einordnung des Kraters Newton

Der Newton-Krater, der regionale Untersuchungsraum, auf den diese Arbeit (neben dem Krater Bakhuysen) ihren Fokus richtet, befindet sich auf der südlichen Hemisphäre zwischen 37° S und 43° S und 154° W und 161° W inmitten der noachischen Hochländer von Terra Sirenum, etwa 2.000 km vom südwestlichen Rand der Tharsis-Aufwölbung entfernt (Abbildung 1). Bei einem Durchmesser von etwa 300 km und einer Fläche von annähernd 70.000 km² gehört er zu den größten Einschlagskratern in dieser Region (Abbildung 14). Sein tiefster Punkt befindet sich bei -1.420 m, 60 km westlich des Kraterzentrums. Der gesamte Kraterboden erreicht nur an seinen seitlichen Rändern einige 100 m über dem Nullniveau; der Großteil der Gesamtfläche des Kraterbodens liegt somit im negativen Bereich. Die höchsten Erhebungen bildet der Kraterrand, der im Norden bis auf knapp 3.300 m ansteigt und im Osten die 3.000 m nur noch punktuell übertrifft. Die höchsten Stellen des nordöstlichen Randes liegen etwas tiefer, im Schnitt aber nur wenige hundert Meter unter dem 3.000 m Höhenniveau. Bis auf einzelne Abschnitte des südlichen Kraterrandes zeigt der nördliche bis östliche Rand damit die größten Höhen und ist somit die Zone mit der stärksten Reliefenergie von 4.500 m innerhalb von nur etwa 100 km horizontaler Distanz. Die Analyse der Arbeit wird sich vorrangig auf diesen Bereich des nordöstlichen Randes konzentrieren, an welchem die topographischen Hauptwasserscheiden ebenso wie vielerorts die lokalen Wasserscheiden rekonstruiert werden konnten; am übrigen Kraterrand war dies nicht ausreichend möglich. Der Verlauf dieser Hauptwasserscheiden erfolgt vor allem entlang von Kraterrändern, Plateaugrenzen und teilweise stark erodierten Höhenrücken. Letztere grenzen oftmals die einzelnen Einzugsgebiete jeweils als westliche und östliche Grenze von anderen Einzugsgebieten ab und verlaufen quasiradial dem Kraterzentrum Newtons zu. Die restlichen Hauptwasserscheiden, die den höchsten Erhebungen der jeweiligen Einzugsgebiete entsprechen und die Oberläufe nach oben begrenzen, besitzen eine bevorzugte Verlaufsrichtung konzentrisch zum Newton-Krater. Allerdings entspricht ihr Verlauf nicht immer dem konkreten Kraterrand Newtons, da er an vielen Stellen bereits stark erodiert wurde. Die Kraterränder vieler jüngerer Einschlagkrater „übernehmen“ an vielen Stellen die Kontrolle des Verlaufs dieser Wasserscheiden wie es bei Einzugsgebiet A, B und D zu beobachten ist (Abbildung 15). Über den genauen Verlauf der Hauptwasserscheiden informieren später an gegebener Stelle die entsprechenden Teilkapitel 7.2.1 bis 7.2.5 der einzelnen Einzugsgebiete.

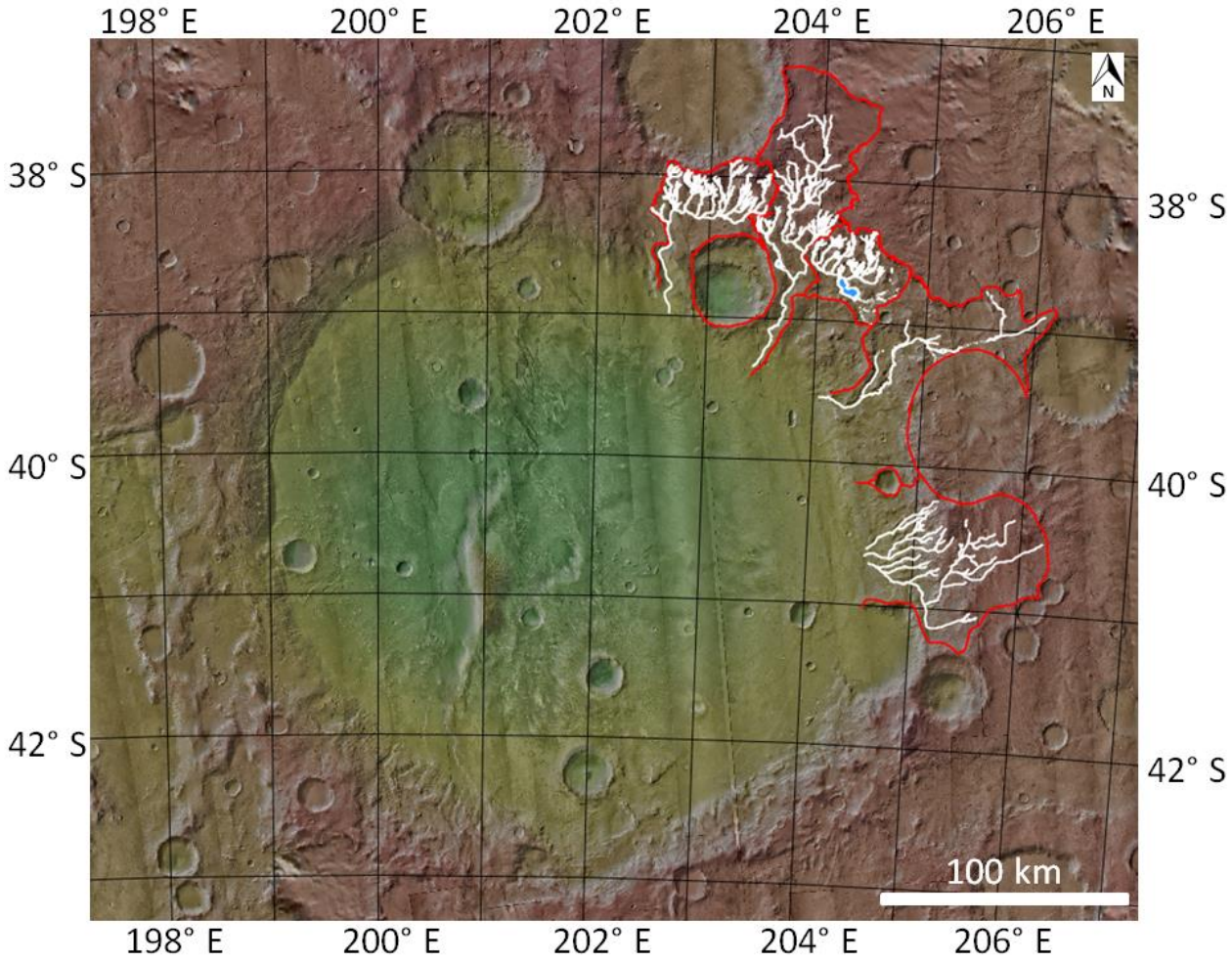


Abb. 14: Krater Newton. Das Hauptuntersuchungsgebiet liegt am nordöstlichen Abschnitt seines inneren Kraterrandes. Es ist geprägt von dendritischen Trockentälern, die von topographischen Hauptwasserscheiden (rot) umgeben sind (MOLA (MGS) über CTX-Mosaik (MRO)), Höhenunterschied -1.420 m bis 3.300 m.

Eine Besonderheit des Newton-Kraters für die Untersuchung seiner fluvialen Strukturen liegt vor allem darin begründet, dass seine angrenzenden Regionen kaum fluviale Prägung erfuhren. Newton stellt somit eine Sonderstellung in seiner unmittelbaren Region in Bezug zu seiner fluvialen Geschichte dar.

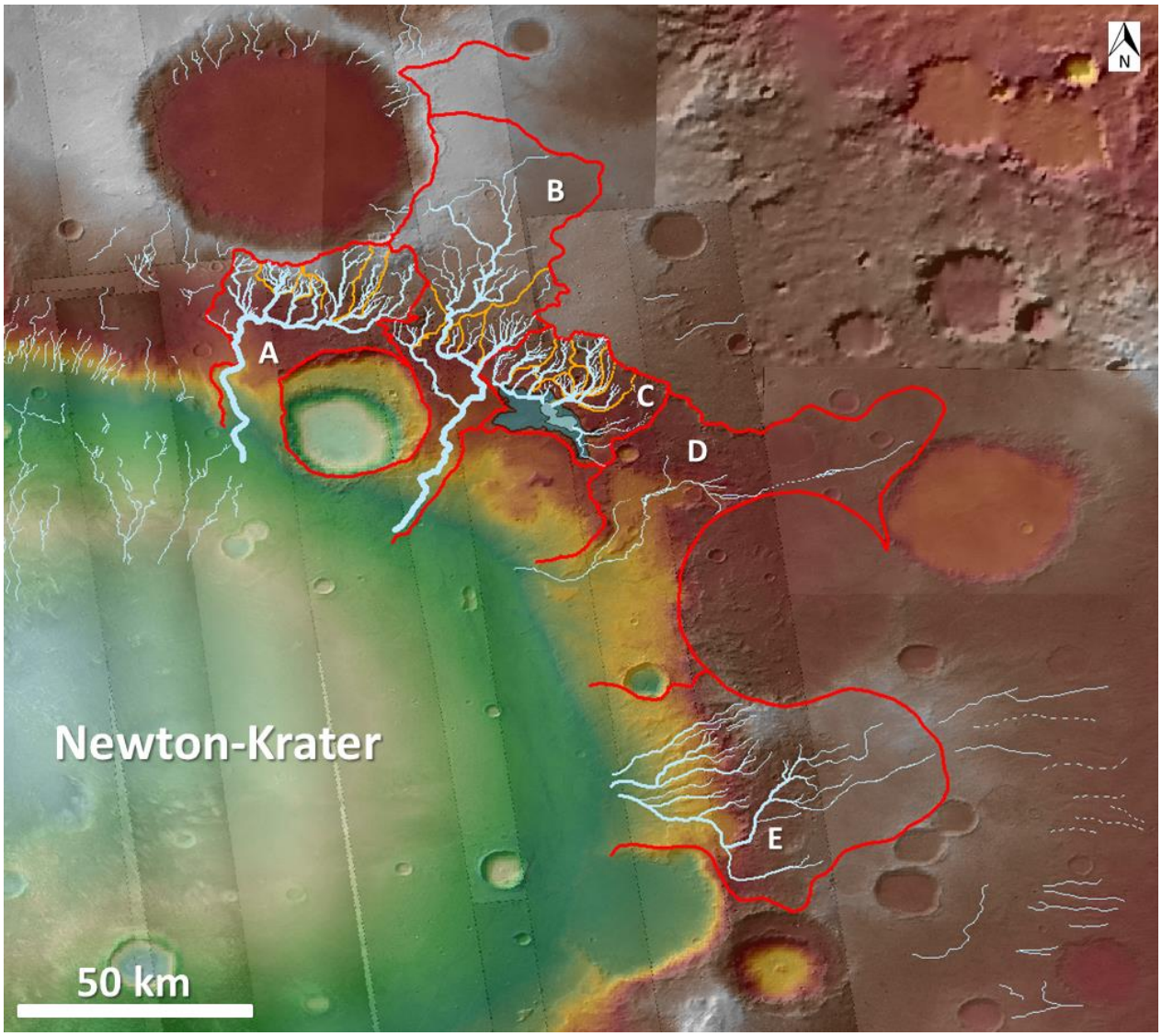


Abb. 15: Topographische Karte Newtons mit seinen Einzugsgebieten A-E innerhalb ihrer topographischen Hauptwasserscheiden (rot) und lokalen Wasserscheiden (orange). Der Oberflächenabfluss geschah vor allem in Form dendritischer Systeme; Einzugsgebiet C zeigt zudem ausgeprägte mögliche Volumina an Wasserkörpern, MOLA, Mars Global Surveyor (MGS) über HRSC- (Mars-Express) und CTX-Mosaik (MRO), Kartenzentrum: 39°34’ S, 155°46’ W, Höhendifferenz -1.420 m bis 3.300 m.

7.2 Die Einzugsgebiete im Nordosten des Newton-Kraters

Im Folgenden wird sich dieses Teilkapitel mit der detaillierten Beschreibung und Analyse der Flussbett- und Talstrukturen (vor allem) am inneren Nord- bis Ostrand Newtons auseinandersetzen. Diese Untersuchungen werden wiederum durch Messungen und Berechnungen der Taldichten, Durchflussraten, Abflussspenden usw. sowie Ergebnisse ihrer statistischen Zusammenhänge (z. B. Ordnungsmuster nach Strahler und Shreve, Flussbettdichten, Bifurkationsverhältnisse usw.) im Folgekapitel 8 zu belegen sein, welche im Kapitel 11 sodann schließlich zur Diskussion gestellt werden.

7.2.1 Einzugsgebiet A

Das Einzugsgebiet A (EG-A) entspricht dem nördlichen Kraterrand Newtons, das eine Fläche von circa 1.840 km² einnimmt und von gut erhaltenen topographischen Hauptwasserscheiden (Abbildung 16 in rot) umgrenzt wird. Die nördliche Abgrenzung verläuft in Höhen zwischen 2.900 m und 3.700 m. Damit erreicht die nördliche Hauptwasserscheide, Teil des Südrandes eines ungefähr 70 km großen Einschlagkraters, die größte Höhenlage des gesamten Einzugsgebietes.

Die östliche Grenze wird zunächst durch Höhenrücken bestimmt, die vom Norden zum Süden hin auf circa 1.800 m abfallen. Anschließend verläuft sie weiter über den nördlichen und westlichen Kraterrand eines 37 km großen Doppelimpaktkraters bis auf eine Höhe von 60 m, wo sie den Rand des Kraterbodens Newtons erreicht. Somit ergibt sich ein Höhenunterschied von 3.640 m für die Ostgrenze der Hauptwasserscheide.

Die Westgrenze der Hauptwasserscheide wird ausschließlich durch zum Teil erheblich erodierte Höhenzüge kontrolliert, die, an der nördlichen Hauptwasserscheide bei 3.200 m beginnend, bei 60 m Höhe, wie die Ostgrenze, mit einer Höhendifferenz von 3.140 m endet. Im Gegensatz zur Nord- und Ostgrenze musste ihr Verlauf lokal rekonstruiert werden, da Teile der Höhenzüge bereits durch die Erosion, wenn nicht vollständig ausgelöscht, so doch stark überprägt worden sind.

Das gesamte Einzugsgebiet wurde durch dendritischen Abfluss geprägt. Erhalten geblieben ist das dendritische Abflussmuster der Trockenbetten, welche die gesamte Fläche des

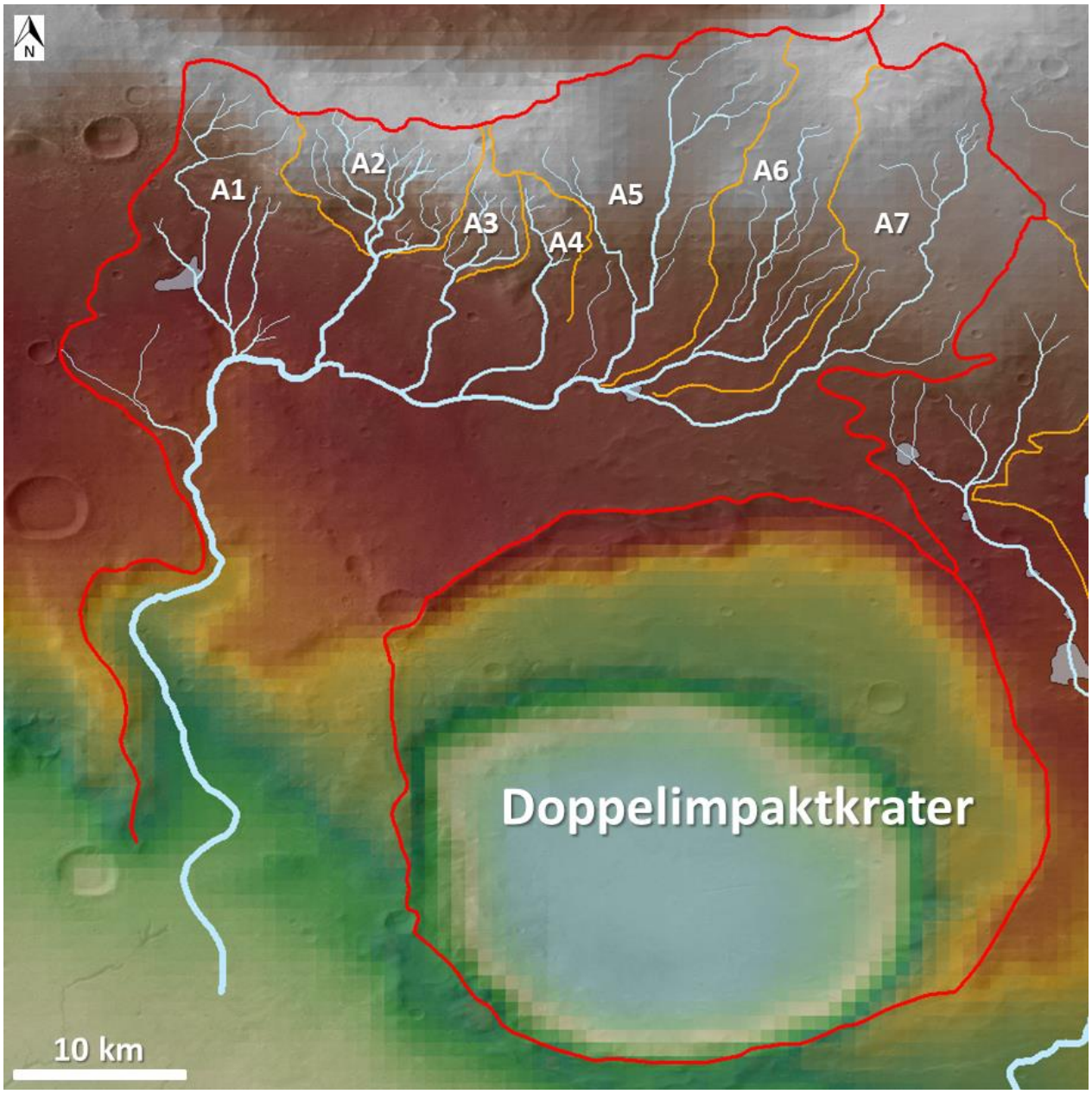
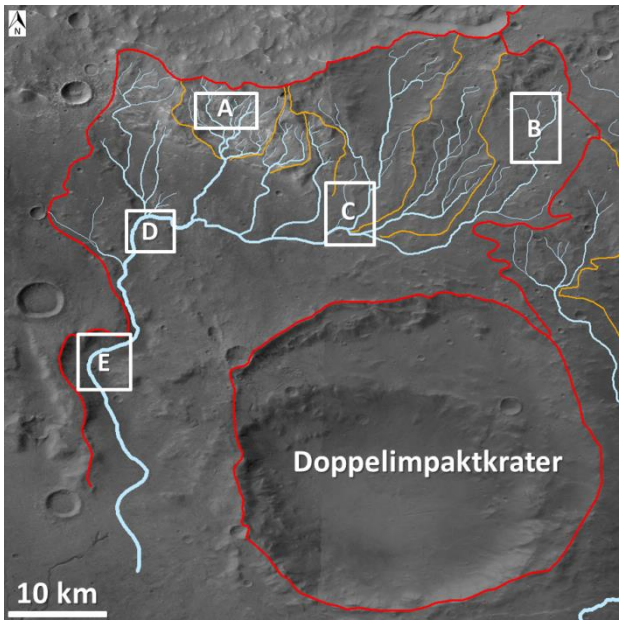


Abb. 16: EG-A umfasst von topographischen Hauptwasserscheiden (rot) und lokalen Wasserscheiden (orange). Sichtbar werden die durch drei unterschiedliche, durch die Topographie charakterisierte Laufabschnitte: Der Oberlauf wird vor allem durch hohe Gradienten geprägt, der im Wesentlichen mit dem Kraterrand zusammenfällt, welcher die nördliche Hauptwasserscheide bildet. Der Mittellauf, in Brauntönen, zeichnet sich vor allem durch das Integrieren aller Zuflüsse in das fluviale Gesamtsystem aus. Der Unterlauf wird durch einen Vorfluterhauptstrom gebildet, der sämtliche Zuflüsse in sich integriert hat, dem Kraterboden Newtons zuströmt und in dieser Erosionsbasis endet, (MOLA, Mars Global Surveyor über HRSC H2736_0000, Mars-Express), Kartenzentrum: 38°26’ S, 156°50’ W, Höhendifferenz -100 m bis 3.500 m.

Einzugsgebietes einnimmt. Das ganze fluviale System entspringt nahe der nördlichen Hauptwasserscheide und entwässerte in südliche Richtung; in den Oberläufen in südliche, im Mittellauf in westliche und im Unterlauf wiederum in südliche Richtung, bis seine Erosionsbasis auf dem nördlichen Teil des Kraterbodens von Newton erreicht ist. Die Oberläufe zeigen die stärkste Integration der zahlreichen Quellzuflüsse, das sich in einem hohen Verzweigungsgrad zeigt. Im Abschnitt des Mittellaufs nimmt der Verzweigungsgrad stark ab, Zuflüsse werden seltener. Der Unterlauf ist durch einen Vorfluter geprägt, der sämtliche Zuflüsse integrierte und zum Kraterboden Newton hin entwässerte.

Aufgrund seiner Struktur lassen sich sieben Teileinzugsgebiete (TEG) A1 bis A7 differenzieren (Abbildung 16), die vor allem die Oberläufe der Quellgebiete umfassen. Sie besitzen in der Regel eine größere Längs- als Breitenerstreckung (Ausnahme A2, dessen Längen- und Breitenverhältnis relativ gleich ist). Die Oberläufe sind hier die Gebiete mit dem größten Energiegefälle im gesamten Einzugsgebiet und entsprechen im Wesentlichen den Quellläufen dieses fluvialen Systems; die Gradienten (Gefälle aus dem Verhältnis der Höhe zur überwundenen horizontalen Wegstrecke) steigen hier bis nahezu 0,05. Die Quellflüsse reichen oft bis in die Nähe der nördlichen Hauptwasserscheide heran (A1, A2 und A5). A3 wird fast vollkommen, A4 ausschließlich durch lokale Wasserscheiden umgrenzt. Ihre Quellflüsse reichen ebenfalls nah an die Grenze ihrer lokalen Wasserscheiden. Des Weiteren sind die Oberläufe durch eine starke Reliefbildung der Oberfläche charakterisiert, in deren Tiefenlinien sich die Trockenbetten befinden; die Flussbettbreite entspricht weitestgehend der Talbreite, die Oberläufe bilden kleine Kerbtäler, wie es vor allem in A2 sichtbar wird (Abbildung 18). A5 und A7 zeigen, im Gegensatz zu den stark in die Tiefe eingeschnittenen Oberflächen, größere Areale in ihren Oberläufen, in denen kleine, mit Material verfüllte Ebenen integriert sind (Abbildung 19). Lediglich der nördlichste Teil von A7 wird noch durch die unruhige Morphologie (Kraterrand) des nördlichen Kraters gekennzeichnet, allerdings ohne dort fluviale Strukturen aufzuweisen.

Bei der Betrachtung des Mittellaufs zeigt sich ein Übergang hin zu einer Fläche schwächer ausgeprägten Reliefs, verbunden mit geringeren Gradienten. Meist ist der Mittellauf durch zerschnittenes Hügelland geprägt, in welchem Abschnitte intramontaner Becken eingeschaltet sind und Flussverwilderungen auftreten können (Abbildung 20). Die Täler werden im Mittellauf zusehends breiter und besitzen oft einen ausgeprägten Talboden. Der Kerbtaltyp im Oberlauf geht



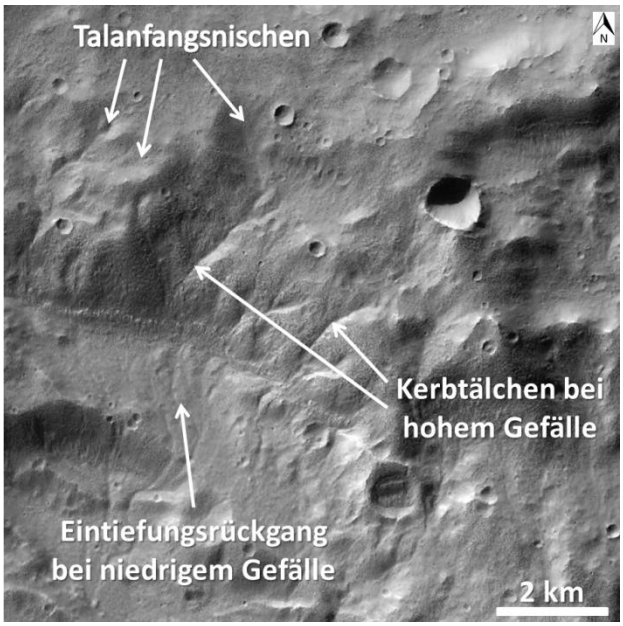
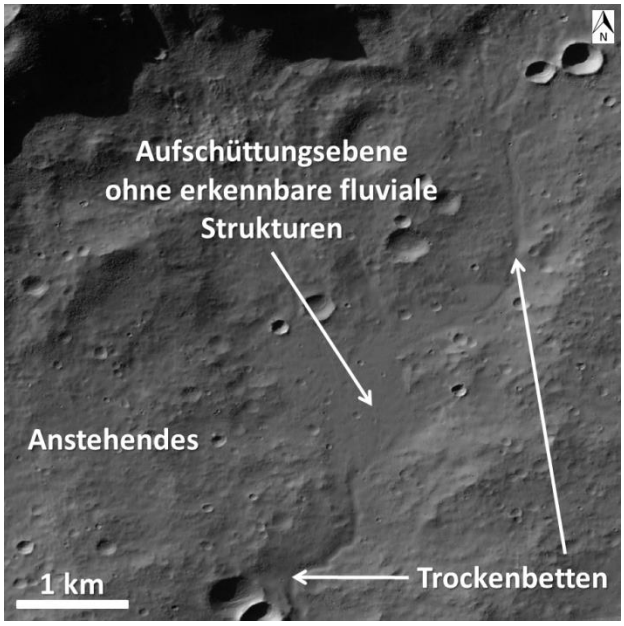


Abb. 17 (links) und 18 (rechts). Abb. 17: EG-A einschließlich ausgewählter Gebiete für Detailaufnahmen (weiße Boxen) (HRSC H2736_0000, Mars-Express), Kartenzentrum: 38°26'S, 156°50'W. Abb. 18: Box A. Erkennbar sind die blattförmige Talanfangsnischen sowie deren schmale Quelläste, die sich besonders bei hohem Gefälle in den Untergrund eingearbeitet haben und dort bereits kleine Kerbtälchen bilden. Bei niedrigerem Gefälle sind lediglich kleine Rinnensysteme erkennbar (CTX B17_016175_1441).



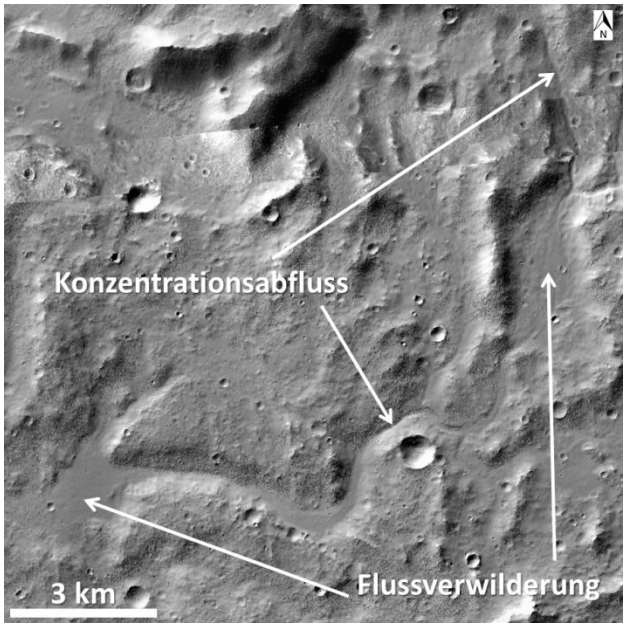
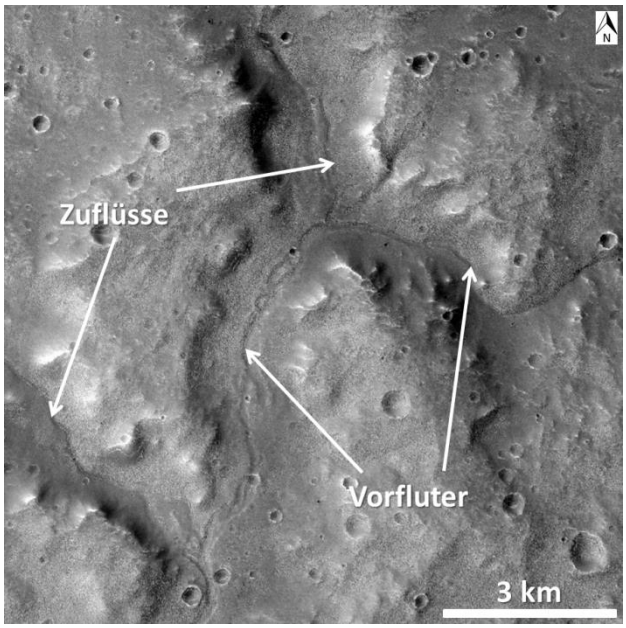


Abb. 19 (links) und 20 (rechts). Abb. 19: Box B. Zu erkennen geben sich kleinere Trockenbettstrukturen, die durch eine Aufschüttungsebene unterbrochen werden (CTX P18_008092_1393). Abb. 20: Box C. Übergang vom Oberlauf in den Mittellauf. Abschnitte mit Konzentrationsabfluss alternieren mit Verwilderungsabschnitten. Verwilderung in Abschnitten erhöhter Talbreite (CTX P04_002686_1410).



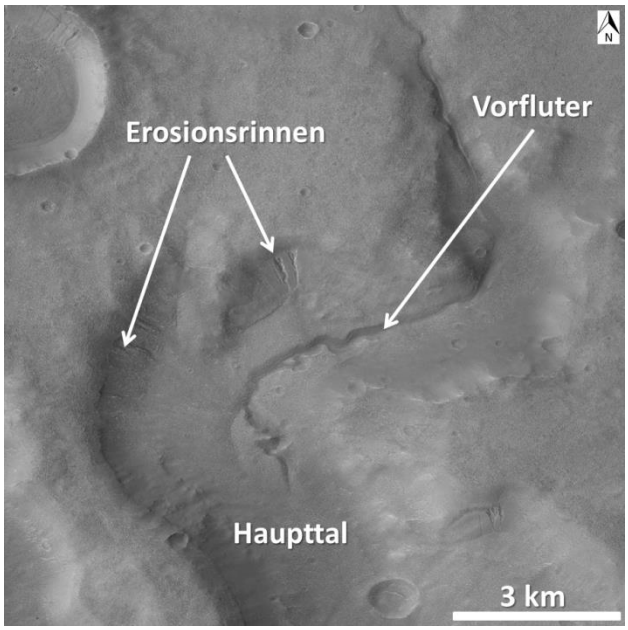


Abb. 21 (links) und 22 (rechts). Abb. 21: Box D. Mittellauf kurz vor dem Übergang zum Unterlauf. Das fluviale System ist in diesem Laufabschnitt fast vollständig integriert. Der Vorfluter erhält lediglich aus dem Norden und Westen seine letzten Zuflüsse. Charakteristisch sind gut erhaltene Trockenbetten, die in breiten Tälern schließlich in den Unterlauf als ein Hauptstrom übergehen (CTX P08_004176_1392). Abb. 22.: Box E. Rektangulärer Verlauf des Vorfluters inmitten eines stark ausgeprägten Talzuges gleicher Schwingung. Sämtliche Zuflüsse sind integriert und werden der Erosionsbasis (Newton), knapp unterhalb des Bildausschnitts, zugeführt (CTX P02_001908_1404).

im Mittellauf somit in Sohlenkerb- und flache Kastentäler über. Weiterhin sind große Gebiete des Mittellaufs ohne erkennbare einstige fluviale Aktivität zu verzeichnen. Die Hauptentwässerungsrichtung geht in diesem Abschnitt aufgrund des Doppelkratersystems, welches für den Abfluss als Barriere sich in den Weg stellt, in westliche Richtung über, wird also durch die Topographie kontrolliert. Nach Westen hin werden dem dortigen Vorfluter sämtliche Entwässerungsbahnen, vom Norden aus den Oberläufen kommend, zugeführt und treffen etwa orthogonal auf denselben (Abbildung 21).

Der Unterlauf des Vorfluters hat letztlich fast sämtliche Zuflüsse integriert und bildet bis zur Mündung einen Hauptfluss. Zufluss erhält er lediglich noch von Nordwesten kommend. Seine Hauptentwässerungsrichtung verlief in südliche Richtung und zeigt einen kurzen Abschnitt rektangulären Verlaufs innerhalb eines gut ausgebildeten Talabschnitts mit gleicher Schwingung (Abbildung 22).

Im Gesamtsystem sind die Flussbetten zum Teil sehr gut erhalten. Ihr Erhaltungsgrad nimmt vom Oberlauf zum Unterlauf stets zu, zudem auch die Flussbettbreiten. Dort aber, wo der Konzentrationsabfluss einer Tiefenlinie aufgegeben wird und intramontane Becken und Flächen durchflossen wurden, ist der Erhaltungsgrad am geringsten. Das ist vor allem an einigen Abschnitten im Mittellauf zu beobachten (Abbildung 20).

Bei der Betrachtung der Flussbettgradienten in den Oberläufen (Appendix S. 204-207, Figuren 1-7) zeigt sich eine starke Unregelmäßigkeit im Gefälle (hier in Mittelwerten angegeben) zwischen den einzelnen TEGs. Vier verschiedene Verhalten lassen sich unterscheiden: Während die westlichen TEG A1 bis A4 steil am Kraterrand beginnen (0,17), flachen sie sich mit zunehmender Entfernung zu demselben zum Vorfluter hin ab (0,026). A5 beginnt mit großem Gefälle (0,116), geht in einen flacheren Gradienten auf der Hochfläche über (0,011), um schließlich wieder mit steilerem Gefälle ins Hauptbett zu münden (0,053). A6 beginnt relativ hingegen flach (0,03), der längste Teilabschnitt geht steiler (0,064) in den Vorfluter über. Das Gefälle von A7 entspricht in etwa dem vom A6. Kurz vor dem Eintritt in den Vorfluter aber nimmt sein Gefälle noch einmal ab (0,016).

Während des Verlaufs der Flussbetten lassen sich lokal begrenzt geomorphologische Depressionen von einigen Metern bis wenigen zehner Metern bestimmen, durch die einstige Flussabschnitte hindurchzogen. Auf mittlerer Höhe von A1 und am unteren Ende von A6 sind solche früheren kleineren potentiellen Wasseransammlungen zu finden (Abbildung 16).

7.2.2 Einzugsgebiet B

EG-B schließt sich unmittelbar im Osten an Einzugsgebiet A an, eine Fläche von 4.130 km² umfassend (Abbildung 23 und 24). Die Hauptwasserscheiden werden durch Kraterränder, Höhenzüge und Plateaugrenzen unterschiedlichen Erhaltungszustandes gebildet. Zunächst zieht sich die westliche, sehr gut erhaltene Hauptwasserscheide, von Einzugsgebiet A kommend, über den südöstlichen Kraterrand zum östlichen Kraterrand fort. Bei etwa 3.800 m beginnend, fällt sie zunächst auf nahezu 3.500 m ab, um schließlich, nach Norden sich fortsetzend, am östlichsten Punkt des Kraters eine Höhe von fast 4.000 m zu erreichen. Zur anderen Seite hin, Richtung Newton-Krater, verläuft sie über Höhenrücken bis etwa 1.800 m. Dort entspricht sie der östlichen

Hauptwasserscheide von Einzugsgebiet A. Anschließend läuft sie über den östlichen Kraterrand herum und erreicht am südlichsten Rand den Rand des Kraterbodens von Newton. Damit lässt diese Hauptwasserscheide einen Höhenunterschied von fast 4.000 m hinter sich zurück.

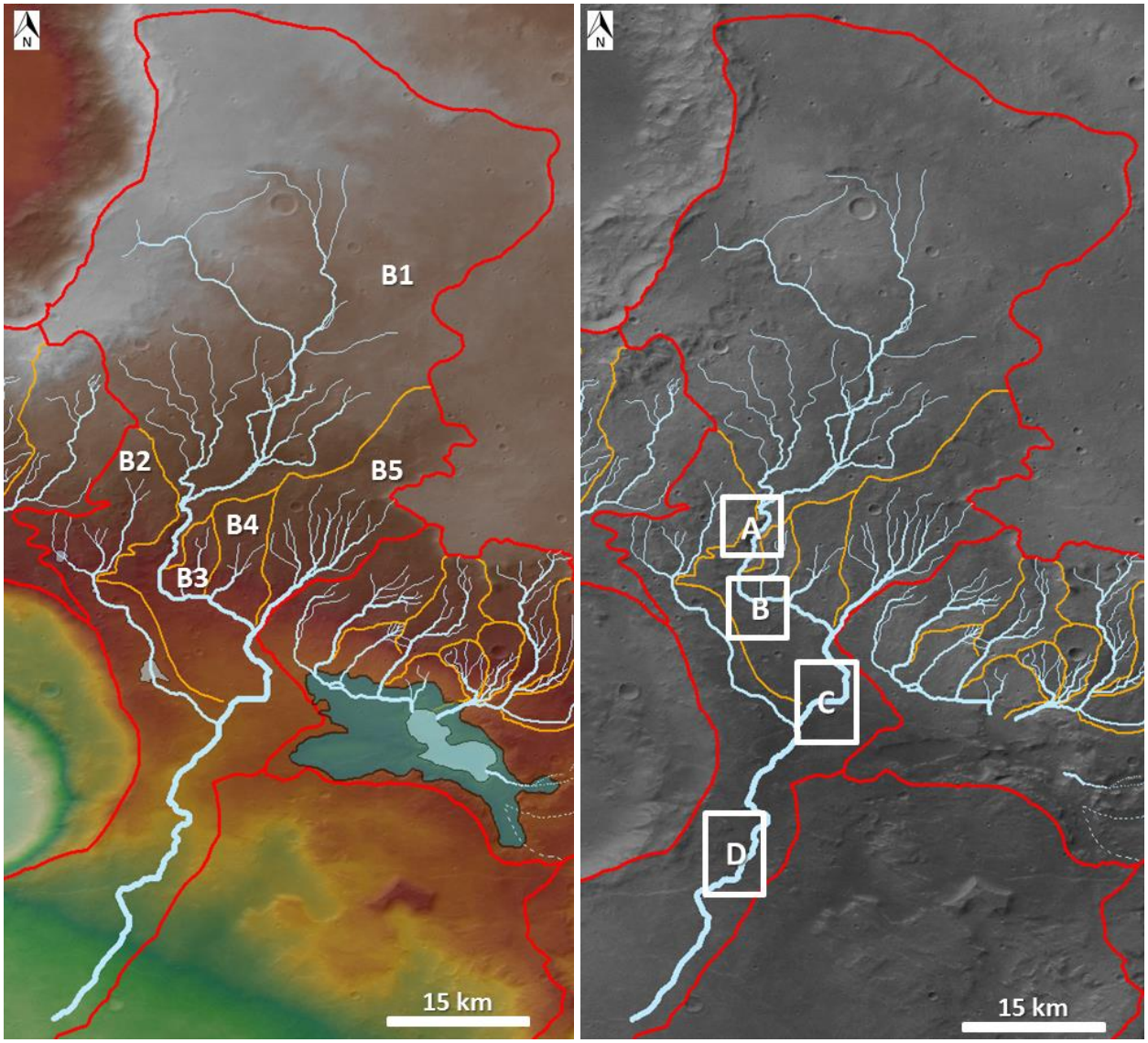


Abb. 23 (links) und 24 (rechts). Abb. 23: EG-B umfasst von topographischen Hauptwasserscheiden (rot) und lokalen Wasserscheiden (orange). EG-B wird dominiert vom Teileinzugsgebiet B1. Die höchstgelegenen Quelläste entspringen dort oberhalb von 3.000 m weit unterhalb der Hauptwasserscheiden, die übrigen Quelläste von B1 setzen in tieferen Regionen unterhalb von etwa 2.800 m ein. Das relativ kurze System des Mittellaufs erhält sämtliche Zuflüsse aus zwei mittelgroßen und zwei kleinen Einzugsgebieten. Im Vorfluter des Unterlaufs bewegt sich schließlich als ein Hauptstrom Newton entgegen (HRSC-DTM über HRSC-Nadir H8699_0000 Mars-Express), Kartenzentrum jeweils: 38°19’ S, 156°18’ W, Höhendifferenz 0 m bis 3.700 m. Abb. 24: EG-B einschließlich ausgewählter Gebiete für Detailaufnahmen (weiße Boxen) (HRSC-Nadir H8699_0000, Mars-Express).

Auf die Westgrenze im Norden anschließend, folgt sie in ostsüdöstliche Richtung als Nordgrenze des Einzugsgebietes B bis auf eine Höhe von 3.000 m. Die Nordgrenze durch zum Teil stark abgetragene Höhenrücken und schwache Erhebungen erodierter Kraterränder kontrolliert.

Die östliche Hauptwasserscheide ist im Ganzen geprägt durch stark erodierte geomorphologische Einheiten. Dazu zählen Kraterränder, Höhenrücken und Plateauränder. Die Ostgrenze zieht sich von 3.000 m zunächst über einen Kraterrand und Höhenrücken auf etwa 2.900 m hinab. Dabei wird der südlichste Teil dieses Abschnitts vom Rand einer Hochfläche gebildet, die ebenfalls intensiver Erosion unterlag und zahlreiche Ausbuchtungen zeigt. Bei 2.900 m lässt sich ihr Verlauf in südwestliche Richtung über einen Höhenrücken bis auf etwa 2.500 m weiterverfolgen. Der weitere Verlauf wird bestimmt durch flachwelliges Relief. Die Wasserscheide setzt sich in südöstliche Richtung fort, bis sie etwa 2.400 m erreicht. Dort knickt sie in südwestliche Richtung um, erstreckt sich über einen breiten, abfallenden Höhenzug bis zum Randbereich des Kraterbodens von Newton auf eine Höhe von 40 m, wo sie schließlich endet. Insgesamt überwindet die östliche Hauptwasserscheide einen Höhenunterschied von 2.960 m.

Das Einzugsgebiet wird durch ein ehemaliges großes, langgezogenes dendritisches Abflusssystem charakterisiert, das einstmals in südliche Richtung in den Newton-Krater entwässerte. Fünf lokale Einzugsgebiete können unterschieden werden (Abbildung 23). Davon nimmt B1 den gesamten Norden des Einzugsgebiets B ein. B2 bis B5 liegen zum Teil deutlich tiefer in Höhen zwischen 2.600 m bis 2.800 m (nördlichste Erstreckung) und 1.300 m (südlichste Erstreckung).

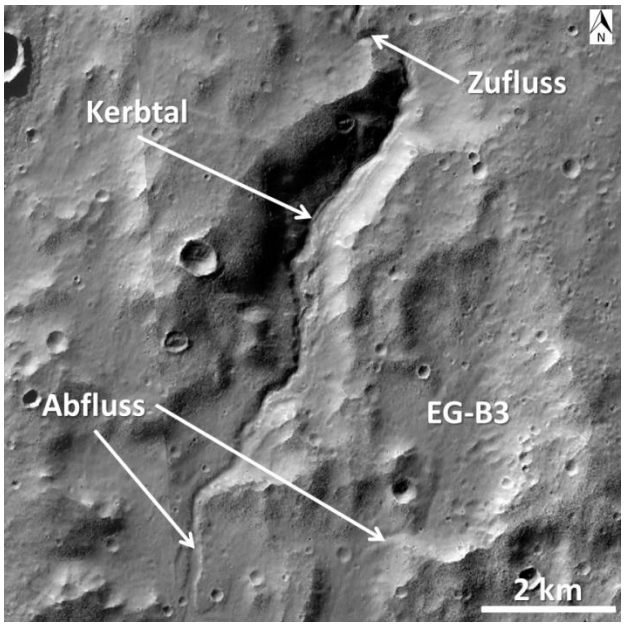
B1 als dominierendes Einzugsgebiet im EG-B wird weitgehend bestimmt durch eine ausgedehnte Hochfläche unruhigen Reliefs. Es handelt sich dabei um ein stark erodiertes Gebiet, das vor allem durch deutlich abgetragene Höhenrücken und Hügel mit zwischengeschalteten, verfüllten Senken gekennzeichnet wird. Lediglich im Westen wird die Hochfläche durch Höhenzüge eines Kraterrandes abgelöst. Das nordöstliche Gebiet wird vom ebenen Boden eines stark erodierten Kraters bestimmt. Im Ganzen nimmt B1 allein mit 1.950 km² circa die Hälfte des gesamten EG-B ein. In ihm reichen keine der zahlreichen ehemaligen Quellflüsse in die unmittelbare Nähe der Hauptwasserscheiden hinauf. Die Entfernung zwischen den nördlichsten Quellästen und der Nordgrenze liegt bei etwas über 10 km. Das gilt ebenso für die Quellbetten, die nahe der West- und Ostgrenze entspringen; allerdings bleibt deren Distanz zu ihren Hauptwasserscheiden auf nur

wenige Kilometer beschränkt. Der nördlichste Teil von B1 bildet somit eine erste Zone von einigen Kilometern bis zu etwas mehr als 10 km Breite zwischen Hauptwasserscheide und dem Einsetzen der ersten Quelläste; die Fläche dieser „flussbettfreien“ Zone entspricht bereits schon ungefähr 20 % der Gesamtfläche von B1. Gefolgt wird diese von einer zweiten Zone mit einem allmählichen Einsetzen einstiger fluvialer Aktivität in Höhen zwischen 3.000 m bis 3.400 m. Diese zweite Zone bildet somit ein oberes Quellstockwerk. Die dritte Zone, ein tiefer gelegenes unteres Quellstockwerk, setzt in einer Höhe von etwa 2.800 m ein. Dort lässt sich, verglichen mit dem oberen Stockwerk, das Einsetzen etwa doppelt so vieler Quellbereiche identifizieren (Abbildung 23 und 24).

Die jeweiligen Flussbetten überwinden bereits ohne größere Zuflüsse Distanzen von mehreren Kilometern und zeigen nur sehr selten kürzere Nebenbetten. Mit zunehmendem Lauf integrieren sich die einzelnen Zuflüsse zu einem immer komplexeren dendritischen Abflussmuster. Der unterste und kleinste Abschnitt, die vierte Zone von B1, wird durch ein enges Tal zwischen 2.170 m und 1.860 m gebildet, durch welches das vollständig integrierte fluviale System seinen Konzentrationsabfluss innerhalb eines Flussbettes fand (Abbildung 25). Dort befindet sich der Abschnitt mit dem größten Gefälle (0.048) bei einer Wegstrecke von 6,5 km. Der Gradient für die flussaufwärtige Hochfläche liegt hingegen nur bei einem Drittel dieser Größe (0.015).

Die restlichen Oberläufe von Einzugsgebiet B verteilen sich auf zwei mittelgroße TEGs (B2 und B5), sowie zwei kleine (B3 und B4). Während die beiden größeren TEGs von topographischen Hauptwasserscheiden und lokalen Wasserscheiden kontrolliert werden, sind die kleineren ausschließlich durch lokale Wasserscheiden begrenzt. Des Weiteren zeigen die mittelgroßen Gebiete eine einstige fluviale Aktivität größerer Intensität als die kleineren, schwächer ausgeformten. Sämtliche lokale Wasserscheiden verlaufen über teilweise mittel bis stark erodierte Höhenrücken und Höhenrückenreste. Zur Hälfte der Fälle lassen sich die Strömungslinien bis unmittelbar an die Grenze der Wasserscheide hinauf verfolgen.

Der Mittellauf des Gesamtsystems B erstreckt sich nur über eine Strecke von etwa 30 km. Es charakterisiert sich durch die Aufnahme sämtlicher Zuflüsse aus den TEGs B2 bis B5, mit anfänglich östlicher Strömungsrichtung in eine südliche übergehend. Zunächst tritt der Vorfluter aus dem oben erwähnten Tal heraus; die enge Talbegrenzung wird zu Gunsten einer über 2 km breiten und 9 km langen Ebene aufgegeben (Abbildung 26).



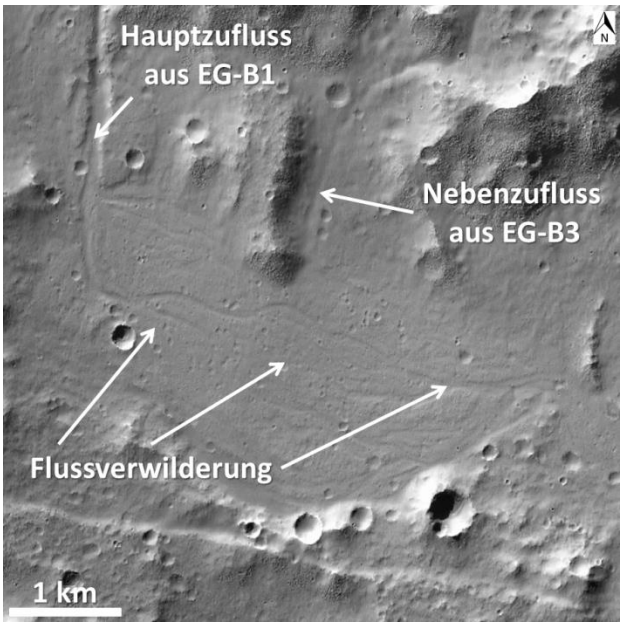
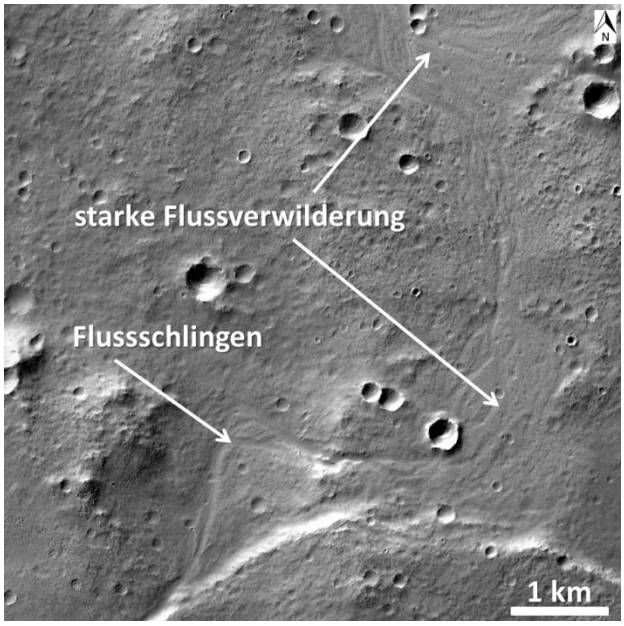


Abb. 25 (links) und 26 (rechts). Abb. 25: Box A. Der deutliche Einschnitt des Haupttrockenbetts in den Untergrund fällt mit dem Bereich des höchsten Gradienten zusammen, das mit der Bildung eines Kerbtales verbunden ist. Östlich davon das kleine Einzugsgebiet B3 mit gut ausgeformter Blattstruktur, dessen schmalere Trockenbetten parallel zum Vorfluter verlaufen (CTX P18_008092_1393). Abb. 26: Box B. Intramontane Ebene mit deutlichem Verwilderungsabschnitt bei vermindertem Gefälle. Von Norden kommend Zufluss aus B3 (CTX P18_008092_1393).



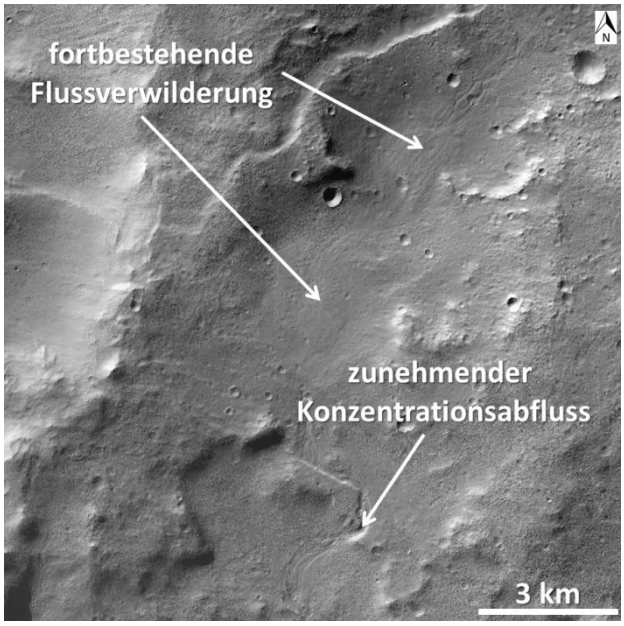


Abb. 27 (links) und 28 (rechts). Abb. 27: Box C: Flussverwilderung und ausgebildete Flussschwingen kurz vor dem Übergang zum Unterlauf (CTX P13_006233_1390). Abb. 28: Box D. Verwilderter Unterlauf in flachem, breitem Tal allmählich in zunehmenden Konzentrationsabfluss bis Newton-Krater übergehend (CTX P18_007947_1400).

Insgesamt entspricht diese Ebene etwa einem Drittel des gesamten Mittellaufs. Innerhalb dieses Drittels verringert sich der Gradient von 0.048 auf 0,011. Das Flussbett des Vorfluters beginnt sich auf zahlreiche Arme aufzuteilen und nimmt somit das Muster eines Flussverwilderungsabschnitts anastomisierenden Abflusses an. Der „Erosionsabschnitt“ des Oberlaufs wird nun hier durch einen „Akkumulationsabschnitt“ mit Breitenverzweigung (wahrscheinlich) durch mitgeführte und abgesetzte Flussfracht abgelöst. In diesen Bereich entwässern, von Norden kommend, B3 und B4. Anschließend, aus der Ebene heraustretend, konzentriert sich der Vorfluter wieder zunehmend auf ein Hauptbett zwischen Talwandresten, in welches B5, von Nordosten kommend, entwässerte. Die Entwässerungsrichtung des Vorfluters schwenkt in diesem Bereich von einer östlichen auf eine südlich Verlaufsrichtung um. Dabei wird das einzelne Flussbett wieder durch die erhebliche Zunahme der Talbreite in einen Verwilderungsabschnitt überführt, der einen großen Rechtsbogen umschreibt, dann leicht in die Gegenrichtung schwingt, um dort den Zufluss von B5 aufzunehmen (Abbildung 27). An dieser Stelle ging der Abfluss wieder aufgrund der ihn kontrollierenden Morphologie stärker in einen Konzentrationsabfluss über. Mit der Aufnahme des Zuflusses von B5 gelingt es dem System eine topographisch höhere Kante zu durchbrechen und in den Unterlauf überzugehen (Abbildung 27 und 28).

Der Unterlauf wird ausschließlich durch den Vorfluter charakterisiert. Hierbei handelt es sich um eine 50 km lange Wegstrecke, die keinerlei Zuflüsse mehr erhält. Zunächst wird die Verwilderungsstruktur wieder aufgenommen, die innerhalb eines breiten und flachen Tales (Muldental) verläuft (Abbildung 28). Anschließend wird lokal die Talbreite verringert. Die Verwilderungsstruktur wird aufgegeben und die übrige Strecke als longitudinales Flussbett bis in den Newton-Krater fortgesetzt.

Das gesamte EG-B zeigt ein ehemaliges dendritisches Abflusssystem. Die Flussbettbreiten nehmen vom Oberlauf, über den Mittellauf bis zum Unterlauf hin zu, ebenso ihr Erhaltungsgrad. Wie bereits erwähnt, sind unterhalb der Wasserscheiden (≤ 10 km) keine Anzeichen ehemaliger fluvialer Erosion im B1 zu verzeichnen. Entweder reichten die Quellgebiete nie bis zur Hauptwasserscheide hinauf, wurden bereits durch die Erosion ausgelöscht, sind durch nachfolgende Sedimentationsereignisse überdeckt worden oder sind zu klein, um durch die DTMs von MOLA und HRSC aufgelöst zu werden. Mit zunehmender Entfernung zu den Quellgebieten integrieren sich die Quellflüsse schon in den Oberläufen zu ausgeprägten

dendritischen Subsystemen, deren Integration in ein Hauptbett dort bereits übergeht. Je kleiner die Oberläufe sind, desto schlechter ihr Erhaltungszustand. Das große B1 ist trotz stark erodierter Oberfläche sehr gut, die mittelgroßen B2 und B5 sind gut erhalten. B3 und B4 zeigen den schlechtesten Erhaltungszustand. Im Mittellauf und Unterlauf wechseln sich Laufabschnitte mit Verzeigung eines Flussarmes in mehrere Arme in weitflächigen intramontanen Gebieten (anastomisierender Abschnitt) mit Konzentrationsabfluss in einem Hauptbett in engeren Geländeabschnitten ab.

Bei der Betrachtung der Flussbettgradienten (Appendix S. 208-210, Figuren 8-12) innerhalb der Oberläufe zeigt sich kein einheitliches Muster. B1 zeigt ein unruhiges, aber recht geringes Gefälle (0,014), das aber im untersten Teilabschnitt (im Talverlauf) zunimmt (0,047). B2 beginnt zunächst steil (0,068), flacht dann aber nach einem Drittel seiner Strecke auf 0,018 ab. B3 hingegen nähert sich einem Ausgleichsgefälle leicht an, ohne es jedoch zu erreichen. Es beginnt steil (0,014) und endet mit 0,051. B4 beginnt flach (0,033), setzt sich mit stärkerem Gradienten fort (0,109) und endet wieder im Ausgangsgefälle (0,037). Mit einem nahezu vollkommen ausgeprägten Linearverlauf (0,046) charakterisiert sich B5. Im Ganzen münden sämtliche Flussbetten jeweils mit relativ flacher Neigung in den Vorfluter.

7.2.3 Einzugsgebiet C

Dem EG-C (Abbildung 29 und 30) kommt im fluvialen Gesamtsystem des Untersuchungsraumes eine besondere Stellung zu: bei einer Größe von 1.230 km² wird es vollständig von topographischen Hauptwasserscheiden umzogen, d. h. eine Entwässerung aus C in den Newton-Krater fand nicht statt. Daraus folgt, dass die Entwässerung innerhalb dieses Drainagebeckens erfolgte und das System nicht verließ. Darauf wird im Folgenden noch einzugehen sein.

Die westliche Hauptwasserscheide entspricht im Allgemeinen als Höhenrückenzug in Gänze der östlichen Hauptwasserscheide des Einzugsgebiets B und verläuft als Höhenrücken orthogonal zum Kraterrand Newtons. Ihr Verlauf und ihre Charakteristik sollen an dieser Stelle darum hier nicht zur Sprache kommen (siehe dazu Kapitel 7.3.2).

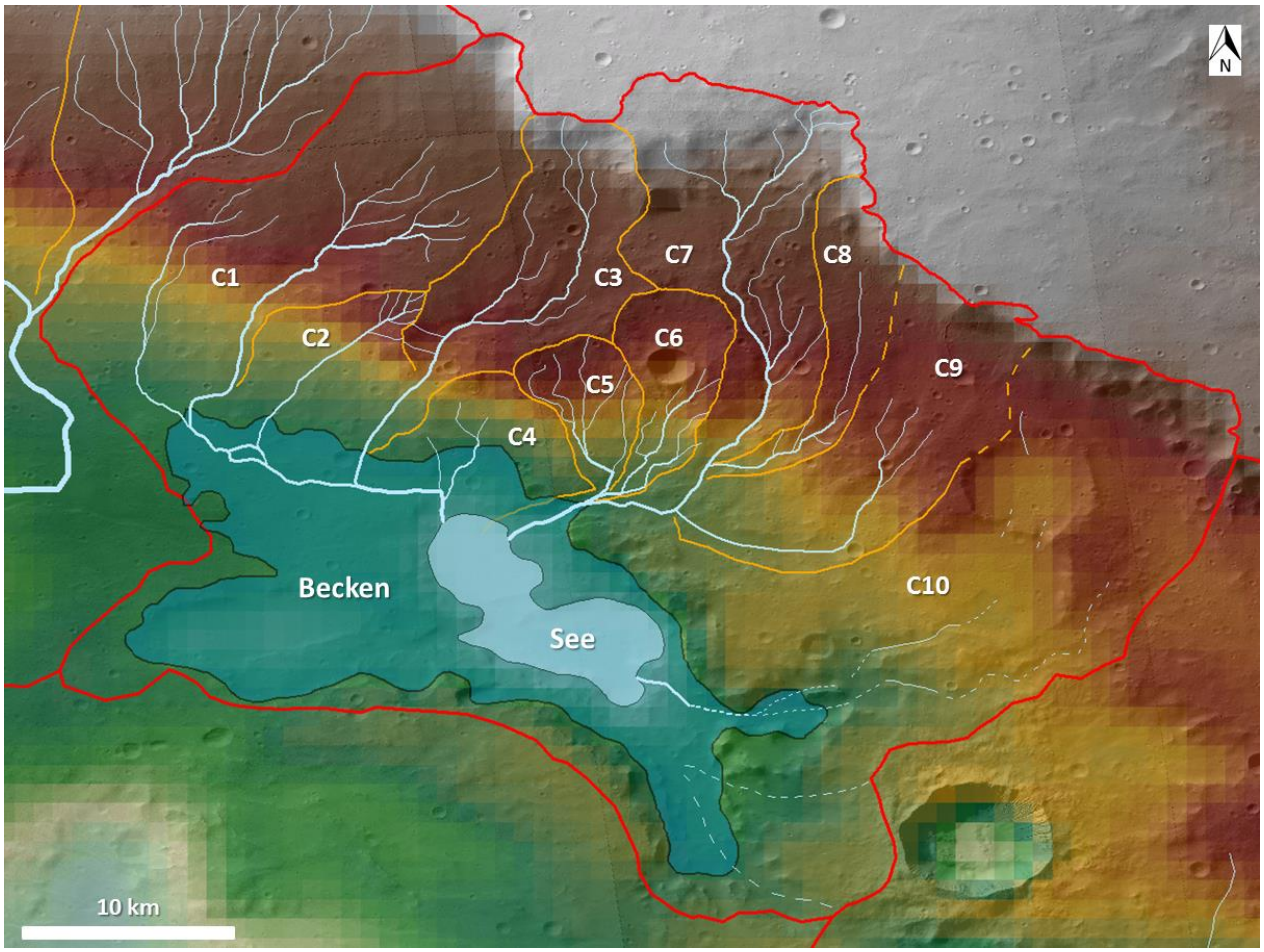


Abb. 29: EG-C umfasst von topographischen Hauptwasserscheiden (rot) und lokalen Wasserscheiden (orange). Das Einzugsgebiet lässt sich in 10 Teileinzugsgebiete gliedern. Die höchstgelegenen Quelläste entspringen selten knapp unterhalb der topographischen Hauptwasserscheide zwischen 2.700 m und 3.000 m, meist liegen einige hunderte Meter bis wenige Kilometer zwischen Quellbeginn und Wasserscheide. Die Oberläufe fallen vor allem mit den Gebieten erhöhter Gradienten zusammen. Ein ausgeprägter Mittellauf fehlt, die Unterläufe sind kurz und münden auf gleicher Höhe in einen See bei 1.140 m. Der Osten (C10) ist fluvialstrukturell schlecht erhalten. Unsicherheiten bestehen darum, inwieweit C10 Zufluss in das Becken entsandte. Der Süden wir durch ein Becken eingenommen, in welchem die gesamte Entwässerung stattfand (MOLA über CTX-Mosaik, Mars-Express und MRO), Kartenzentrum: 38°41’ S, 155°39’ W, Höhendifferenz 885 m bis 3.000 m.

Die nördliche Hauptwasserscheide zieht sich an ihrem westlichen Ende bei einer Höhe von 2.900 m beginnend in südöstliche Richtung bis auf ungefähr 2.500 m Höhe entlang; ihren Verlauf bestimmt dabei ausschließlich die Oberkante des steil abfallenden Südwesthanges eines Hochplateausegments, das Teil des nordöstlichen Kraterrandes des Newton-Kraters ist. Von

Nordwesten kommend, wird die Grenzlinie zunächst über einige Kilometer hinweg in einen u-förmigen Bogen hinweg durch eine scharfe Oberkante bestimmt. Diese setzt sich abgestumpft und mit unscharfem Verlauf fort, um schließlich wiederum in eine scharfe Grenze überzugehen.

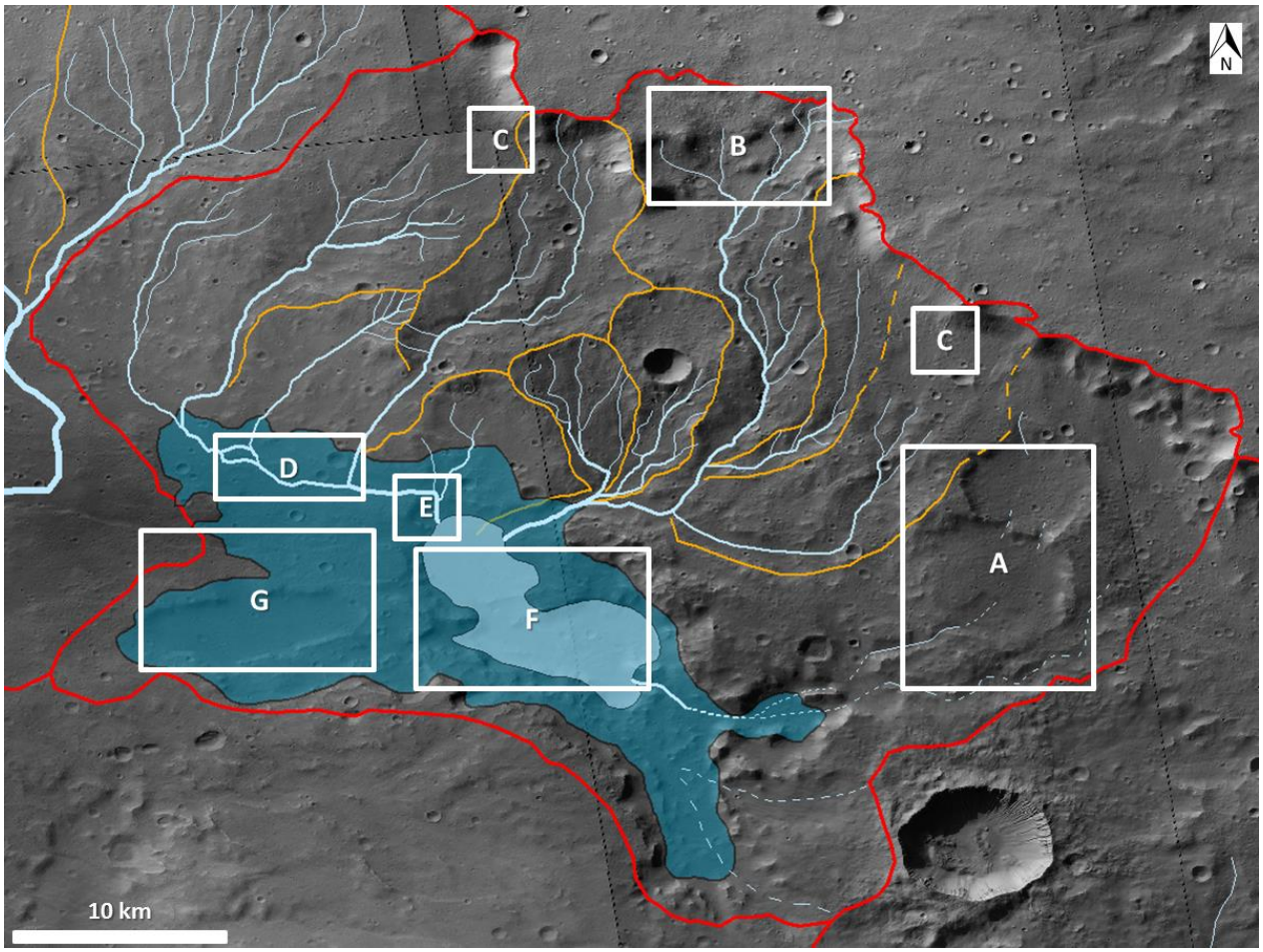
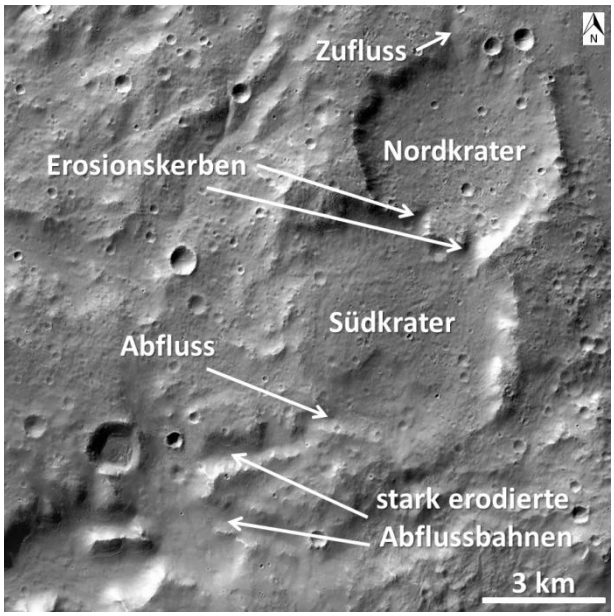


Abb. 30: EG-C einschließlich ausgewählter Gebiete für Detailaufnahmen (weiße Boxen), (CTX Mosaik, MRO), Kartenzentrum: 38°41’S, 155°39’W.

Die östliche Hauptwasserscheide wird vor allem durch Höhenrücken und von teilweise stark erodierten Höhenrückenresten bestimmt. Aufgrund der starken Erosionswirkung in einigen lokalen Abschnitten musste der Verlauf über Höhenrückenreste rekonstruiert werden. In ihrer Gesamtheit überwindet die Ostgrenze bei südwestlicher Erstreckung etwas weniger als 1.000 m Höhe, beginnend bei 2.500 m am Plateaurand und endend bei 1.550 m.



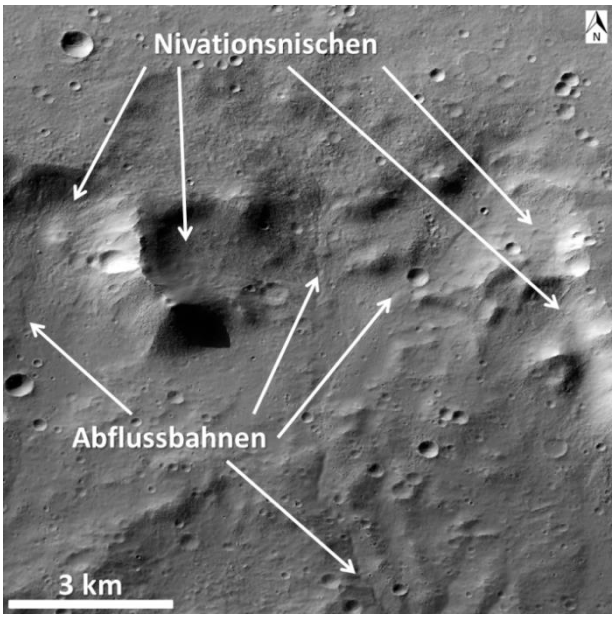
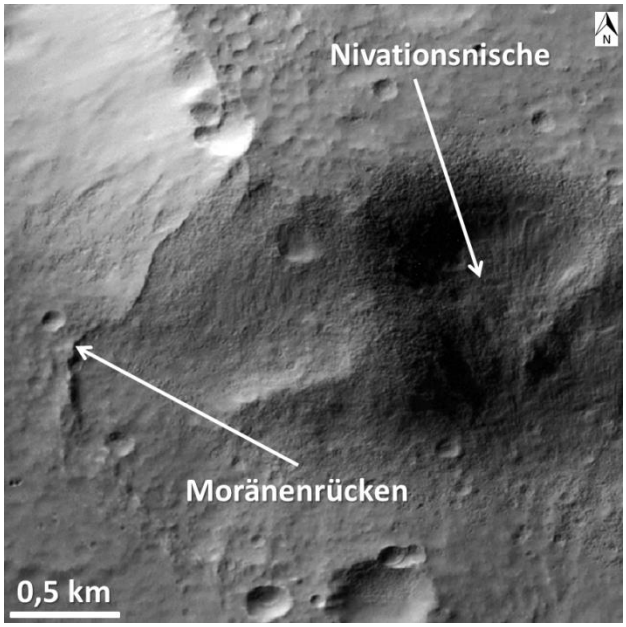


Abb. 31 (links) und 32 (rechts). Abb. 31: Box A. Gezeigt ist C10, das am schwächsten erhaltende Teileinzugsgebiet. Erkennbar sind zwei erodierte Krater. Der Nordkrater erhielt Zufluss durch seinen nördlichen Kraterrand. Der Südkrater zeigt ein Abflussbett an seinem südwestlichen Kraterrand. Auffällig sind zwei Erosionskerben zwischen Nord- und Südkrater, die für Überlauferosion sprechen. Die Kraterböden selbst zeigen keinerlei fluviale Strukturen (CTX P17_007591_1394). Abb. 32: Box B. Zahlreiche halbbogenartige Nischen (C3 und C7) bilden Areale der Quellgebiete. Die Trockenbetten entspringen zum Teil inmitten, teilweise knapp unterhalb derselben und gehen ins fluviale System ein (CTX P17_007591_1394).



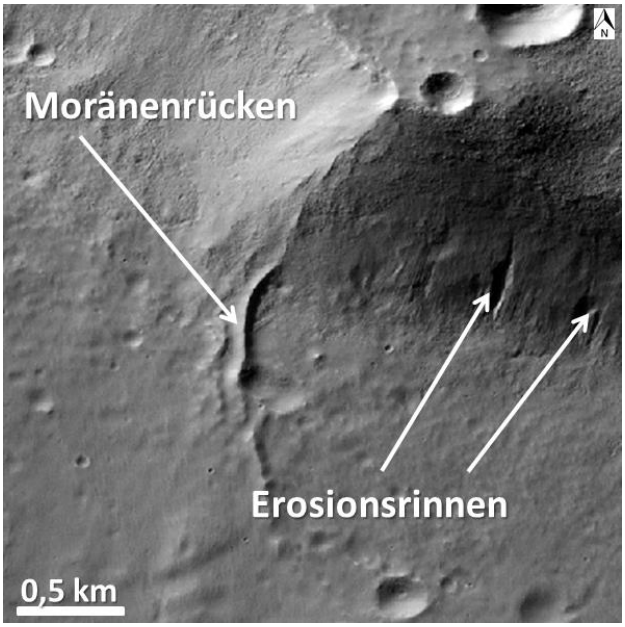


Abb. 33 (links) und 34 (rechts). Box C. Beide Aufnahmen zeigen langgestreckte, bogenartige Rücken am Fuß der steilen Plateauwand. Die Nischen der Quelläste liegen teilweise in direkter Nachbarschaft (CTX P17_007591_1394).

Die Kontrolle über den Streckenverlauf der südlichen Hauptwasserscheide obliegt gänzlich Höhenzügen. Ihre Höhenunterschiede beschränken sich auf nicht einmal 200 m. Sie knüpft am unteren Abschnitt der östlichen Hauptwasserscheide bei 1.550 m an und verläuft zunächst in nordwestliche Richtung bis auf eine Höhe von 1.630 m, wo ihre Topographie nach der Hälfte der Strecke ihren höchsten Punkt erreicht. Anschließend folgt ihr Verlauf der westlichen Richtung bis sie die Westgrenze EG-Cs bei 1.460 m erreicht.

Das EG-C zeigt ebenso wie die vorherigen ein ehemals dendritisches Abflusssystem, das, aus westlichen und östlichen Abschnitten kommend, ins Zentrum des Einzugsgebietes entwässerte. Dieses entspringt unterhalb der nördlichen Hauptwasserscheide und prägte den gesamten Norden, Westen und das Zentrum EG-Cs. Aufgrund einzelner erhalten gebliebener morphologischer Strukturen, die auf einstige fluviale Aktivität hindeuten, ist allerdings davon auszugehen, dass auch der Großteil der Fläche im Osten fluvial gestaltet wurde (Abbildung 31). Dennoch bleiben diesbezüglich Unsicherheiten bestehen. Der Süden EG-Cs zeigt hingegen keinerlei Strukturen einst abfließenden Wassers. Die topographische Hauptwasserscheide im Westen zeigt ihren Einfluss hauptsächlich auf den Verlauf der einstigen Fließrichtung der Flüsse. Als Quellregion besaß sie nur eine untergeordnete Funktion. Der Südgrenze kam im System allein die Funktion zu, ein Entwässern in den Newton-Krater zu verhindern. Der Süden des gesamten EG-C bildete die Erosionsbasis als ein Becken mit einer Bodenfläche von 37 km².

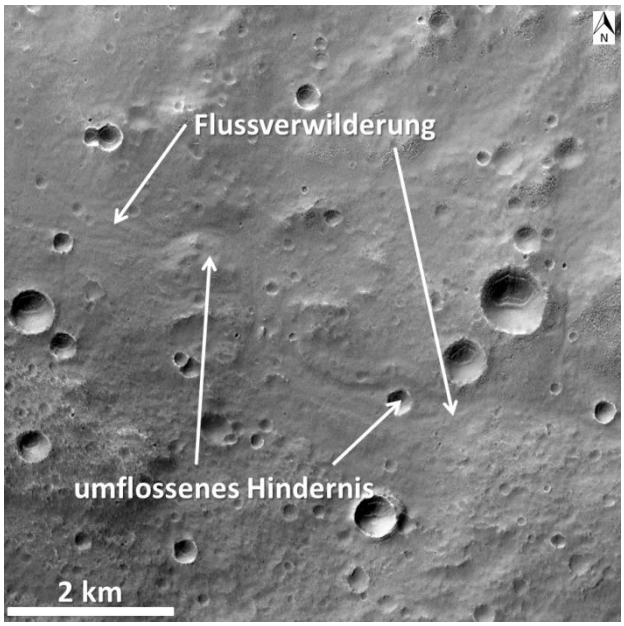
Aufgrund des guten Erhaltungszustandes der lokalen Wasserscheiden ließen sich 10 TEGs definieren, die allesamt durch Höhenzüge begrenzt werden (Abbildung 29 und 30). Zum Teil sind diese aber bereits an einigen Stellen sehr stark abgetragen, dass ihr Verlauf nur rekonstruiert werden kann. Die lokalen Wasserscheiden betreffen im Wesentlichen die Oberläufe und zeigen Gebiete unterschiedlicher Größe und Form. In der Regel stellen dieselben langgestreckte, Richtung Süden und Südwesten verlaufende Areale dar; die lokalen Wasserscheiden von C5 und C6 besitzen hingegen eine eher blattförmige Kontur im guten Erhaltungszustand. Die Quelläste beginnen in einigen Fällen knapp unterhalb der nördlichen Hauptwasserscheide (C3 und C7), wohingegen andere bis an die Grenze ihrer lokalen Wasserscheiden reichen (C2, C3 und C5 bis C8). Als Ursprungsgebiete der Quellflüsse lassen sich bei C3 und C7 halbbogenartige, in den Südhang des Plateaus greifende Nischen erkennen (Abbildung 32); vor allem dort, wo die nördliche Hauptwasserscheide ihren unschärfsten Verlauf besitzt. Diese sind einige hunderte Meter bis 2 km breit (gemessen von Oberkante zu Oberkante) und mehrere Dekameter bis 285 m

tief. Des Weiteren sind direkt am Fuß der Steilwand bei C1 und C9 äußerst schmale, zwischen 700 m und 1.700 m lange Rücken erhalten geblieben, sie sich in südliche Richtung erstrecken (Abbildung 33 und 34), die an Moränenrücken erinnern. Weiterhin lassen sich die Oberläufe als die Gebiete definieren, die durch eine sehr starke Verästelung relativ kurzer Flüsse charakterisiert sind (C1, C2 und C9). Bis zur Mündung ins Vorfluterniveau des Unterlaufes überwinden sie die restliche Distanz innerhalb eines Flussbettes ohne weitere Zuflüsse zu erhalten. Die Integration der Zuflüsse geschah somit bereits in Gänze innerhalb der Oberläufe. Der Erhaltungszustand der Flussbettstrukturen lässt sich nicht verallgemeinern; einzelne Teilabschnitte (C1, C3, C7, C8 und C9) zeigen einen besonders guten Erhaltungsgrad. In diesen Bereichen bilden die Flussbetten deutliche Einschnitte in die Oberfläche, das zur Entwicklung von kleinen Kerbtälern führte. Diese liegen etwa in gleichen Höhen zwischen 2.200 m bis 2.000 m und circa 1.700 m (C1, C3 und C7) und weisen somit die Gebiete erhöhter Gradienten aus. Die unruhige Oberfläche des Reliefs in diesem Gebiet weist, auf alle Oberläufe bezogen, Höhenunterschiede von wenigen 100 m auf, was der Regel nach auch dem Höhengradienten zwischen lokalen Wasserscheiden und der Tiefenlinie des Konzentrationsabflusses entspricht. Je schwächer die Zuflüsse waren, desto weniger sind derartige Strukturen erhalten. Da allgemein in diesem Gebiet die Oberfläche stark erodiert ist, sind vorhandene Strukturen wohl bereits weitgehend überprägt, andere gar ausgelöscht oder überdeckt worden. C10 zeigt im besonderen Maße die bisherige Abtragungsleistung (Abbildung 31). Während sich von C1 bis C9 noch über die weitesten Strecken deutlich die Verläufe ihrer Flussbetten verfolgen lassen, bleibt dies für C10 aus. Dieses umfasst den gesamten Osten und Südosten von EG-C. Der nördliche Abschnitt C10s wird von zwei großen, stark erodierten Einschlagskratern dominiert (nördlicher Krater 4,5 km, südlicher 6,5 km im Durchmesser). Ihre Kraterränder besitzen an einigen Stellen sichtbare Einkerbungen (Abbildung 31); der nördliche Krater eine an seinem nördlichen, der südliche an seinem Südwestrand, das einen steilwandigen Kerbtaleinschnitt zeigt. Zwei weitere, noch deutlichere Einkerbungen befinden sich dort, wo der südliche Kraterrand der „Nordkraters“ und der nördliche des „Südkraters“ sich berühren. Diese Einschnitte erinnern an Überlaufstrukturen von Durchbruchstälern. Allerdings sind keine Fließstrukturen auf beiden Kraterböden erhalten, sodass eine eindeutige Aussage, ob es sich um fluviale Morphostrukuren handelt, nicht möglich ist. Aufgrund dieser großen Unsicherheiten, muss es hier bei reiner Spekulation bleiben, inwieweit überhaupt C10 Teil eines fluvialen Milieus war. Dadurch aber, dass diese möglichen

Talstrukturen zur Erosionsbasis hinlaufen, ist es nicht ausgeschlossen, dass es sich tatsächlich um Überreste alter Talsysteme handelt.

Setzt man die Oberläufe mit den Gebieten gleich, die durch topographische Wasserscheiden begrenzt werden, fällt auf, dass dieselben sich fast bis in den Mündungsraum des gesamtdendritischen Systems erstrecken. Aufgrund der Tatsache, dass dieses System nicht in den Newton-Krater entwässerte, bleiben die Wegstrecken notgedrungen kurz. Das heißt nichts anderes, als dass ein Aufteilen der übrigen Wegstrecke in Mittel- und Unterlauf hier wenig sinnvoll erscheint. Daher soll an dieser Stelle lediglich jeweils zwischen Oberläufen und Unterlauf unterschieden werden. Der Unterlauf setzt sich aus mindestens zwei unterschiedlichen Systemen zusammen, einem westlichen Unterlaufsystem, welches durch C1 bis C4 gespeist wurde und in ein östliches, für dessen Bildung C5 bis C9 verantwortlich waren. Ein drittes Unterlaufsystem (C10) ist möglich, aber nicht sicher und bleibt daher unberücksichtigt.

Der westliche Unterlauf beginnt an der Stelle, an welchem sich beide Hauptflussbetten aus C1 zusammenfinden und als ein Vorfluter das übrige System bestimmen. Es besitzt eine ostsüdöstliche Richtung mit einer Länge von 15 km und verläuft im Streichen des Kraterinnenrandes Newtons (Abbildung 35); eine Kontrolle aufgrund der lokalen Tektonik ist dadurch denkbar. Von Nordosten kommend, entwässern orthogonal in den Vorfluter zunächst C2, dann C3 und schließlich aus nördlicher Richtung C4. Letztlich dreht das System in einem sehr kurzen Abschnitt von etwas 1 km nach Süden ab, um bei 1.140 m Höhe in einem Mündungsbecken zu enden (Abbildung 36). Der gesamte Unterlauf besitzt kein einheitliches Flussbett. Vielmehr trat anastomisierendes Fließen mit Breitenverzweigung innerhalb eines breiten und flachen Sohlentales bei sehr niedrigem Gefälle (0.005) auf (Abbildung 35). Dabei werden einzelne Hindernisse wie Kuppen und Krater zeitweise beidseitig (z. B. Mündungsbereich von C2 in den Vorfluter) oder einseitig (z. B. Mündungsbereich von C3 in den Vorfluter) umflossen (Abbildung 35). Dem Erosionsabschnitt der Oberläufe folgt somit ein Teilakkumulationsgebiet im Unterlauf, in welchem mitgeführte Fracht teilweise aufgrund des geringen Gefälles und somit erniedrigter Fließgeschwindigkeit absetzt wurde. Noch bevor C4 in den Vorfluter integriert wurde, gab das System den Verwilderungsabschnitt zu Gunsten nur eines Flussbettes auf. Der Konzentrationsabfluss wird über die letzte kurze Strecke beibehalten, der als deutlicher Einschnitt in den Untergrund erhalten geblieben ist (Abbildung 36).



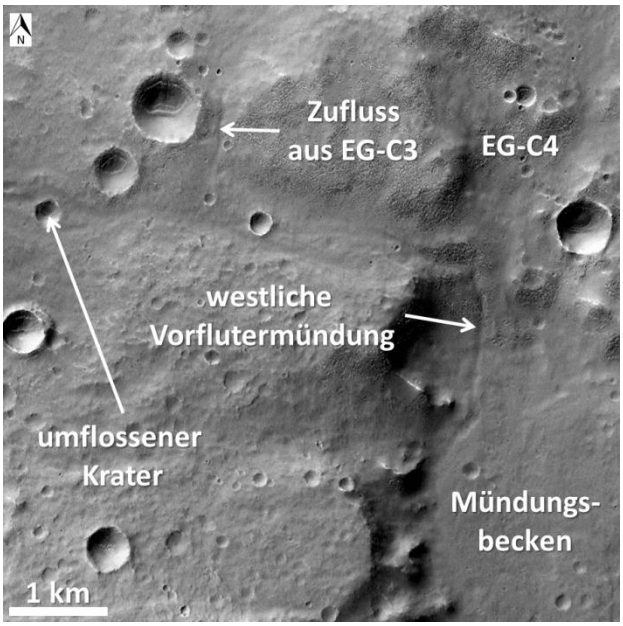
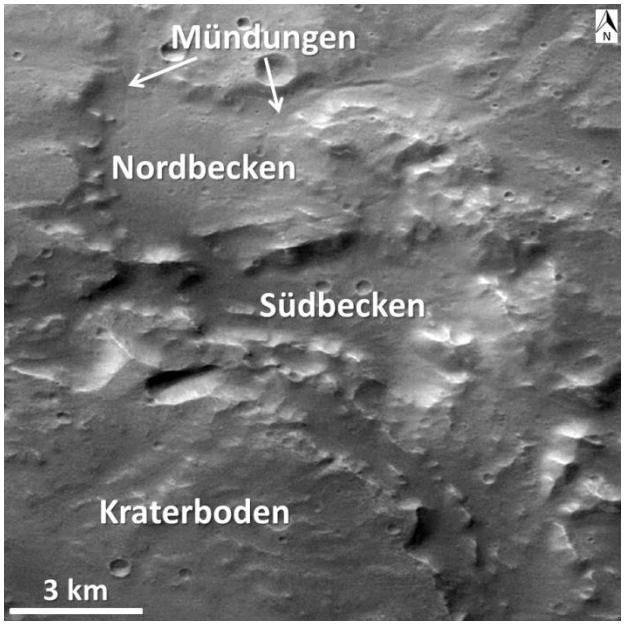


Abb. 35 (links) und 36 (rechts). Abb. 35: Box D. Flussverwilderungsabschnitt mit schwach ausgebildeten Flussschwingen. Pseudoschlingen werden vor allem durch umflossene Hindernisse (Bergreste, Krater) generiert. Das System hat in diesem Bereich fast das gesamte westliche Einzugsgebiet integriert und befindet sich kurz vor der Mündung in das Endbecken (CTX P13_006233_1390). Abb. 36: Box E. Mündung des östlichen Vorfluters in das Becken. Kurz vor der Mündung nimmt es seine restlichen nördlichen Zuflüsse (C3 und C4) auf. Kurz vor dem Einmünden bilden die Trockenbetten schwach anastomisierende Fließstrukturen, gehen dann aber in Konzentrationsabfluss über (CTX P13_006233_1390).

Der östliche Unterlauf lässt sich schwerer Abgrenzen als der westliche. Werden die TEGs wieder als Oberläufe definiert, so würde der Unterlauf sich nur auf einen sehr kurzen Abschnitt beziehen, der unmittelbar am Mündungsbereich von C9 ins Hauptbett beginnt und im Mündungsbecken nach 4 km bis 5 km südwestliche Strömungsrichtung endet (Abbildung 29 und 30). Dieser Abschnitt ist durch keinerlei Zuflüsse geprägt. Das ganze dendritische System ist auf den Vorfluter ausgerichtet und bereits vollständig integriert. Die genaue Mündungshöhe bleibt aber durch nachträgliche Erosion und eingeschränkte Auflösung der Bilddaten ungenau zu bestimmen. Die Mündung liegt aber in etwa bei derselben Höhe und im selben Becken wie das westliche Unterlaufsystem.

Im Ganzen nehmen mit Annährung zur Mündung die Flussbettbreiten durch die hochgradige Integration der Nebenflüsse zu. Der Erhaltungsgrad der Flussbetten ist allerdings zum Teil stark überprägt durch nachfolgende Erosion. Die Uferlinien wirken daher oftmals verschwommen.

Dieses 37 km² große, von Nordwesten nach Südosten langgestreckte Becken fungiert als Erosionsbasis, welches eine Maximallänge von etwa 13 km und eine maximale Breite von über 6 km besitzt (Abbildung 37). Es setzt sich im Wesentlichen aus zwei Teilbecken zusammen, einem nördlichen und einem südlichen. Die tiefste Stelle befindet sich bei 1.110 m im nördlichen, bei 980 m im südlichen Becken. Das westliche sowie das östliche dendritische System münden ins Nordbecken; das westliche am Nordrand, das östliche am Nordostrand. Getrennt werden beide Becken durch einem 4 km langen Höhenzug (WSW-ENE-Verlauf), jedoch ohne beide Becken vollständig voneinander zu trennen; an seiner Westseite bleibt eine schmale Durchgangsgasse erhalten, die Nord- und Südbecken miteinander verbindet. Umrahmt wird die Depression von mehreren hundert Meter hohen Felsmassiven, dessen höchste Erhebungen von im Schnitt 1.500 m bis 1.600 m sich vom Süden, über den Osten hin zum Nordosten ziehen. Der nördliche bis westliche Abschnitt weist hingegen geringe Höhen von auf. Auf die nähere Untersuchung dieser Gesamtstruktur wird in einem späteren Kapitel eingegangen werden.



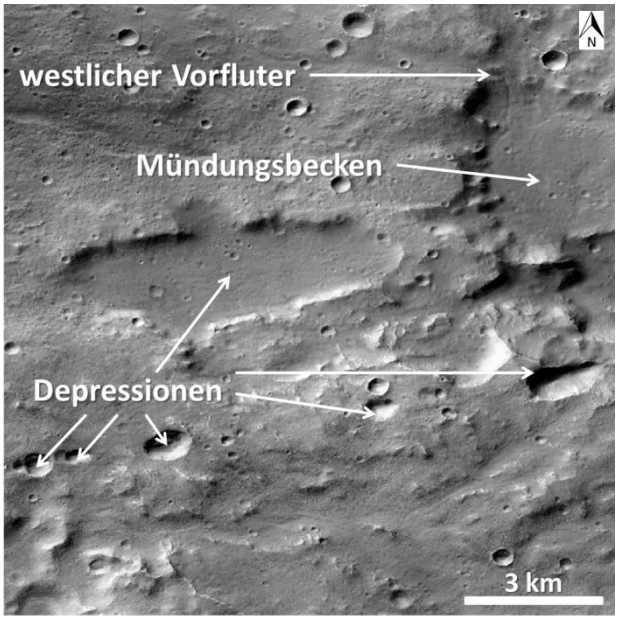


Abb. 37 (links) und 38 (rechts): Abb. 37: Box F. Gezeigt sind die zwei Mündungsarme des Vorfluters. Beide münden in das Endbecken, das sich im Süden des gesamten Einzugsgebietes C befindet. Das Becken teilt sich in zwei Zonen auf, einem Nord- und einem Südbecken (HRSC H8699_0000). Abb. 38: Box G: Depressionen südwestlich des Mündungsbeckens wie an einer Kette sich hinziehend von westsüdwest und ostnordost (CTX P13_006233_1390).

Bei der Betrachtung der Flussbettgradienten der Oberläufe C1 bis C9 zeigt sich eine Unregelmäßigkeit in ihrer Ausprägung (Appendix S. 211-215, Figuren 13-21). Während einzelne TEGs (C1, C4, C5) einen linearen bis quasilinearen Verlauf bei 0,065 Gefälle besitzen, wirkt das Profil anderer äußerst unruhig und unausgeglichen (C3, C9); ihre Gradienten schwanken zwischen 0,027 und 0,046. Andernorts (C2, C6) dominieren konkave Profillinien (0,066) oder stufige Flussbettstrecken (C7, C8) alternierender flacher und steiler Abschnitte (0,047).

Des Weiteren zeigt die Oberfläche von EG-C weitere Depressionen im Süden des EG-Cs (Abbildung 38). Die von ihrer Ausdehnung her größte befindet sich am Südwestrand des Einzugsgebietes. Sie besitzt eine Längenausdehnung von 8.5 km, eine Breite von 3 km und eine Tiefe von maximal 100 m. Der Boden weist keine nennenswerte Reliefierung auf. Eine zweite, deutlich kleinere Depression schließt sich direkt an den Südwestrand der Erosionsbasis an. Ihre Längserstreckung beträgt fast 2 km, ihre Breite 1 km. Da sie sich am Steilhang befindet, fallen ihre Höhenbegrenzungen sehr unterschiedlich aus: 1.550 m im Westsüdwesten, 1.350 m im Ostnordosten. Ihre Tiefe beträgt maximal 200 m. Im Gegensatz zur oben genannten, ausgedehnteren Depression besitzt diese allerdings aufgrund ihrer Größe keinen breiten Boden. Dieser stellt vielmehr eine Einkerbung dar. Die Auffälligkeit beider Depressionen ist die Ausrichtung ihrer Elongation (WSW-ENE-Verlauf); beide entsprechen einander. Die kleinere liegt außerdem auf einer Linie mit vier weiteren Kleindepressionen (außerhalb EG-C) und bildet ihren äußersten ostnordöstlichen Rand; auch ihre Ausrichtung verlaufen WSW-ENE, was im Gesamten auf eine tektonische Kontrolle dieser Strukturen schließen lässt. In den übrigen Regionen fehlt diese Morphologie ganz.

7.2.4 Einzugsgebiet D

EG-D schließt sich in östlicher Richtung mit 3.800 km² Größe und halbbogenförmigen Verlauf an EG-C an und umfasst den gesamten Nordosten Newtons. Es wird durch eine nördliche, westliche und eine lange östliche Hauptwasserscheide begrenzt. Der Südwesten öffnet sich hingegen dem Boden des Newton-Kraters (Abbildung 39 und 40).

Die nördliche Hauptwasserscheide entspricht der Fortsetzung der nördlichen Hauptwasserscheide von EG-C; das heißt, sie entspricht zunächst der südlichen Oberkante der sich nach Südosten

hinziehenden Plateaufläche. Sie beginnt im Nordwesten bei 2.540 m und fällt in südöstliche Richtung auf 2.300 m ab. Ihr Verlauf zeigt stets einen scharf ausgeprägten Kantenverlauf. Dort trifft sie auf den Rand eines 13 km großen Kraters und zieht sich über mehrere Kraterränder bis sie am östlichsten Punkt einen 45 km großen Einschlagkrater auf einer Höhe von 2.300 m erreicht und dort endet.

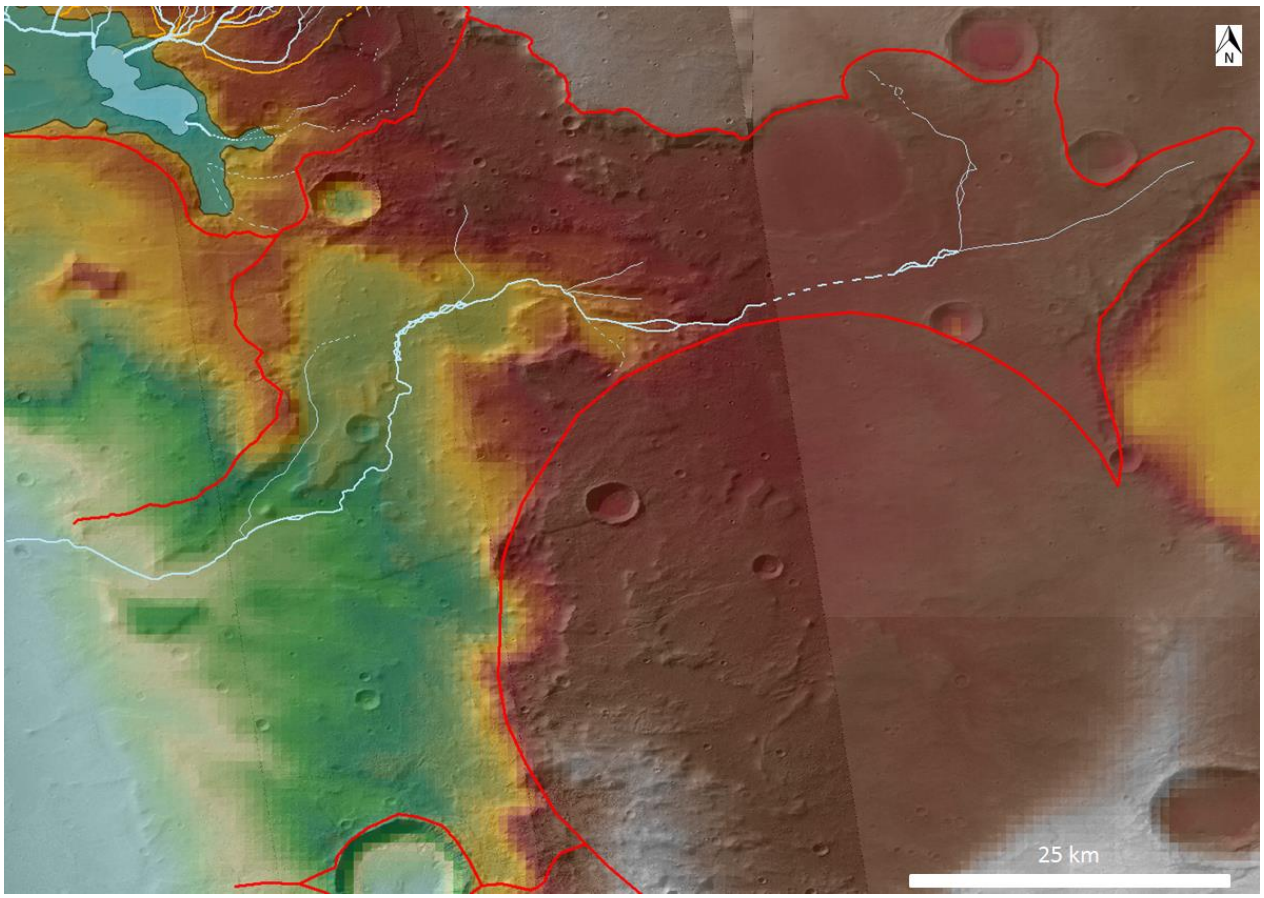


Abb. 39: EG-D umfasst von topographischen Hauptwasserscheiden (rot). Es ist das am schlechtesten erhaltene fluviale Einzugsgebiet des nordöstlichen Kraterrandes von Newton. Vorrangig wird es geprägt von einem Vorflutersystem, das nur lokal Zuflüsse erhält (MOLA über HRSC- und CTX-Mosaik), Kartenzentrum: 39°24’ S, 154°57’ W, Höhendifferenz 60 m bis 2.500 m.

Die östliche Hauptwasserscheide wird fast bis zur Gänze durch Kraterränder zweier großer Impaktkrater bestimmt. Sie setzt am nördlichen Kraterrand Newtons ein und umläuft diesen zu einem Viertel bis sie den westlichen Rand bei 1.960 m erreicht und 340 Höhenmeter überwunden hat. Anschließend knickt sie scharf in nordwestliche Richtung um und umläuft in einem weiten

Halbbogen von 120 km Länge den Rand eines stark erodierten, 65 km großen Kraters. Im Südwesten des Kraterrandes knickt die sie in westliche Richtung ab, umläuft den nördlichen Rand eines Kraters und endet am Rand des Newton-Kraterbodens.

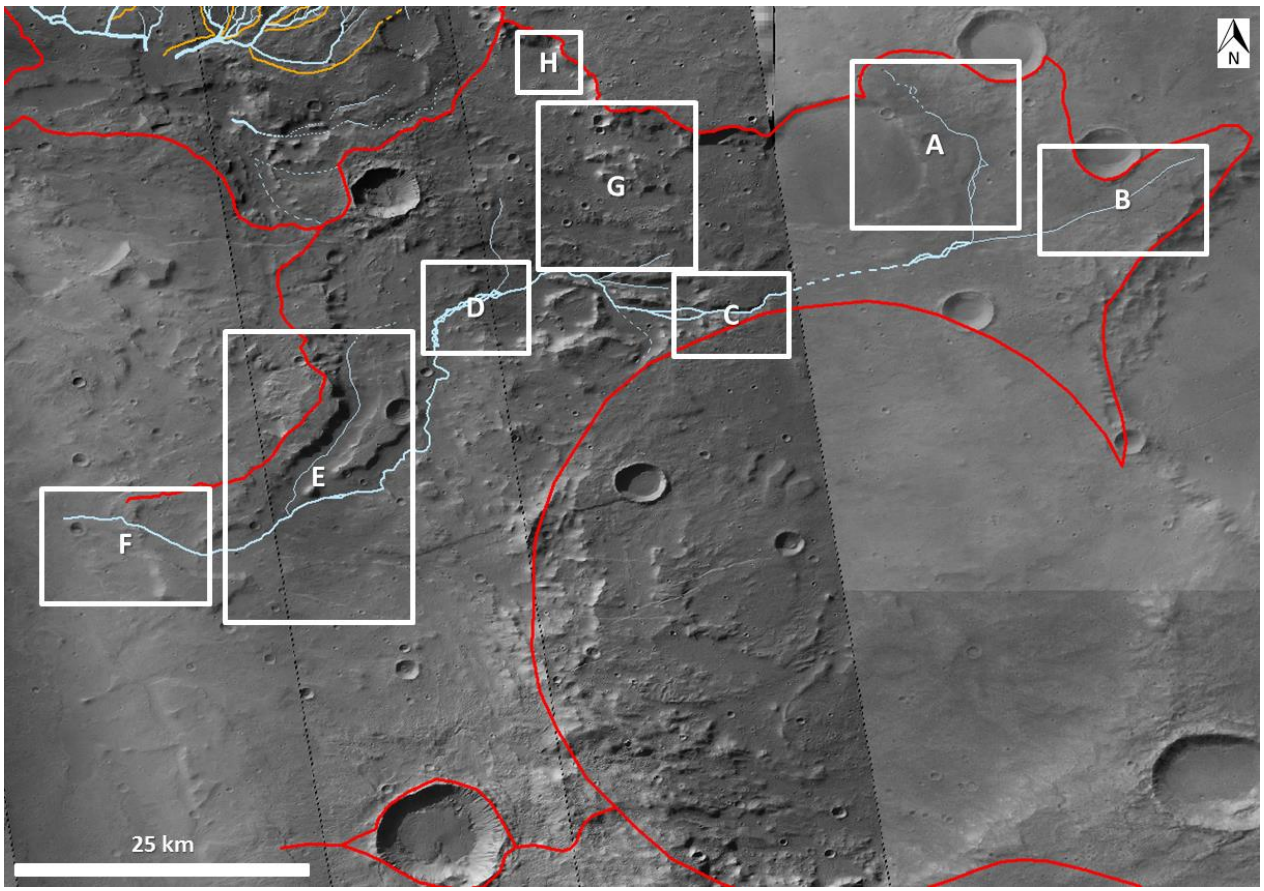


Abb. 40: EG-D einschließlich ausgewählter Gebiete für Detailaufnahmen (weiße Boxen) (HRSC- und CTX-Mosaik), Kartenzentrum: 39°24’S, 154°57’W.

Die westliche Hauptwasserscheide beginnt bei 2.500 m am Berührungspunkt der nördlichen Hauptwasserscheiden von EG-C und EG-D. Sie verläuft Richtung Süden über erodierte Höhenrücken und entspricht etwa der Hälfte ihrer Gesamtlänge der östlichen Hauptwasserscheide von EG-C. Bei etwa 1.550 m setzt sich ihr Lauf zunächst nach Südwesten hin fort, knickt in südsüdöstliche Richtung um und endet als schwacher Rechtsbogen am Boden des Newton-Kraters. Insgesamt wird diese zweite, untere Hälfte der westlichen Hauptwasserscheide durch bis 8 km breite im Norden und 2 km bis 3 km schmale Bergmassive im Süden kontrolliert, die bis zu 500 m über ihre Umgebung hinausragen.

EG-D zeigt ein im Verhältnis zu seiner Größe nur recht dürftig ausgeprägtes ehemaliges Abflusssystem, das als dendritisches System nur unzureichend charakterisiert werden kann. Aufgrund dessen bleiben weite Flächen dieses EGs frei von beobachtbaren fluvialen Strukturen. Das betrifft vor allem den gesamten Norden und einen noch größeren Flächenanteil im Süden. Demgegenüber steht jedoch eine stark erodierte Oberfläche. Infolge der unzureichenden dendritischen Charakteristik ließen sich lokale Wasserschieden nicht abgrenzen. Zum Teil sind Strecken innerhalb des einstigen Flusssystems nicht erhalten geblieben und können nur durch Hinweise der Morphologie und durch topographische Eigenschaften des Untersuchungsgebietes rekonstruiert werden. Das erschwert zusätzlich die Konstruktion lokaler Wasserscheiden.

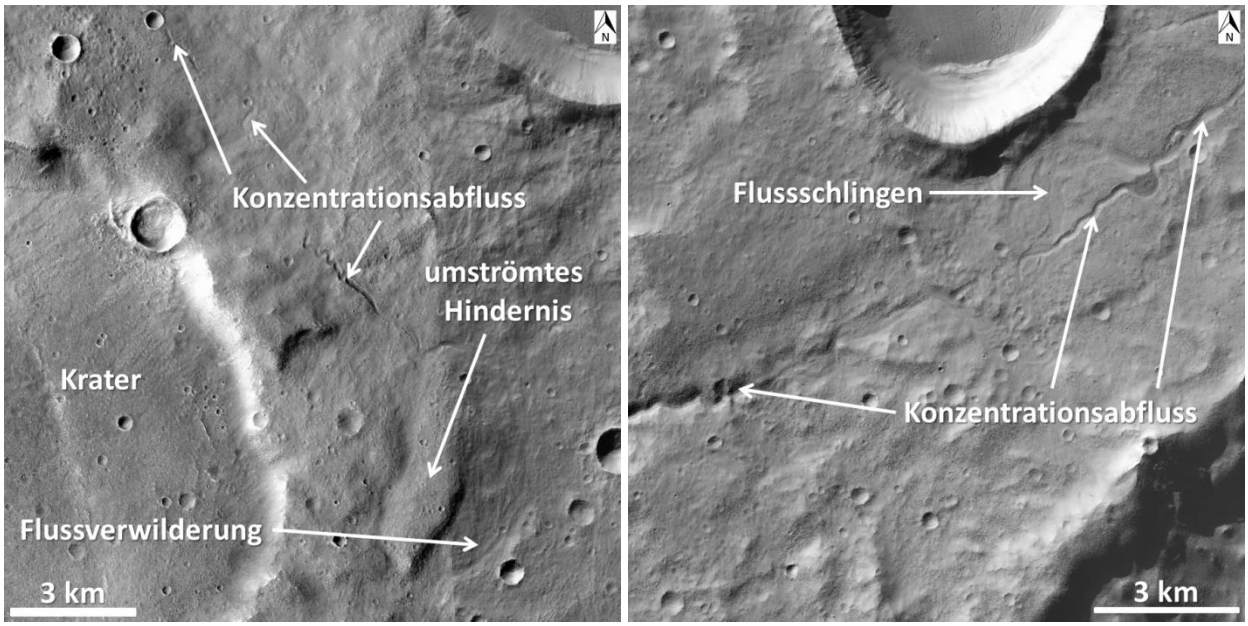
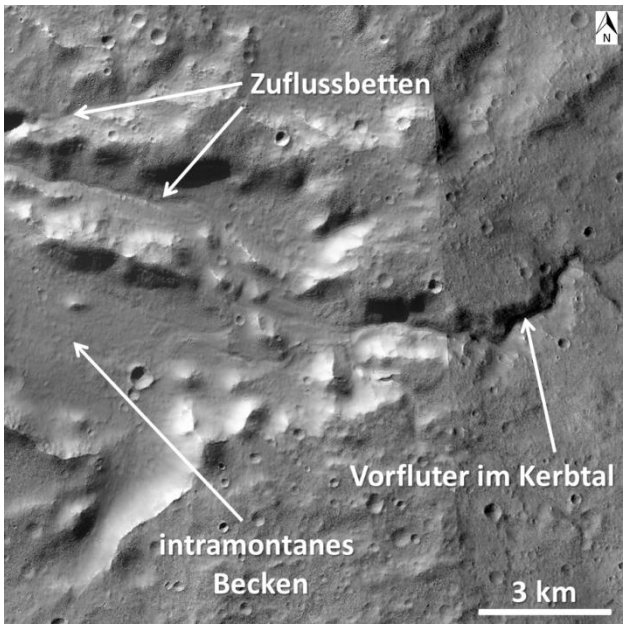


Abb. 41 (links) und 42 (rechts). Abb. 41: Box A. Das nördliche Zuflusssystem der Quellregion. Die Trockenbetten sind bereits stark ausgeprägt, aber immer wieder unterbrochen. Der obere Abschnitt zeigt Konzentrationsabfluss (Gesamtabfluss konzentriert in einem Flussbett ohne Ausprägung von Flussverzweigungen), der untere geht in Flussverwilderung über (CTX G12_022913_1408). Abb. 42: Box B. Das östliche Zuflusssystem. Die Trockenbetten sind gut erhalten und es alternieren Strukturen einstigen Konzentraionsabflusses mit denen anastomisierenden Fließens bei Ausbildung deutlicher Flussschwingen (CTX B17_016465_1426).

Der Oberlauf setzt mit zwei Flussbetten ein, die sich zum Teil bereits in den Untergrund stark eingetieft haben (Abbildung 41 und 42). Das nördlichste Flussbett besteht aus drei sehr gut erhalten gebliebenen Segmenten. Allerdings ist der komplette Flussverlauf nicht erhalten. Das

nördlichste Segment besitzt eine messbare Breite von etwa 100 m und entspringt direkt am Südostrand eines kleinen, 400 m messenden Kraters. Ein zweites Segment taucht, allerdings schwächer, südöstlich von demselben auf und besitzt eine ähnliche Breite. Ihm kann ein zweiter kurzer Flussbettabschnitt zugeordnet werden. Der dritte, am besten erhaltene Abschnitt, schließt sich südöstlich des mittleren an. Seine Breite konnte mit ungefähr 115 m bestimmt werden. Ob diese drei Segmente Teil eines ganzen, aber längst erodierten Flussbettes waren, lässt sich nicht eindeutig bestimmen, da das gesamte Gebiet stark abgetragen ist und die Höhenunterschiede nur unzureichend aufgelöst sind. Der südliche Abschnitt setzt sich in zunächst südöstliche Richtung fort, umzieht einen langgestreckten Höhenrücken nördlich desselben und biegt in südliche Richtung um. Dort ändert er seinen Konzentrationsabfluss und geht in verwilderten Abfluss mit ausgeprägter Breitenverzweigung über, bis er auf den östlichen Zufluss trifft. Dieser östliche Zufluss entspringt in den Hochlagen unterhalb der nördlichen Hauptwasserscheide. Der Flussbettverlauf ist im Ganzen gut erhalten und zeigt keinerlei flussbettfreie Abschnitte. Es wechseln aber Abschnitte weniger guten mit Abschnitten besseren Erhaltungszustandes ab. Ebenso alternieren Laufstrecken leichter Verwilderungsstruktur mit solchen von Konzentrationsabfluss. Das Flussbett beginnt leicht verwildert, ohne tieferes Einschneiden in den Untergrund zu zeigen. Zunehmend konzentriert es sich aber auf ein Flussbett und durchzieht einen engen Talabschnitt, bevor es auf den einstigen Zufluss aus dem Norden stößt und sich mit diesem vereinigt. Der weitere Streckenabschnitt lässt sich nicht eindeutig bestimmen, da seine fluvialen Strukturen durch die Erosion vollständig ausgelöscht wurden. Allerdings lässt sich aufgrund der Topographie eine einstige südwestliche Verlaufsrichtung des Flusssystems ableiten, ebenso der Umstand, dass das Flussbettsystem nach 10 km bis 15 km im Südwesten wieder hervortritt; dort dann als tief eingeschnittenes, 6,5 km langes Streckensegment mit ausgeprägter Kerbtalstruktur (Abbildung 43). Anschließend tritt das fluviale System in ein intramontanes Becken ein und fließt einen Höhenrücken am Fuße seines Südhanges entlang. Beim Verlassen des Beckens erhält das System zwei Zuflüsse aus dem Osten und Nordosten. Der Verlauf wird über einen Sohlentalabschnitt fortgesetzt, bis das System eine größere Ebene erreicht, in welche die weitere Entwässerung erfolgte. In diesem Bereich wird der Konzentrationsabfluss zu Gunsten einer ausgeprägten Verwilderungstendenz zunächst aufgegeben und erhält, von Norden kommend, weiteren Zufluss aus den Hochlagen (Abbildung 44).



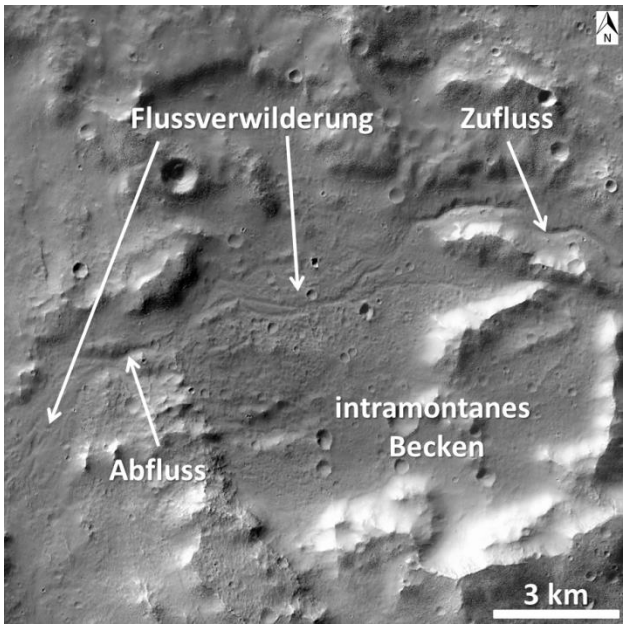
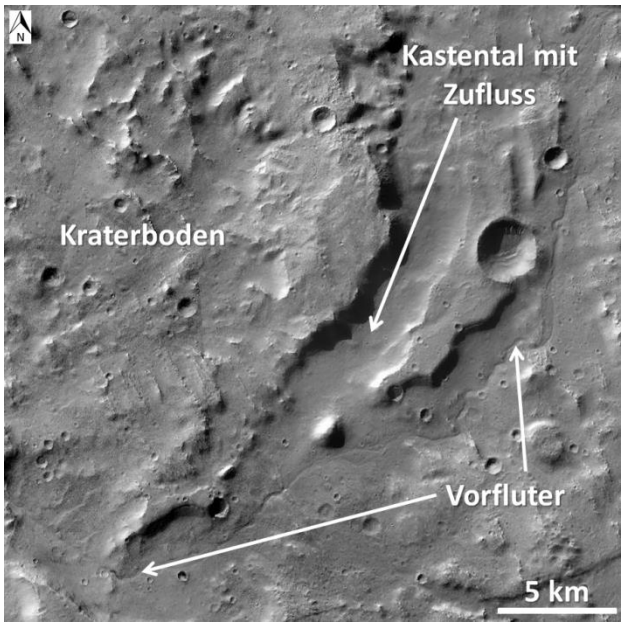


Abb. 43 (links) und 44 (rechts). Abb. 43: Box C. Der mittlere Laufabschnitt ist vor allem durch die Aufgabe des Konzentrationsabflusses (Kerbtal) zu Gunsten der Flussverwilderung (intramontanes Becken) geprägt. In diesen Abschnitten erhält der Vorfluter die meisten seiner wenigen Zuflüsse. Einige entspringen in schmalen Tälern (CTX B19_016887_1394, G23_027291_1401). Abb. 44: Box D. Intramontane Ebene mit anhaltender anastomisierender Fließstruktur (CTX B19_016887_1394).

Der weitere Flussbettstrecke EG-Ds wird, bevor das System im Newton-Krater endet, durch zwei südwestlich verlaufende Abschnitte geprägt; dem Vorfluter und seinem letzten Zufluss (Abbildung 45). Beide verlaufen jeweils in einem Flussbett und umlaufen quasikonzentrisch einen sich nach Südwesten verjüngenden Höhenrücken; der Vorfluter östlich, der Nebenfluss westlich davon. Während der Vorfluter lokal zumindest die Tendenz zur Breitenverzweigung zeigt, ist der Nebenfluss vollkommen frei davon. Allerdings ist dieser auch wesentlich schlechter erhalten geblieben. Das Quellgebiet dieses Nebenflusses ist nicht eindeutig zu bestimmen, muss aber in der weiten Ebene östlich der westlichen Hauptwasserscheide liegen; fluviale Strukturen sind dort allerdings nicht erhalten. Zwischen Quellgebiet und Einmündung in den Vorfluter durchfloss dieser Nebenarm auf flachem Talgrund ein lang gestrecktes, 3 km breites Tal zwischen 300 m hohen Talwänden zu beiden Seiten, bevor er in den Vorfluter mündete. Im Folgenden erhält der Vorfluter keinen Zufluss mehr auf seinen restlichen 25 km bis zum Erreichen seiner Erosionsbasis; er mündet im nordöstlichen Abschnitt in den Newton-Krater ohne erkennbaren Schüttungskörper (Abbildung 46).



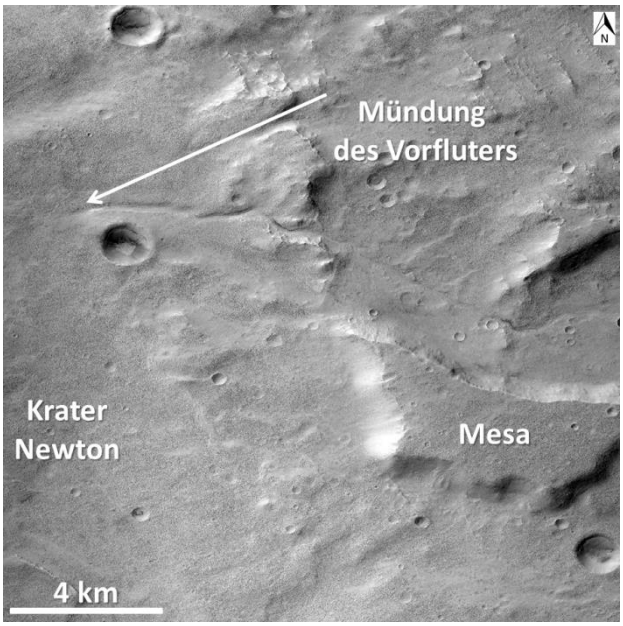
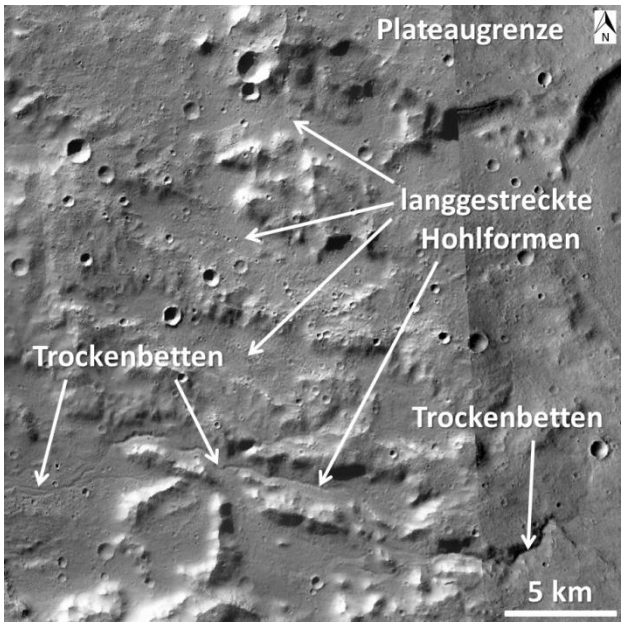


Abb. 45 (links) und 46 (rechts). Abb. 45: Box E. Vorfluter im südlichen Bereich von EG-D. Hier herrscht erneut Konzentrationsabfluss vor. Zufluss erhält das System lediglich noch aus dem Norden, bevor es in den Newton-Krater entwässert. Das Nebental mit breitem Talboden und nahezu senkrechten Wänden zeigt nur ein schwach erhaltenes Trockenbett ohne Zuflüsse (CTX G23_027291_1401). Abb. 46: Box F. Mündung des Vorfluters in den Newton-Krater. Es lassen sich keine Schüttungskörper identifizieren. Morphologisch sind Restberge als Mesa erhalten geblieben (CTX P13_006233_1390).

Der fluvial geprägte Anteil der Oberfläche von EG-D ist, wie schon erwähnt, vor allem im Norden und Süden gar nicht gegeben. Zumindest deuten keinerlei Spuren einst abfließenden Wassers darauf hin. Allerdings lassen sich im Norden EG-Ds langgestreckte Hohlformen finden, vier an der Zahl, die zumindest auf Erosion im Untergrund hindeuten könnten (Abbildung 47). Dennoch sind diese flacher und größer als diejenigen in EG-C (siehe Kapitel 7.2.3). Sie verlaufen allesamt parallel zueinander von westnordwestlicher in ostsüdöstliche Richtung, sind zwischen 11 km und 17 km lang und bis zu 3 km breit. Eine Ausnahme bildet lediglich die vierte südlichste Hohlform; diese ist mit im Schnitt 1 km wesentlich schmaler und wird zusätzlich vom Vorfluter in ihrer ganzen Länge durchflossen (Abbildung 44 und 47). Nordwestlich davon, knapp unterhalb der nördlichen Hauptwasserscheide, tritt ein schmaler, langgezogener Rücken auf, wie in EG-C an einen Moränenrücken erinnernd (siehe Kapitel 7.2.3), der eine Länge von über 1 km misst (Abbildung 47). Der Süden EG-Ds weist auf keinerlei einstige fluviale Aktivität seiner Oberfläche hin.



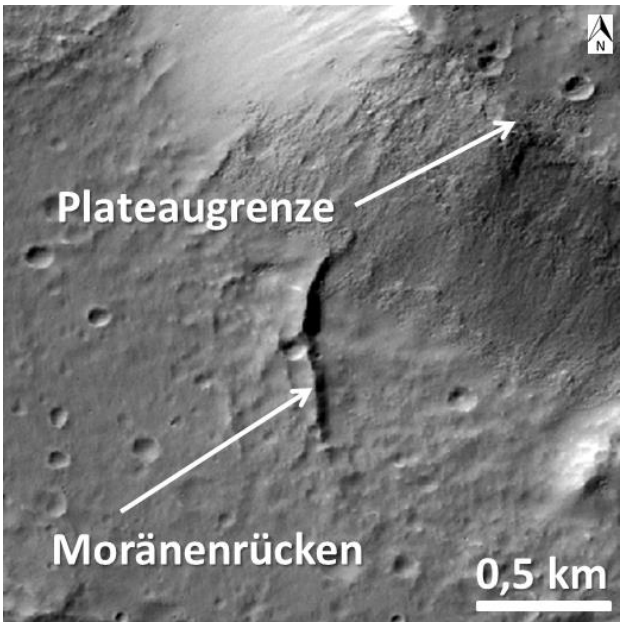


Abb. 47 (links) und 48 (rechts). Abb. 47: Box G. Im Norden EG-Ds sind langgestreckte Hohlformen erhalten geblieben, die parallel zueinander verlaufen. Allein die südlichste davon besitzt fluviale Strukturen (CTX B19_016887_1394). Abb. 48: Box H. Langgezogener Rücken am Fuße der Plateaugrenze (CTX B19_016887_1394).

7.2.5 Einzugsgebiet E

EG-E befindet sich mit einer Größe von 3.550 km² ganz am östlichen Kraterrand Newtons (Abbildung 49 und 50). Umzogen wird es im Norden, Osten und Süden von topographischen Hauptwasserscheiden; der Westen öffnet sich zur Gänze dem Newton-Krater.

Der Verlauf der nördlichen Hauptwasserscheide wird durch Kraterränder und bergige Höhenlagen bestimmt. Sie beginnt zunächst mehrere hundert Meter über dem Nullniveau am äußersten Kraterbodenrand Newtons, zieht über den Rand eines 10 km messenden Kraters hinweg, folgt einem kurzen Höhenzug, um schließlich über den Südrand eines 65 km großen Kraters sich bis in Höhen von 3.000 m zu ziehen. Dort knickt sie in südöstliche Richtung vom Kraterrand aus weg, wobei sie fließend in die östliche Hauptwasserscheide übergeht.

Die östliche Hauptwasserscheide wird vor allem von Bergen und Kuppen kontrolliert, wo sie ihre höchste Lange bei 3.250 m erreicht. An dieser Stelle fällt das Gelände zu beiden Seiten (nach Westen und Osten) hin ab. Anschließend verläuft sie in südliche Richtung bis in die Region

dreier Einschlagskrater, von denen sie den nördlichsten erreicht und in die südliche Hauptwasserscheide in 2.900 m übergeht.

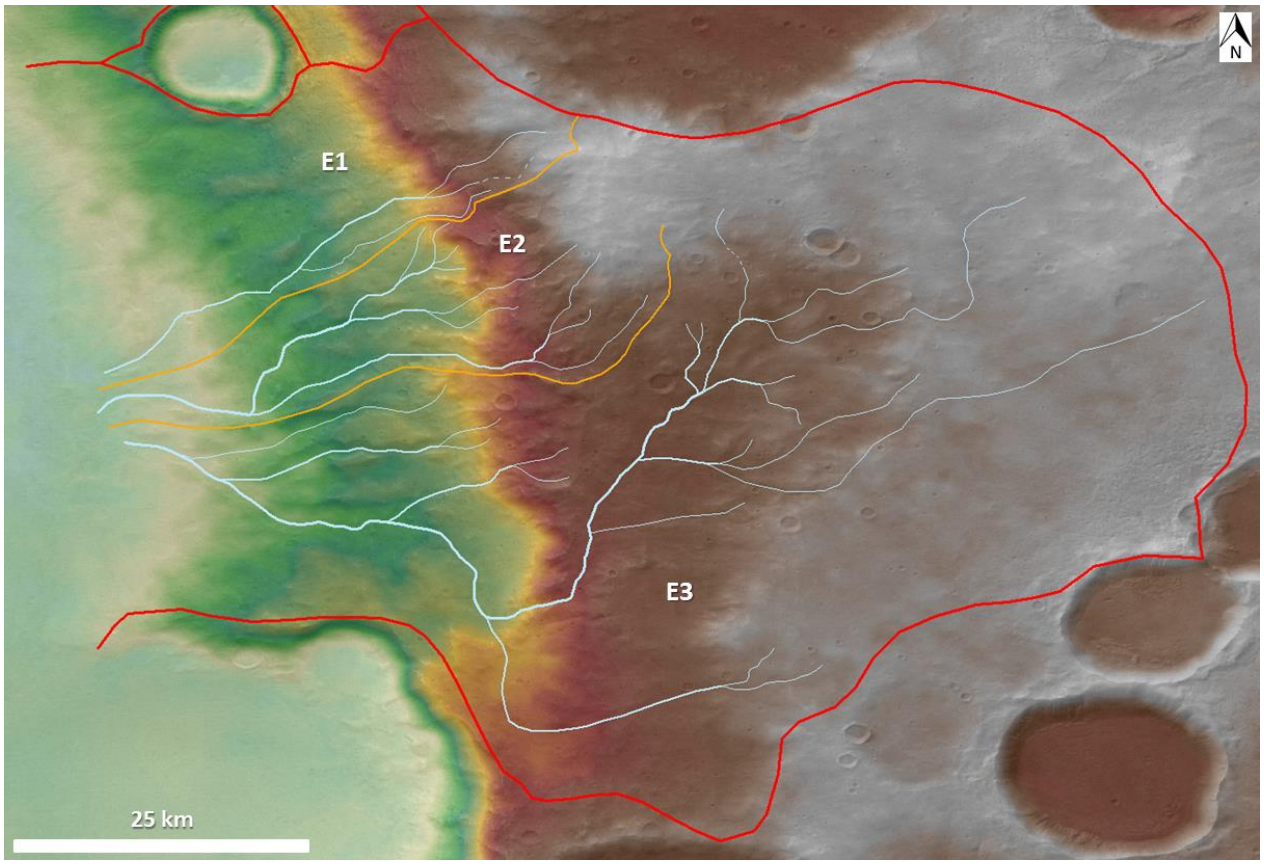


Abb. 49: EG-E umfasst von topographischen Hauptwasserscheiden (rot) und lokalen Wasserscheiden (orange). Die Teileinzugsgebietsgrößen nehmen in südliche Richtung zu. Ein eigenständiges Vorflutersystem ist nicht entwickelt, vielmehr verteilt es sich auf mehrere Zuflussbetten (HRSC-DTM über HRSC-Nadir H8699_0000, Mars-Express), Kartenzentrum: 40°35’ S, 154°25’ W, Höhendifferenz 80 m bis 3.300 m.

Die südliche Hauptwasserscheide zieht sich nördlich der drei Einschlagskrater entlang und folgt dabei direkt an den Nordwesträndern der oberen beiden. Ihre Fortsetzung erfolgt über stark erodierte Höhenrücken bis zum Erreichen eines nördlichen Kraterrandes. Diesen umläuft sie und endet mehrere hundert Meter über dem Nullniveau am Rand des äußersten Bodens von Newton.

Das gesamte Einzugsgebiet wird von dendritischen Abflussstrukturen bestimmt. Es lässt sich, getrennt von lokalen Wasserscheiden (Abbildung 49 und 50), in drei TEGs gliedern: ein

nördliches (E1), zentrales (E2) und südliches (E3). E3 ist dabei mit Abstand das dominante; es besitzt in etwa die dreifach Größe der beiden übrigen (E1 und E2).

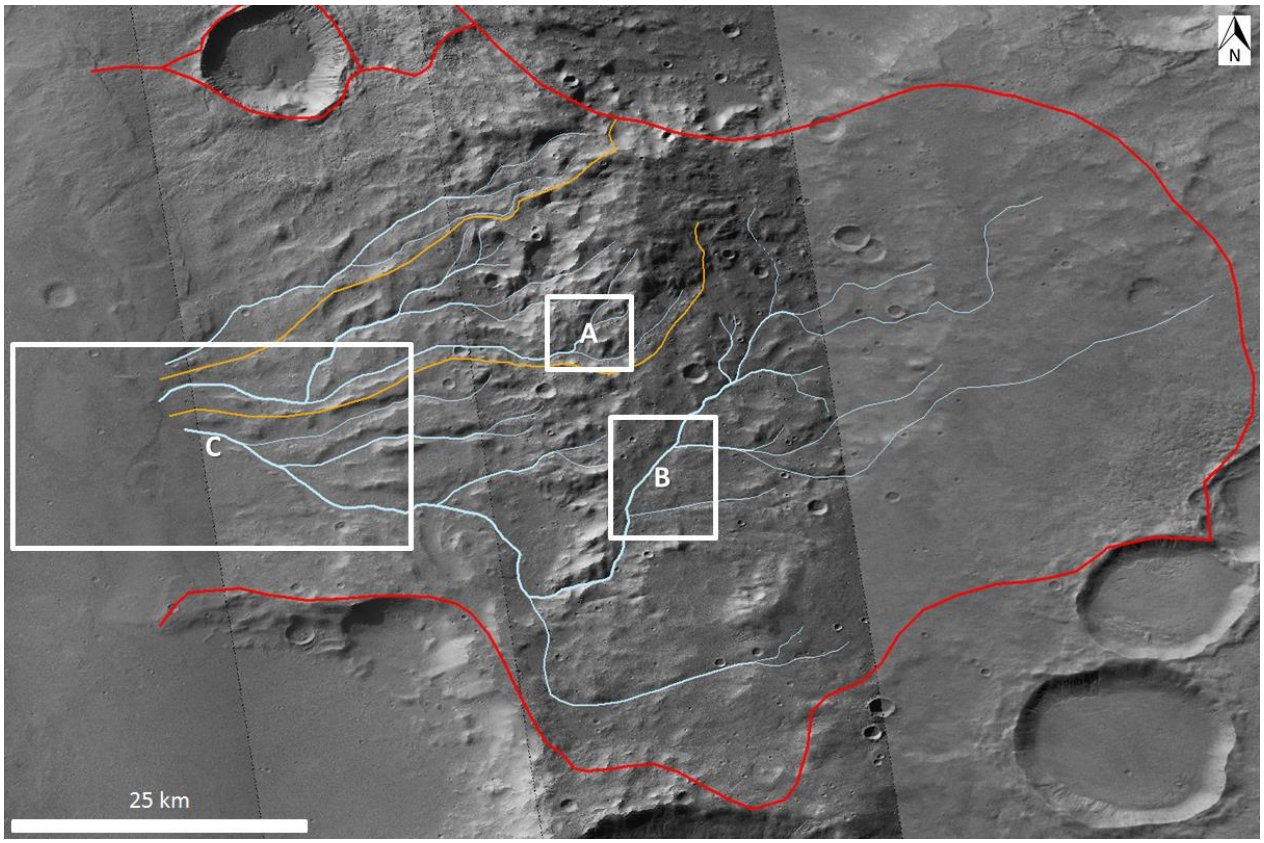
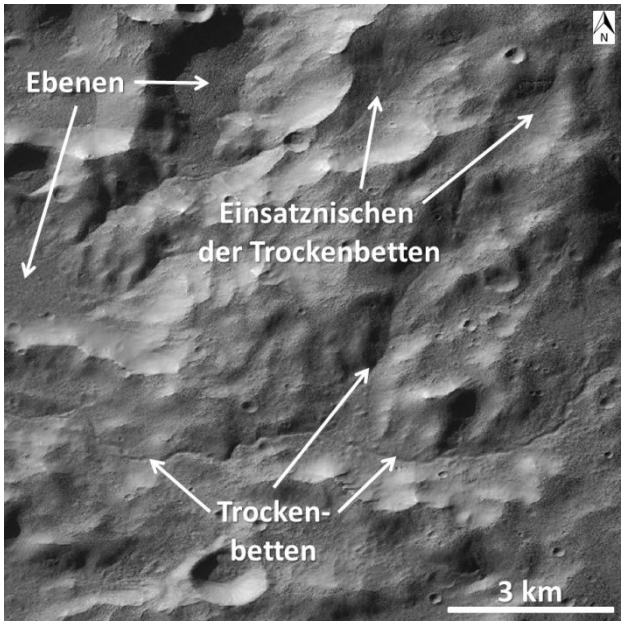


Abb. 50: EG-D einschließlich ausgewählter Gebiete für Detailaufnahmen (weiße Boxen) (HRSC- und CTX-Mosaik), Kartenzentrum: 40°35'S, 154°25'W.

E1 ist ein langgezogenes, schwach entwickeltes Fluvialsystem, dessen einer Quellarm knapp unterhalb der topographischen Hauptwasserscheide in etwa 2.900 m entspringt. Der Beginn des anderen lässt sich nicht mit ganzer Sicherheit mehr feststellen. Das System verläuft direkt entlang der lokalen Wasserscheide, ganz im Süden von E1. Nördlich davon deutet nichts auf einstigen Oberflächenabfluss innerhalb E1s hin.

E2 entspringt in den Bergen oberhalb von 3.000 m und besaß ein deutlich stärker entwickeltes dendritisches System als E1. Die Quellgebiete der nördlichen Zuflüsse entspringen bei etwa 1.700 m nahe der lokalen Wasserscheide, während die höchstgelegenen Quellgebiete weit unterhalb der topographischen Hauptwasserscheide (Entfernung zu derselben über 10 km)

einsetzen. Die Oberfläche von E2 wird vor allem durch dicht gedrängte Bergrücken mit scharfen Graten gekennzeichnet, in dessen Tiefenlinien der Abfluss stattfand; oftmals sind lokal intramontane Ebenen zwischengeschaltet (Abbildung 51).



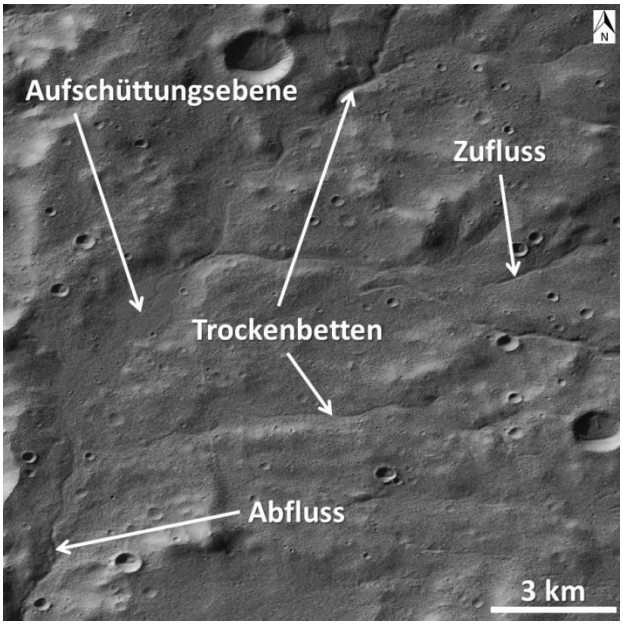


Abb. 51 (links) und 52 (rechts). Abb. 51: Box A. Abgebildet sind die Einsatznischen der Trockenbetten, die blattarig ausgebildeten Strukturen gleichen. Unterhalb derselben sind schmale Trockenbetten erhalten. Dazwischen kommen hin und wieder kleine intramontane Ebenen vor, die mittlerweile verfüllt sind und fluviale Strukturen oft überdecken (CTX B19_016887_1394). Abb. 52: Box B. Trockenbetten ehemaligen Konzentrationsabflusses; zwischengeschaltet ist eine intramontane Ebene, in der Flussverilderung vorherrschte (CTX B19_016887_1394).

E3 besitzt das am besten entwickelte dendritische System. Seine Quelläste entspringen allesamt in einer weiten Hochebene zwischen 2.800 m und 3.000 m, die von einzelnen Bergen und Kuppen unterbrochen wird und den oberen Abschnitt von E3 bestimmt. Dabei reichen die Quelläste in den wenigsten Fällen bis knapp an die topographische Hauptwasserscheide heran. Die Oberfläche wird unterhalb dieser Hochebene, im mittleren Abschnitt, von einigen stark abgetragenen Kraterresten charakterisiert; vor allem bestimmt den Zentralbereich von E3 eine 20 km bis 25 km große Einschlagstruktur, die von nördlichen über nordöstlichen bis östlichen Richtungen Zuflüsse erhielt und diese in ihrem Zentrum konzentrierte. Der untere Abschnitt wird durch ebenfalls langgezogene Höhenrücken und Höhenrückenreste (wie in E1 und E2) dokumentiert, zwischen welchen sich der Konzentrationsabfluss vollzog. Lediglich lokal

existieren kleine zwischengeschaltete Ebenen, in denen Strukturen anastomisierenden Fließens erhalten geblieben sind (Abbildung 52).

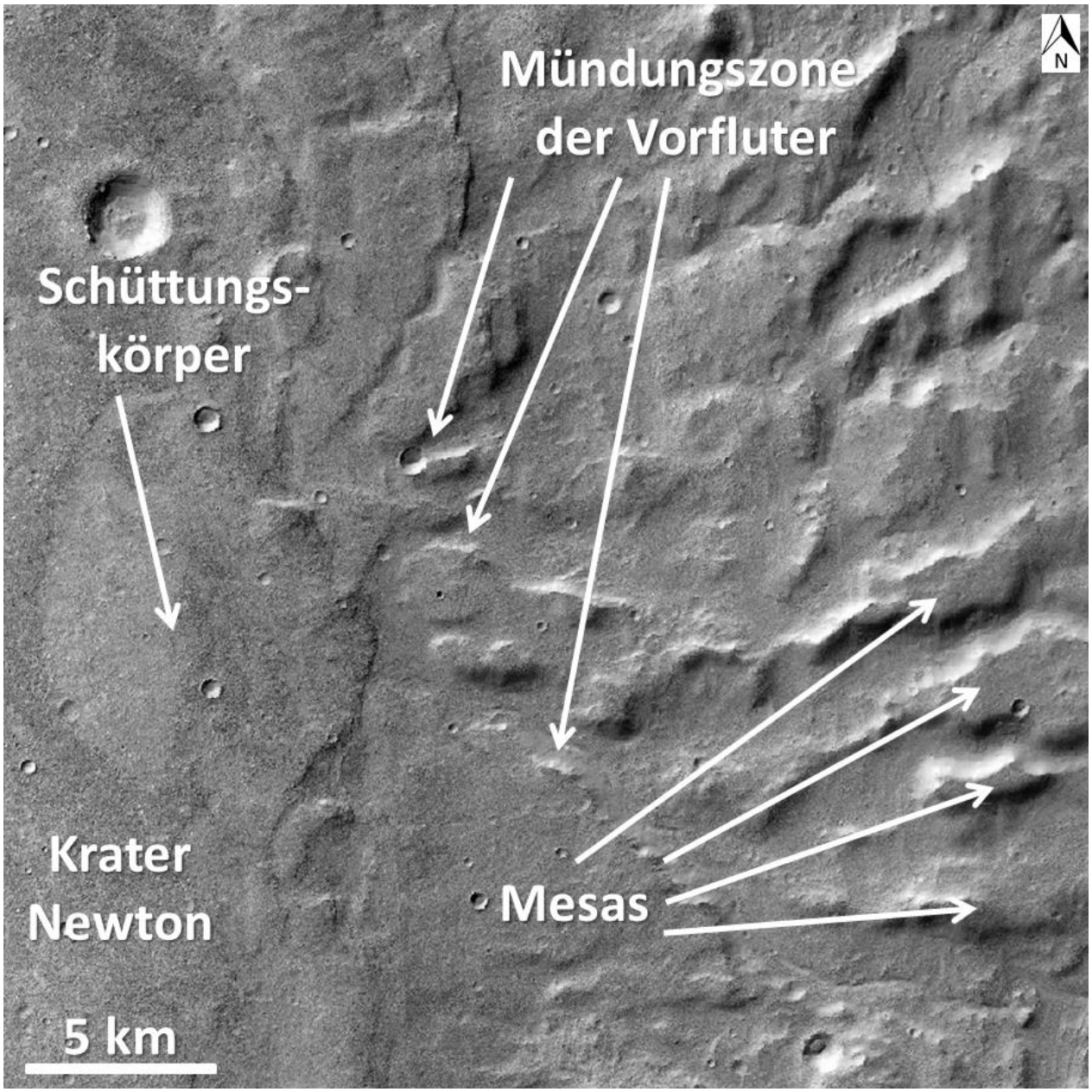


Abb. 53: Box C. Mündungs der Vorflutersysteme. Wie zu erkennen ist, gehen mehrere Vorfluterarme in den Newton-Krater über. Langgestreckte Mesas sind erhalten geblieben. Der ovale Körper am linken Bildrand stellt vermutlich einen Schüttungskörper dar (HRSC H8604_0000).

Im Unterschied zu EG-A bis EG-D vereinigen sich die einzelnen Abflussstrukturen nicht zu einem gesamten System, sondern münden eigenständig in den Newton-Krater. Die Flussbetten sind im gesamten EG-E als dünne Reliktlinien gut erhalten geblieben. Lediglich in den Quellregionen lassen sich die Ursprungsäste zum Teil nur grob lokalisieren. Der Erhaltungszustand zeigt sich besonders gut in den Bereichen des größten Gefälles, die vor allem in E3 um die große Einschlagstruktur sowie zwischen 1.200 m und 2.200 m in sämtlichen TEGs zu verzeichnen sind. Allerdings sind die Höhengradienten der Flussbetten in den drei TEGs jeweils unterschiedlich ausgeprägt (Appendix S. 217-218, Figuren 23-25). E1 beginnt mit starkem Gefälle (0,102) und flacht sich etwas auf halber Strecke auf 0,3 ab. E2 zeigt ein quasilineares bis leicht konkaves Profil. Sein durchschnittlicher Höhengradient liegt bei 0,054. Das Profil von E3 beginnt in der Hochebene relativ seicht abfallend (0,013), knickt zwischen 2.000 m bis 1.200 m steil ab (0,126) und nimmt wieder den Ausgangswert bei unruhigem Profilverlauf an (0,023).

An der Mündung des Einzugsgebiets E, dort, wo das einstige Flusssystem die Tiefenlinien aufgab, um in die weite Ebene des Newton-Kraters überzugehen, legt die Morphologie die Vermutung nahe, dass es sich dabei um einen Schüttungskörper handelt, der aus den TEGs in den Newton-Krater geschüttet wurde, der 12,5 km in der Länge, 8,5 km in der Breite misst und ein Oberflächengefälle von 0.014 aufweist (Abbildung 53). Allerdings lassen sich aufgrund des mangelhaften Erhaltungszustandes und der unzureichenden Auflösung der verwendeten Daten (CTX) nur Vermutungen aussprechen, wobei die Lage des Schüttungskörpers im fluvialen Gesamtsystem wie auch seine Ausmaße die Dimension einer Ablagerung mehr stützen als widerlegen.

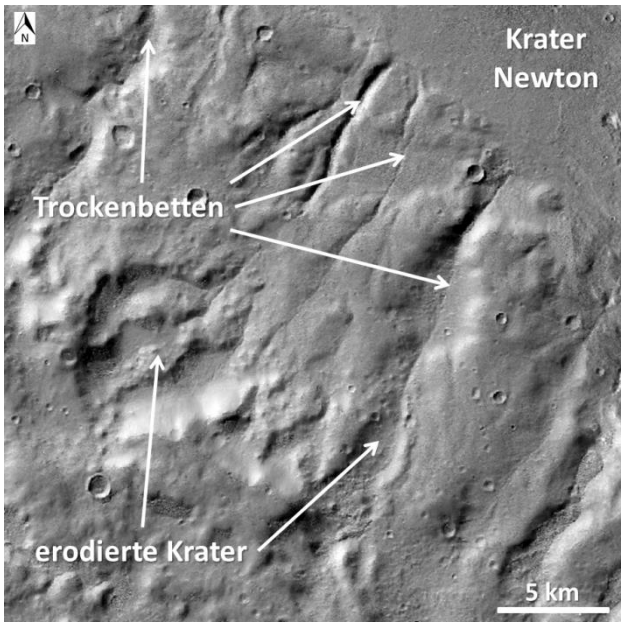
7.2.6 Fluviale Charakteristik des übrigen Kraterrandes Newtons

Das Hauptuntersuchungsgebiet stellt der Nordostinnenrand des Newton-Kraters dar. Dennoch soll kurz auf die fluvialen Strukturen der übrigen Kraterinnenränder zumindest kurz eingegangen sein. Neben den oben erläuterten Einzugsgebieten (EG-A bis EG-E) sind weitere Regionen fluvialer Strukturen am Süd- und West- bis Nordrand Newtons dokumentiert. Allerdings sind diese weniger stark ausgeprägt oder zum Teil anderer Genese (Grundwasseraustritt). Mit über 3.000 km übertreffen sie in ihrer aufsummierten Gesamtlänge die Region EG-A bis EG-E um über 700 km; allerdings verteilen sich dieselben auf eine weitaus größere Fläche, die in etwa um den Faktor drei höher liegt. Während die topographischen Hauptwasserscheiden und (meist auch) die lokalen Wasserscheiden innerhalb des Nord- bis Ostrandes von Newton sich recht genau definieren lassen, ist das außerhalb von EG-A bis EG-E nicht oder bestenfalls nur sehr ungenau möglich, da topographische Wasserscheiden fehlen. Des Weiteren unterscheiden sich die Abflussstrukturen auch hinsichtlich ihrer ausgebildeten Abflussmuster; die hochintegrierte dendritische Form, wie sie sich am Nord- bis Ostrand zu erkennen gibt, fehlt nahezu überall. An deren Stelle treten vielmehr subparallele Entwässerungsrinnen auf (Abbildung 54). Diese entspringen am südlichen Kraterrand hauptsächlich unterhalb von 1.600 m. Treten dendritische Strukturen auf, so sind diese äußerst schwach entwickelt und nur lokal vertreten; Nebenflüsse sind demnach selten. Ihr Verlauf überbrückt lediglich kurze Distanzen. In der Regel enden sie wenige hundert Meter über dem Bezugsniveau am Rande des Kraterbodens (vor allem am Südwestabschnitt), die restlichen zwischen 700 m und 900 m. Ihr Verlauf zeigt im Allgemeinen einen quasilinearen Verlauf mit geringen Schwingungsamplituden. Des Weiteren sind die Talstrukturen am westlichen Südrand gedrängter als am östlichen Rand. Diese setzen in westliche und östliche Richtung schließlich vollkommen aus, sodass der westsüdwestliche und ostsüdöstliche Bereich des Kraterrandes auf keinerlei frühere Abflussaktivitäten schließen lassen.

Bei der Untersuchung des nordwestlichen Gebietes zeigen sich zwei ganz unterschiedliche Abflussmuster (Abbildung 55), die sich auf ein oberes und ein unteres Stockwerk verteilen: Zum einen werden vor allem die höheren Lagen (oberes Stockwerk) durch subparallele bis mäßig entwickelte dendritische Abflussrinnen bestimmt. Diese entspringen bei maximal 2.300 m und enden wenige hundert Meter über dem Nullniveau, können sich aber lokal bis in den negativen Höhenbereich fortsetzen. Die meisten setzen im Bereich des größten Gradienten zwischen 1.300 m bis 1.600 m ein. Für die Quellgebiete ergibt sich hingegen kein einheitliches

Quellniveau. Zum anderen treten zumeist knapp unterhalb des Nullniveaus Systeme dicht gedrängter Abflussstrukturen auf, die auf einstige Aktivität durch Quellerosion hinweisen. Diese sind oft breiter als die Rinnen des oberen Stockwerkes, besitzen eine gleichbleibende Breite und zeigen einen besseren Erhaltungszustand, wenngleich sie dennoch im Laufe der Zeit erheblich überprägt wurden. Nur dort, wo Fließarme sich verbinden, ist eine schwache Zunahme der Rinnenbreite zu verzeichnen. Diese Quellstrukturen sind radial vom Kraterrand zum Kraterzentrum hin ausgerichtet und haben sich rückschreitend in den Untergrund des Kraterbodens in Richtung Kraterinnenrand hineingearbeitet (siehe Kapitel 4.2.2). Dabei können die Talanfänge bis unter 1.100 m zum Bezugsniveau hinabreichen. Für ihre Genese durch rückschreitende Quellerosion spricht nicht nur ihre Morphologie, sondern ebenso zahlreiche Einschlagkrater (Rampartkrater), deren typische lobenartige Auswurfdecken auf Eis im Untergrund hindeuten [z. B .*Carr et al.*, 1977].

Der Nordrand zeigt einen ähnlichen Aufbau, allerdings lässt dieser sich in ein oberes, mittleres und unteres Stockwerk einteilen (Abbildung 56). Das obere beginnt bei über 3.300 m direkt am Südwestrand eines Kraters, dessen Süd- bis Ostrand die Hauptwasserscheide von EG-A und EG-B bildet. Es handelt sich hierbei um mäßig ausgeprägte dendritische Strukturen von maximal 30 km Länge. Diese reichen im Westen bis 2.560 m, im Osten des Gebietes bis 1.700 m hinab. Darauf folgt das mittlere Stockwerk, welches in einer durchschnittlichen Höhe von 1.650 m beginnt und sich bis in einige hundert Meter über Null erstreckt. Dieses Stockwerk wird vor allem durch subparallele Rinnensysteme bestimmt, welche jedoch lokal durch sehr schwach entwickelte dendritische Abflussmuster unterbrochen werden; viele dieser Rinnen sind stark in den Kraterrand eingeschnitten. Das mittlere Stockwerk entspricht durch den größten Höhengradienten und der Lage der Ursprungsgebiete seiner Rinnen dem oberen Stockwerk am Nordwestrand. Das untere Stockwerk hingegen weist wiederum, analog zum unteren Stockwerk des Nordwestrandes, Rinnen auf, die durch Quellerosion generiert wurden (Abbildung 56 und 57). Die tiefsten reichen auch hier bis unter -1.100 m hinab und haben sich rückschreitend bis auf einige Dekameter zum Kraterrand rückschreitend hinauferodiert. Im Unterschied jedoch zu den fluvialen Strukturen des Nordwestrandes sind diejenigen des Nordrandes deutlich besser erhalten geblieben; das gilt für alle Stockwerke, vor allem für die amphitheatralischen Quellnischen der Rinnen des unteren Stockwerks und die Rinnensysteme an sich.



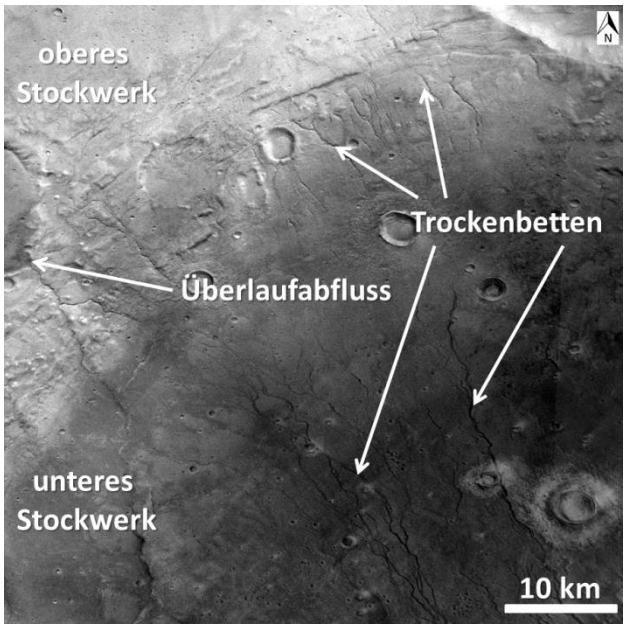
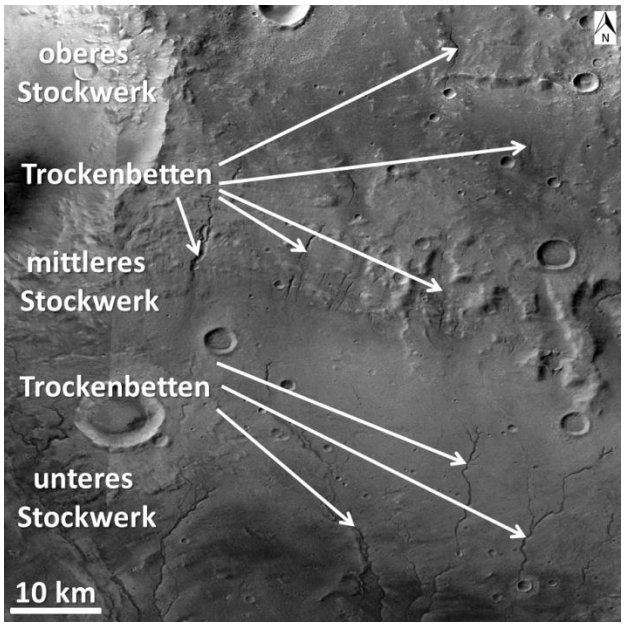


Abb. 54 (links) und 55 (rechts). Abb. 54: Südlicher Kraterinnenrand mit subparallelen Trockenrinnen ohne erkennbare Zuflüsse. Stark überprägte Krater sind Ursprungsgebiete der Talentwicklung (CTX P15_006721_1379). Abb. 55: Nordwestlicher Kraterinnenrand. Die Trockenbetten des oberen Stockwerkes konzentrieren sich auf die Region mit den höchsten Gradienten. Das untere Stockwerk wird von tief in den Kraterboden eingelassenen Rinnensystemen gebildet (HRSC H2421_0000).



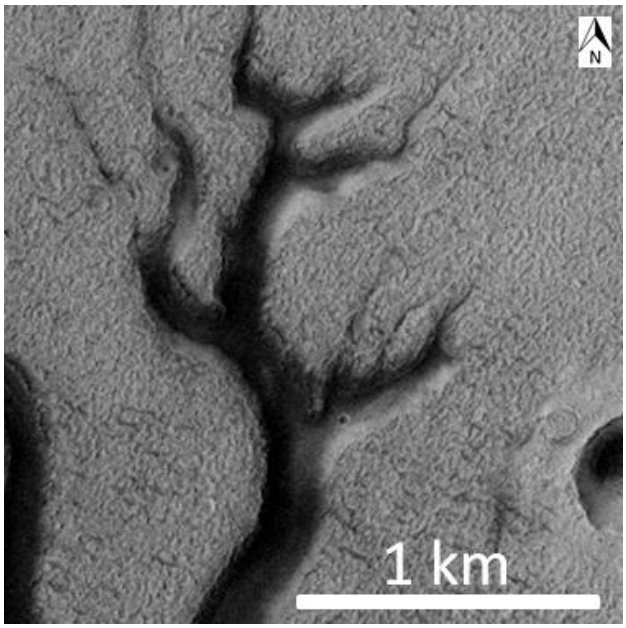


Abb. 56 (links) und 57 (rechts). Abb. 56: Der nördliche Kraterinnenrand. Drei Stockwerke sind ausgebildet. Im oberen und mittleren beim höchsten Gefälle, im unteren auf dem Boden Newtons als Quellerosionsbetten (HRSC H6479_0000 und H2399_0000). Abb. 57: Anfang eines Quellerosionsbetts mit kurzen Seitentälern, die in einen Hauptbett führen (MOC R0700378).

7.3 Zusammenfassung der fluvialen Prozesse am Kraterrand Newtons und deren zeitliche Einordnung

Wie aus Abbildung 15 ersichtlich ist, lässt sich der nordöstliche Kraterrand Newtons in 5 Einzugsgebiete untergliedern (zur Bestimmung der Einzugsgebiete siehe Kapitel 6.8). Einzugsgebiet A befindet sich direkt am nördlichen inneren Kraterrand. B, C und D folgen in östlicher Richtung und bilden die nordöstlichen Einzugsgebiete, während E direkt am östlichen Kraterrand liegt.

Die Längserstreckung des gesamten fluvialen Systems konzentrisch zum Kraterrand über alle Einzugsgebiete hinweg beträgt etwa 290 km, während die radiale Erstreckung vom oberen Kraterrand bis zu den Mündungsgebieten je nach Lokalität zwischen etwa 25 km und knapp über 100 km schwanken kann. Das gesamte fluviale dendritische System (Einzugsgebiete A bis E) besitzt eine aufsummierte Länge aller Flussbettteilstrecken von etwa 2.350 km, was ungefähr zwei Drittel der Gesamtlänge aller Streckenabschnitte im gesamten Newton-Krater entspricht. Damit lässt sich eine Hauptkonzentration des Abflusses eben auf dieses Gebiet des nordöstlichen Kraterrandes belegen, das aber nur ein Viertel der Kraterinnenrandfläche ausmacht. Demnach erfuhr der übrige Kraterrand eine verminderte fluviale Gestaltung im Vergleich zum Nordosten, was sich ebenso in weniger gut entwickelten dendritischen Strukturen äußert. Oftmals gehen sie über einzelne Rinnensysteme nicht hinaus. Es sollte an dieser Stelle erwähnt werden, dass die Länge von Flussbettstrecken immer nur ein Näherungswert sein kann, der abhängig von der Maßstabsgröße ist, bei welcher die Messungen erfolgten. Je größer der Maßstab wird, also umso kleiner der Kartenausschnitt ist, desto genauer sind Flussbettbiegungen zu vermessen und deren gemessene Längen erhalten dadurch höhere Längenwerte. Des Weiteren werden diese Abschnitte auch immer nur Mindestlängen sein, denn die gemessenen Fließstrukturen sind diejenigen, die bis in die Gegenwart erhalten gebliebenen sind. Viele Teilabschnitte sind aber im Laufe der Jahrmilliarden bereits überdeckt oder komplett durch sukzessive Erosionsereignisse ausgelöscht worden. Es liegt also in der Natur der Sache, dass Ergebnisse, die aus statistischen Werten sich ergeben (z. B. Taldichten), somit nur Näherungswerten entsprechen, dessen Größenwerte lediglich Mindestgrößen sind. Die Taldichten lägen bei höheren Werten, sind aber nicht messbar, da nur noch die Trockenbetten der Flusssysteme erhalten geblieben sind. Es handelt sich

demnach (wie immer bei allen Messungen linearer Strukturen) um Untergrenzen bzw. Mindestlängen.

Aufgrund des besonders guten Erhaltungsgrades der Morphologie im Untersuchungsgebiet ergab sich die Möglichkeit die topographischen Wasserscheiden bestimmen zu können (siehe Kapitel 6.8), die in Abbildung 15 rot zur Darstellung kommen. Neben diesen topographischen Hauptwasserscheiden war es außerdem möglich lokale Wasserscheiden (in Abbildung 15 orange) in den Einzugsgebieten A, B und C zu bestimmen, welche jeweils dieselben in zahlreiche kleinere Einzugsgebiete in ihrem Oberlauf unterteilen. Die Hauptwasserscheiden verlaufen vor allem auf Kraterrändern (z. B. Einzugsgebiet A) oder entlang steiler Abhänge (z. B. Einzugsgebiet C). Des Weiteren kann es sich dabei aber auch einfach um Höhenzüge handeln (z. B. Einzugsgebiet B und E). Bei den lokalen Wasserscheiden handelt es sich in der Regel um langgezogene Rücken und Erhebungsreste, die morphologische Trennlinien für den Abfluss und seine jeweilige Entwässerungsrichtung bedeuten, was in den Teilkapiteln 7.2.1 bis 7.2.5 gezeigt wurde.

In allen Einzugsgebieten des nordöstlichen Kraterrandes lassen sich Talzüge unterschiedlicher Erstreckung und Dichte feststellen, die, nach Kraterzählungen im Oberlauf (Appendix S. 201-203, Figuren A-C), an der Grenze Noachium-Hesperium aktiv waren (3,67 Ga) und bis maximal ins späte Hesperium hinein (3,09 Ga) aktiv blieben (Kraterzählung im Mündungsraum). Dabei handelt es sich vor allem um die in Kapitel 4.2.1 besprochenen Talmunster dendritischen Typs, deren Gestaltung allgemein überwiegend durch Oberflächenabfluss geprägt wird. Weiterhin befinden sich vor allem nördlich des Kraterbodens zahlreiche Fließstrukturen westlich des Einzugsgebietes A, die zu den durch Grundwasseraustritt geprägten und kontrollierten Erosionsstrukturen zählen (siehe Kapitel 4.2.2). Die Phase ihrer fluvialen Aktivität unterscheidet sich im Vergleich zu den dendritischen Strukturen dahingehend, dass sie jünger als diese sind. Während die Mündungen der dendritischen Systeme aus den Einzugsgebieten A bis E durch etwa 3,09 Ga Ablagerungen überdeckt sind, haben sich die Grundwasseraustritte in diese Ablagerungen hineingearbeitet und müssen demnach später entstanden sein. Das bedeutet nichts anderes als dass der Oberflächenabfluss spätestens im ausgehenden Hesperium durch Grundwassererosion abgelöst wurde, die Umweltbedingungen sich somit in dem Maße veränderten, dass direkter Oberflächenabfluss nicht mehr möglich war und zum Stillstand kam. Die Karte der Abbildung 15 zeigt zudem, dass vor allem der innere Kraterrand Newtons

fluvialmorphologisch aktiv war, wohingegen auf den gegenüberliegenden Seiten der Hauptwasserscheiden keinerlei oder nur äußerst schwach ausgeprägte fluviale Strukturen zu finden sind, die sich vor allem am inneren Nordrand des Kraters nördlich von Einzugsgebiet A und östlich des Einzugsgebiets E konzentrieren.

Neben denen durch (ab-)fließendes Wasser geprägten Erosionsformen lassen sich auch Regionen mit stehenden Gewässern ausmachen, die einst über längere Zeit zur Bildung von kleinen Seen und auch größerer Wasserkörper führte. Vor allem innerhalb des Einzugsgebietes C kam es vermutlich zu einer größeren Ansammlung an Wasser, worauf noch im Diskussionsteil detailliert einzugehen sein wird (siehe Kapitel 11).

8 Krater Newton – Quantitative Untersuchung

Im diesem Kapitel soll der vorausgegangenen qualitativen Analyse die quantitative statistische Erfassung der fluvialen Strukturen folgen und anschließend auf deren Einordnung in fluviale Referenzsysteme eingegangen sein. Dabei werden lediglich die Ausprägungen der in diesem Kapitel beschriebenen fluvialen Muster und deren Eigenschaften untersucht und sich vor allem auf den nordöstlichen Kraterrand Newtons (EG-A bis EG-E) konzentriert. Allgemeine Darlegungen über die angewandten statistischen Kenngrößen finden sich bereits im Methodenteil dieser Arbeit erklärt (siehe Kapitel 5). Das Konkrete jedoch, das hinter ihren Aussagen steht, welche Bedeutung und Aussagekraft sie also für die fluviale Entwicklung der Untersuchungsgebiete besitzen, wird späterhin Gegenstand des Diskussionsteils dieser Arbeit werden.

8.1 Fluvialstatistische Erfassung der EG-A bis EG-E

Wie bereits oben ausgeführt, lässt sich der nordöstliche Kraterrand in fünf Einzugsgebiete unterteilen, die jeweils von topographischen Hauptwasserscheiden umgrenzt werden. Aufgrund dieser Tatsache und infolge des in der Regel sehr guten Erhaltungszustandes der fluvialen Strukturen ergeben sich verschiedene statistische Kenngrößen, welche wiederum unterschiedliche funktionale Zusammenhänge aufzeigen.

Die aufsummierte Gebietsgröße von EG-A bis EG-E erreicht eine Fläche von 14.550 km² und entspricht damit dem gesamten inneren Nord- bis Ostrand, also einem Viertel des Kraterinnenrandes von Newton; dabei schwanken die Einzugsgebietsflächen zwischen 1.230 km² (EG-C) und 4.130 km² (EG-B).

Die Gesamtlänge aller ermittelten Flussbettstrecken liegt bei 2.350 km (Abbildung 58). Verteilt auf die jeweiligen Einzugsgebiete stellen EG-A, EG-B und EG-E mit jeweils fast 600 km die höchsten Werte. Es folgen EG-C mit 380 km und EG-D mit 210 km.

Die jeweiligen Einzugsgebiete zeigen untereinander eine große Variation hinsichtlich der Ausprägung ihrer Taldichten (Flussbettdichten) (Abbildung 59). Es lassen sich drei

Ausprägungsstärken unterscheiden: Mit 0,05 km^{-1} stellt EG-D das Einzugsgebiet mit der geringsten Dichte dar. Es folgen EG-B und EG-E mit Werten, die sich um 0,15 km^{-1} bewegen, deren Taldichten also bereits um den Faktor 3 höher liegen. EG-A und EG-C schließen sich darauf mit doppelt so hohen Taldichten bei Werten um 0,3 km^{-1} an. Insgesamt schwanken somit die Taldichten um den Faktor 6.

Insgesamt befinden sich in allen Einzugsgebieten zusammen 219 Quellabschnitte; davon entfallen auf EG-A die meisten identifizierbaren Quellabschnitte mit einem Wert von 75, das somit etwa ein Drittel aller Quellzuflüsse enthält. Es folgen EG-C mit 60, EG-B mit 48 und EG-E mit 30. Die wenigsten Quellzuflüsse von 6 weist EG-D auf. Die Summe aller Quellabschnitte eines fluvialen Systems entspricht der Magnitude des Vorfluters (Kapitel 5.1.2), sofern alle Quellzuflüsse in einem Vorfluter integriert wurden; die Vorfluter von EG-A, EG-B und EG-D besitzen somit jeweils die Magnitude 75, 48 und 6. Das Abflusssystem von EG-C hingegen endet mit zwei Vorflutern. Dadurch erhält der westliche Abschnitt EG-Cs (C1 bis C4) die Magnitude 30, das östliche (C5 bis C9) ebenfalls 30.

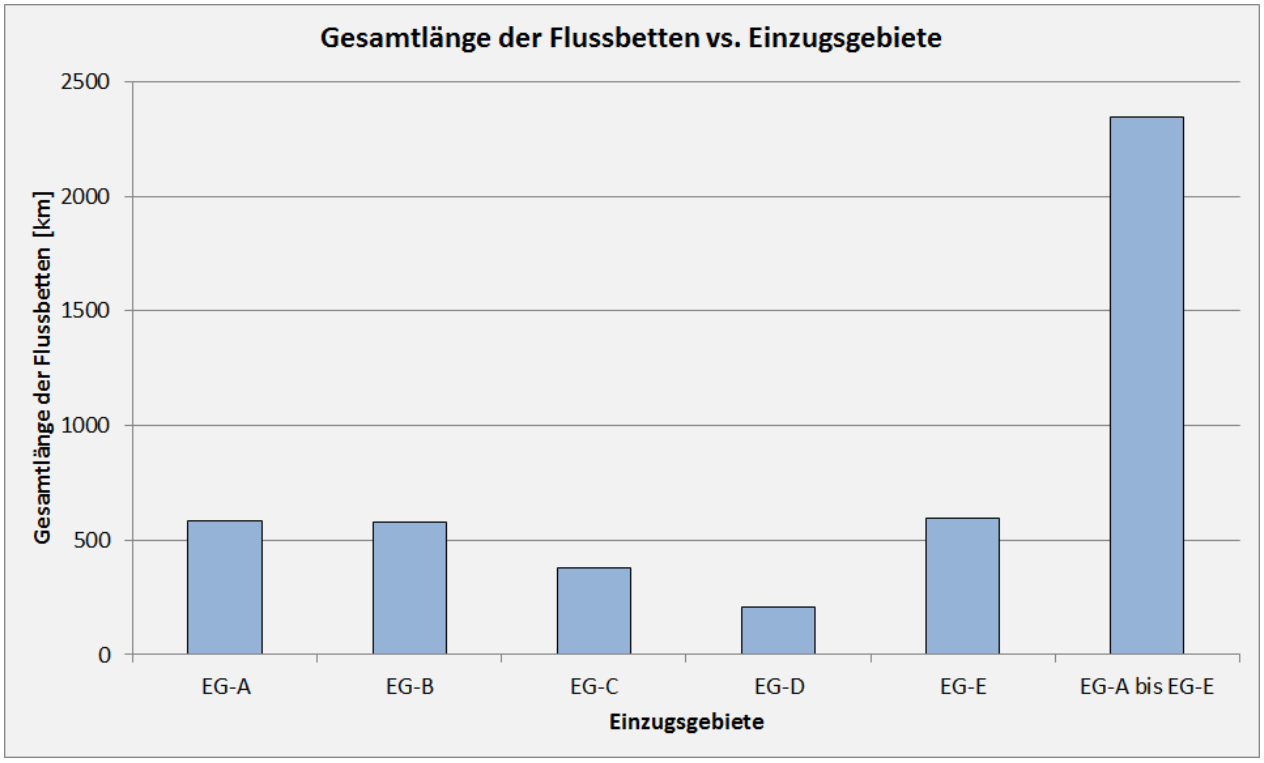


Abb. 58: Gesamtlänge der Flussbetten als Funktion der Einzugsgebiete.

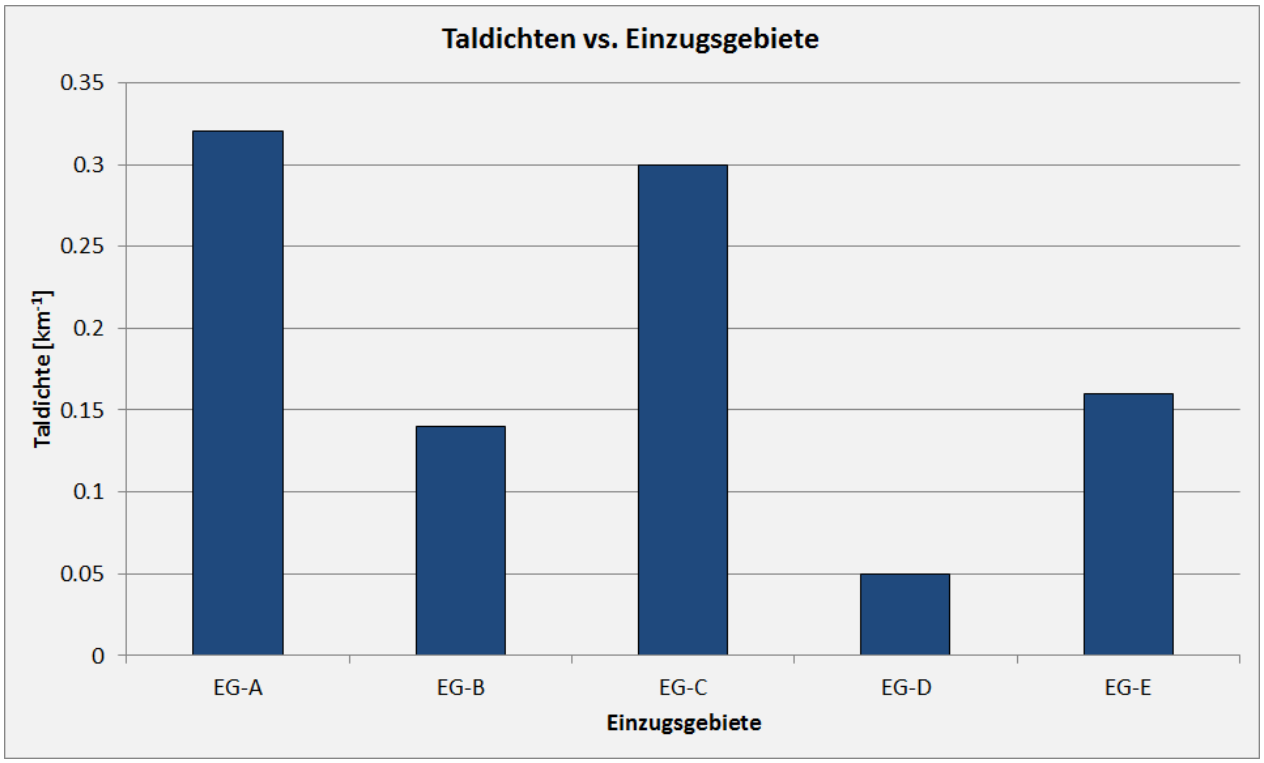


Abb. 59: Taldichten als Funktion der Einzugsgebiete.

EG-E entwässert mit drei Vorflutern, woraus sich drei Magnituden ableiten lassen: 3 (E1), 9 (E2) und 18 (E3). Insgesamt besitzt das fluviale Gesamtsystem (EG-A bis EG-E) acht Zuflüsse ganz unterschiedlicher Magnitude, von 3 bis 75.

Bei der Untersuchung der Ursprungsgebiete der dendritischen Abflusssysteme lassen sich keine eindeutigen Höhenlagen klassifizieren, in denen eine Konzentration an Quellabschnitten zu verzeichnen wäre (Abbildung 60); diese treten in allen Höhenlagen auf, wobei davon über 60 % zwischen 2.100 m und 3.000 m entspringen. Die Quellregionen erstrecken sich insgesamt über ein Höhenstockwerk von 2.300 m; dabei liegen die höchst gelegenen Abschnitte bei 3.500 m im EG-A, die niedrigsten in 1.200 m für EG-D.

Die Mündungen hingegen verteilen sich dagegen auf zwei Höhenbereiche (Abbildung 61). Die Flussbettstrukturen, die in den Newton-Krater entwässerten, lassen sich bis auf eine Höhe von über 100 m verfolgen (EG-A, EG-B und EG-D), diejenigen von EG-E bis in etwa 250 m. Lediglich EG-C fällt aus dieser Beobachtung heraus, da seine Trockenbetten bereits auf 1.140 m in einem Zuflussbecken enden.

EG-A bis EG-E lassen weiterhin eine Klassifizierung nach dem Strahler'schen Ordnungsprinzip zu (Abbildung 62). EG-A und EG-B besitzen die höchste Flusszahl von 5. Darauf folgt EG-C mit zwei Systemen der Flusszahl 4. EG-E besitzt eine Flusszahl von 2 bis 3. EG-D erreicht die Flusszahl 2. Die Abnahme in die nächsthöhere Flusszahl erfolgt in der Regel quasiexponentiell (siehe auch Kapitel 5.1.1).

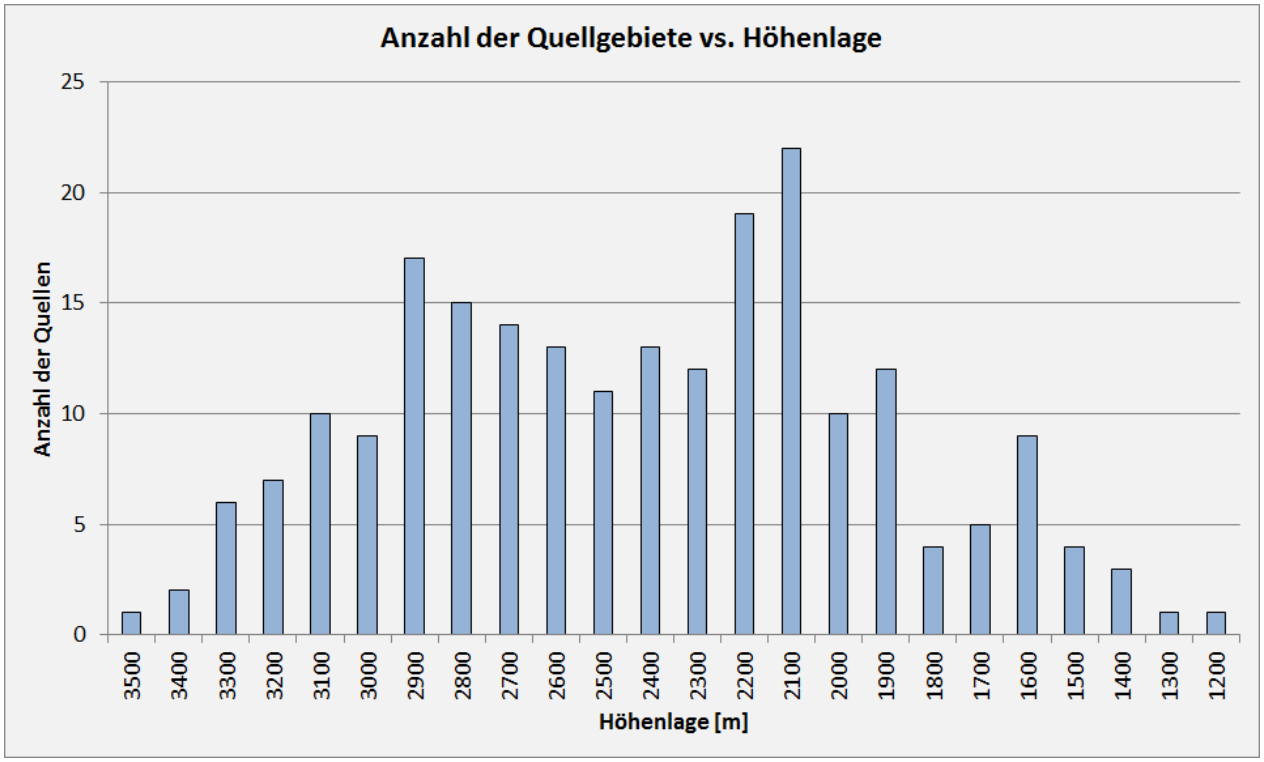


Abb. 60: Anzahl der Quellgebiete als Funktion der Höhenlage.

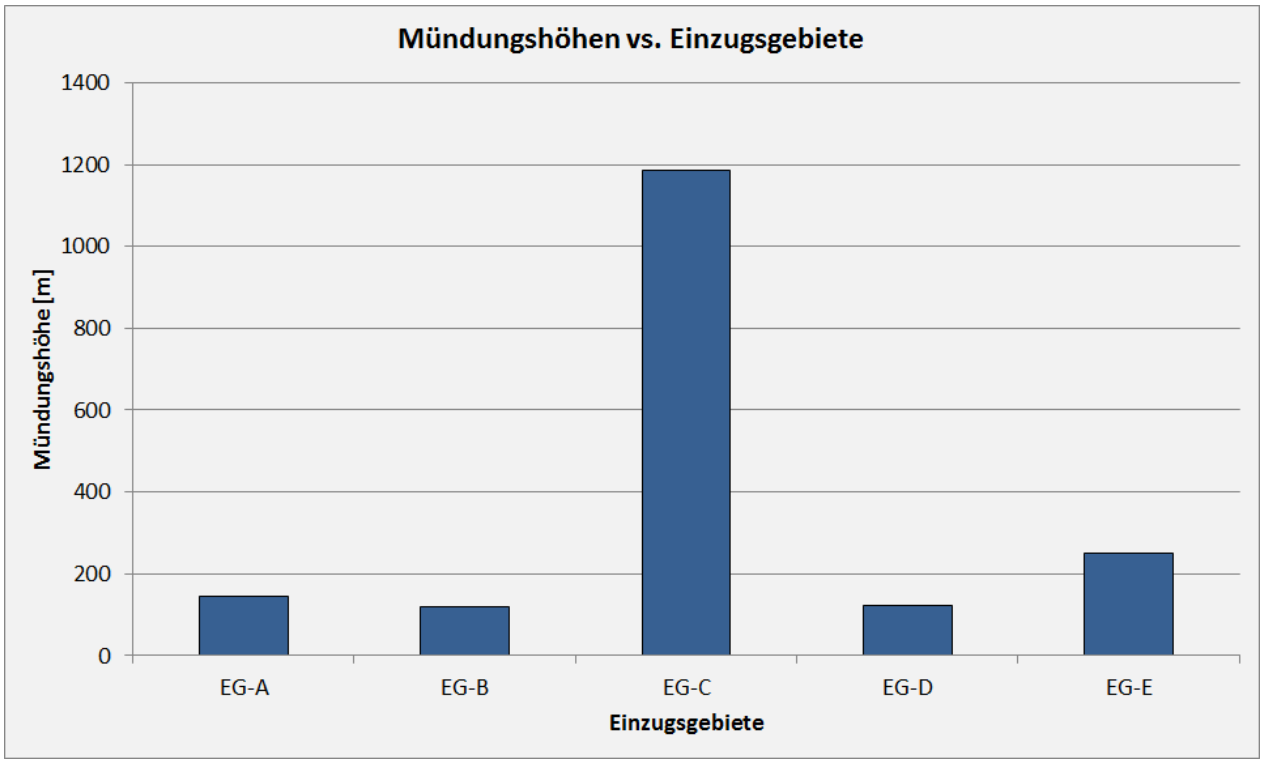


Abb. 61: Mündungshöhen der Trockenbetten für unterschiedliche Einzugsgebiete.

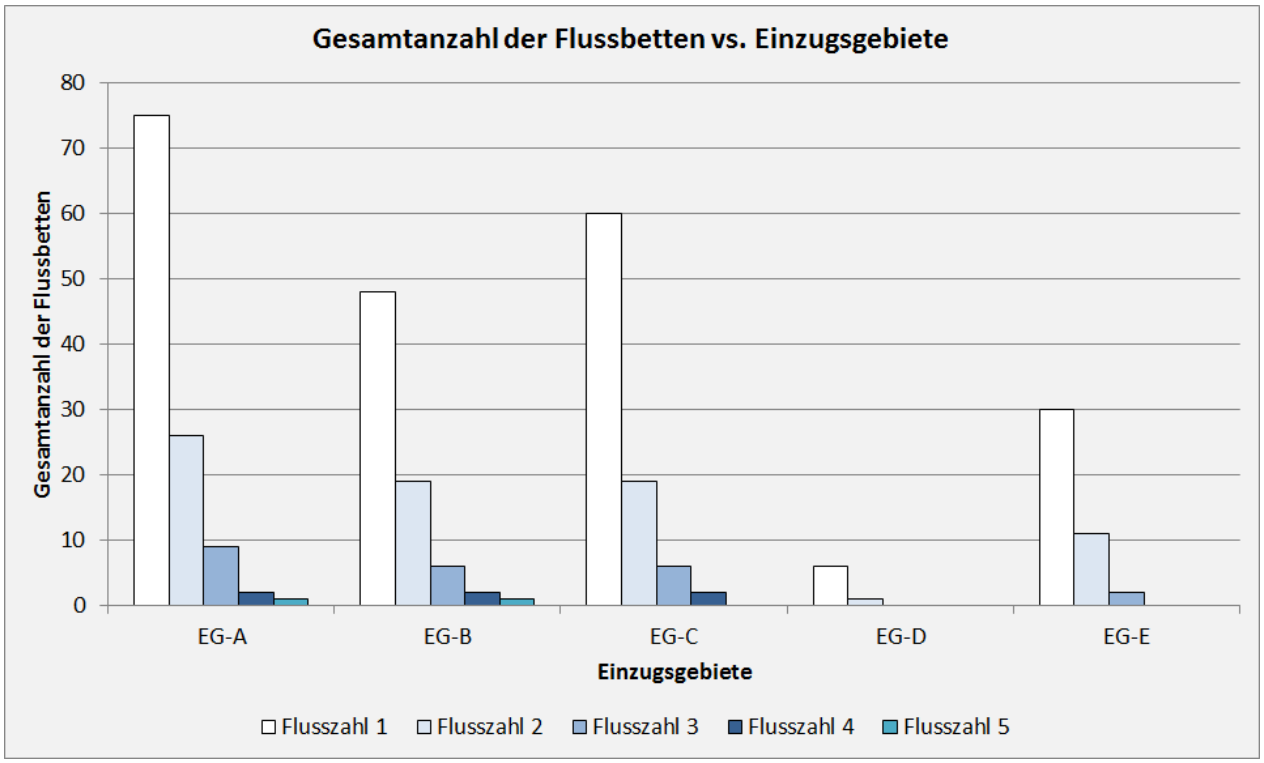


Abb. 62: Gesamtanzahl der Flussbetten in ihren jeweiligen Einzugsgebieten, aufgeschlüsselt nach Flusszahlen.

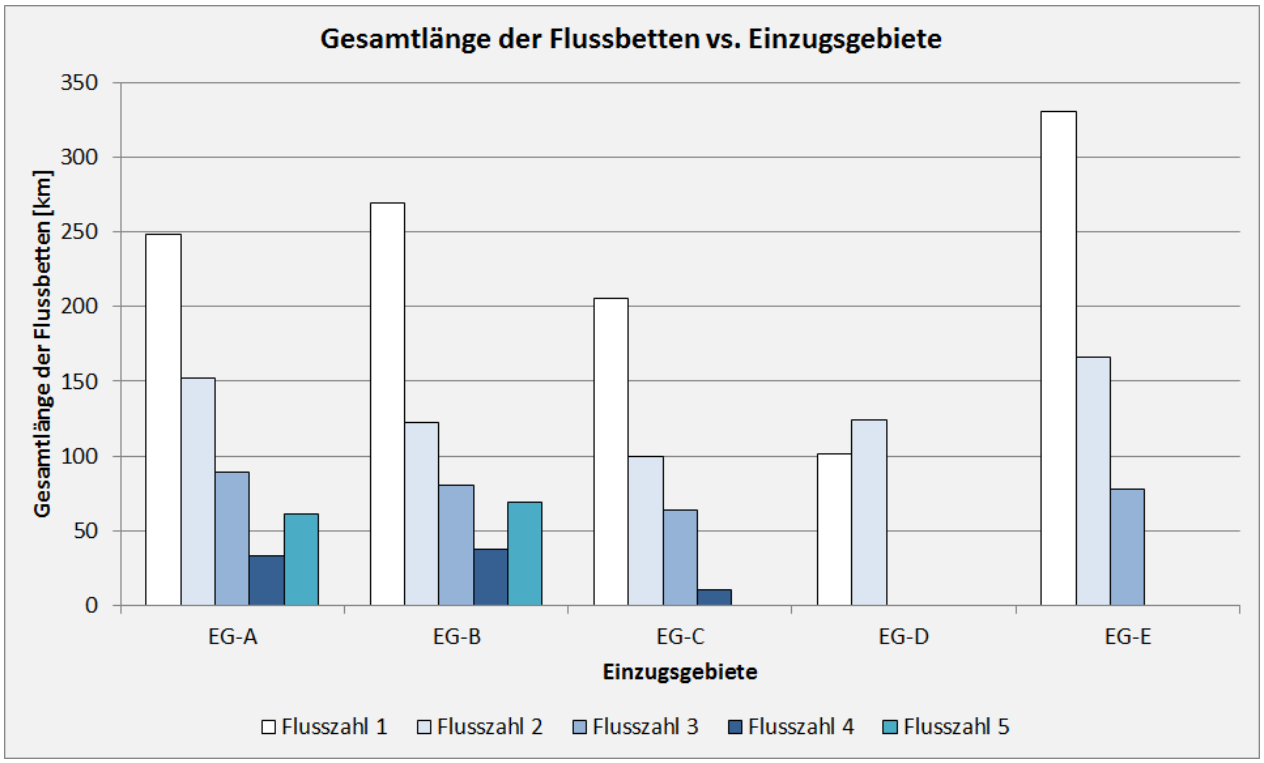


Abb. 63: Gesamtlänge der Flussbetten in ihren jeweiligen Einzugsgebieten, aufgeschlüsselt nach Flusszahlen.

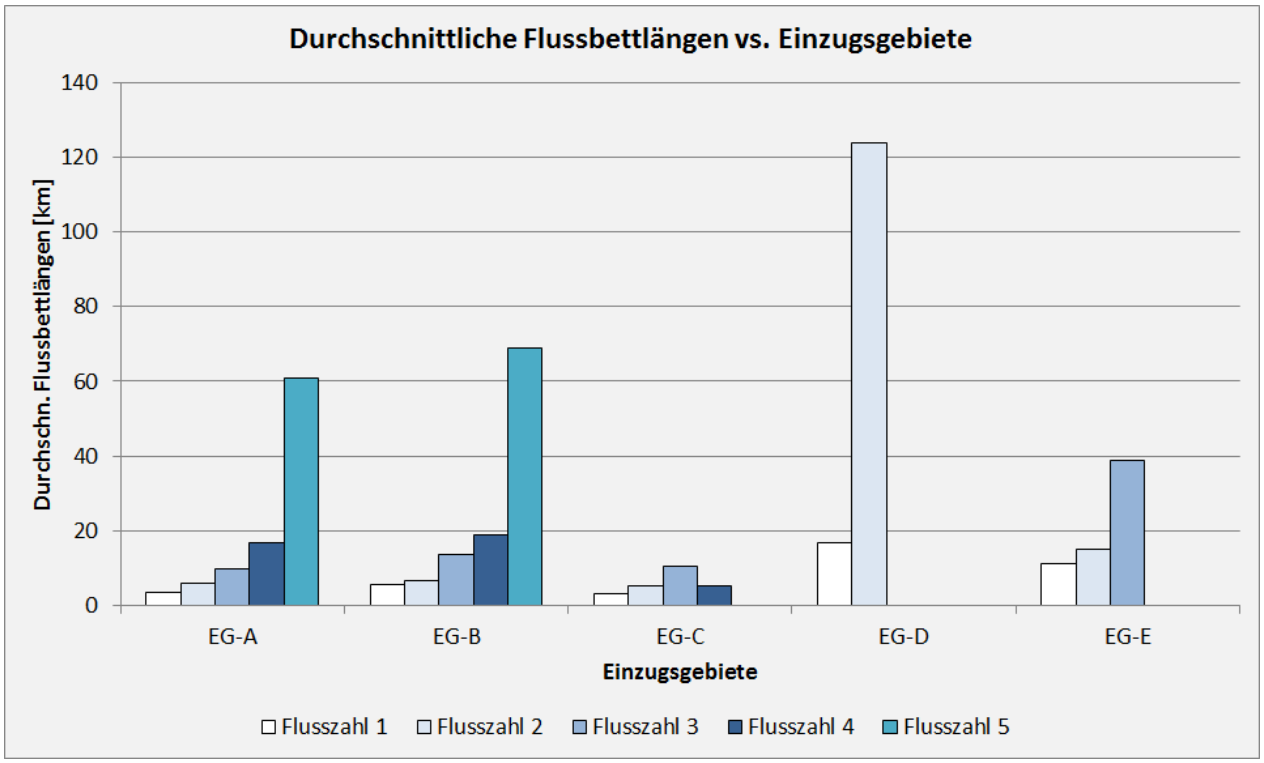


Abb. 64: Mittlere Flussbettlängen in ihren jeweiligen Einzugsgebieten, aufgeschlüsselt nach Flusszahlen.

Die Gesamtanzahl der Flussbettabschnitte 2. Ordnung liegt somit um einiges niedriger als die der 1. Ordnung: für EG-A bis EG-E bei 76; davon befinden sich mit 26 Segmenten die meisten, wieder etwa ein Drittel aller Einzugsgebiete, innerhalb des EG-A. Jeweils 19 teilen sich EG-B und EG-C, EG-E besitzt 11 Segmente. Mit nur 1 Segment ist EG-D vertreten, das gleichzeitig auch seiner höchsten Kategorisierung entspricht. Der Trend dieser Abnahme lässt sich ebenfalls hin zu den nachfolgenden, höheren Flusszahlen erkennen.

Aufgeschlüsselt in die Gesamtlängen der Flussbetten je Flusszahl, ergibt sich folgendes Muster (Abbildung 63): Die Flussbetten 1. Ordnung fluktuieren je Einzugsgebiet zwischen 100 km (EG-D) und 330 km (EG-E). Die restlichen liegen zwischen 205 km bis 270 km. Die Flussbetten 2. Ordnung schwanken bei geringeren Werten von 100 km bis über 160 km. Auch hier ist die Tendenz zu einer Abnahme im Trend mit wachsender Ordnungszahl zu erkennen. Erst beim Erreichen der höchsten Flusszahl kann es wieder zu einem Anwachsen der entsprechenden Streckenlänge kommen (EG-A, EG-B und EG-D).

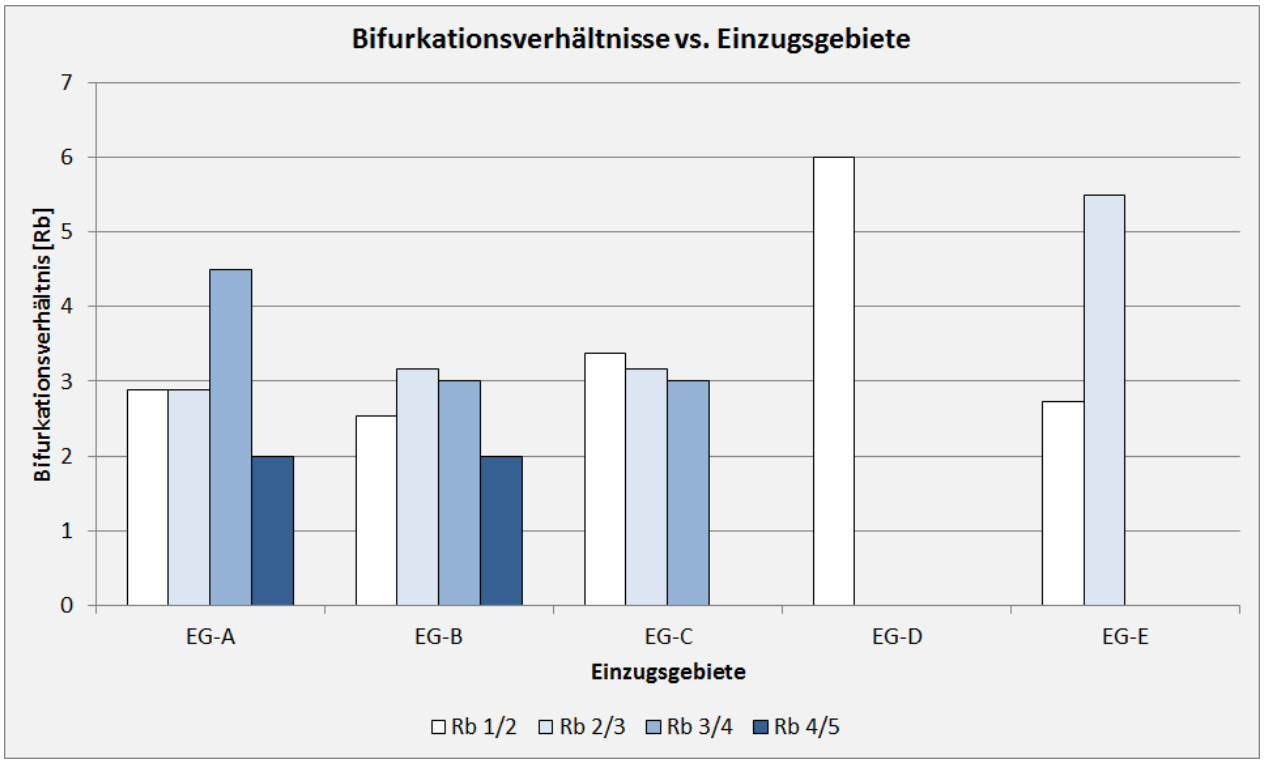


Abb. 65: Bifurkationsverhältnisse in ihren jeweiligen Einzugsgebieten.

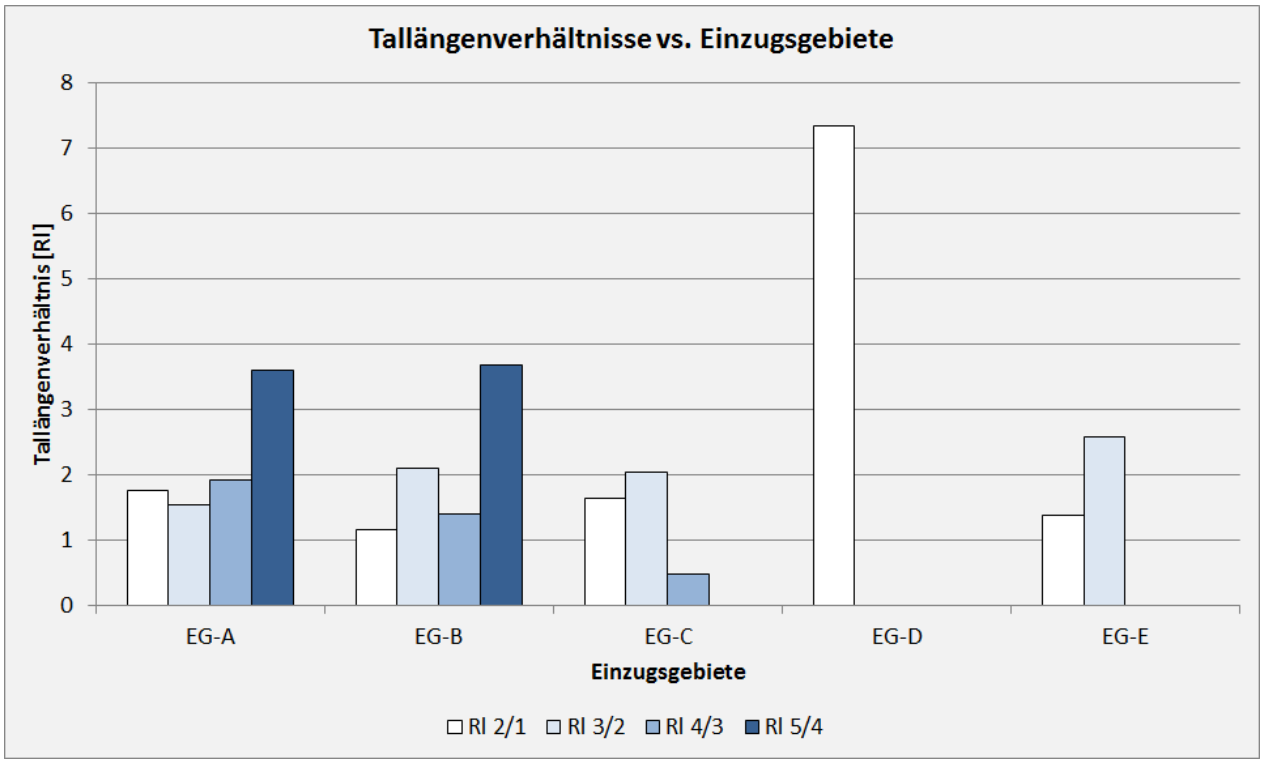


Abb. 66: Tallängenverhältnisse in ihren jeweiligen Einzugsgebieten.

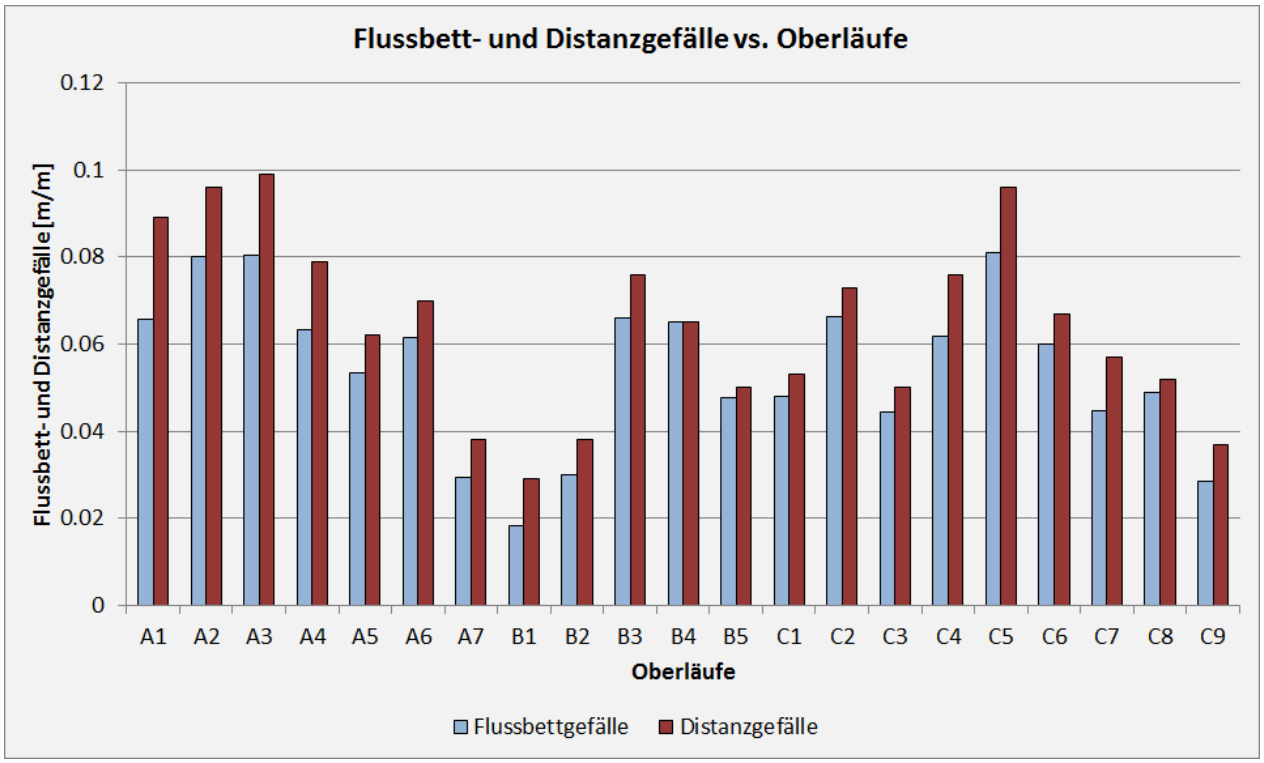


Abb. 67: Flussbett- und Distanzgefälle der Oberläufe in den Einzugsgebieten EG-A, EG-B und EG-C.

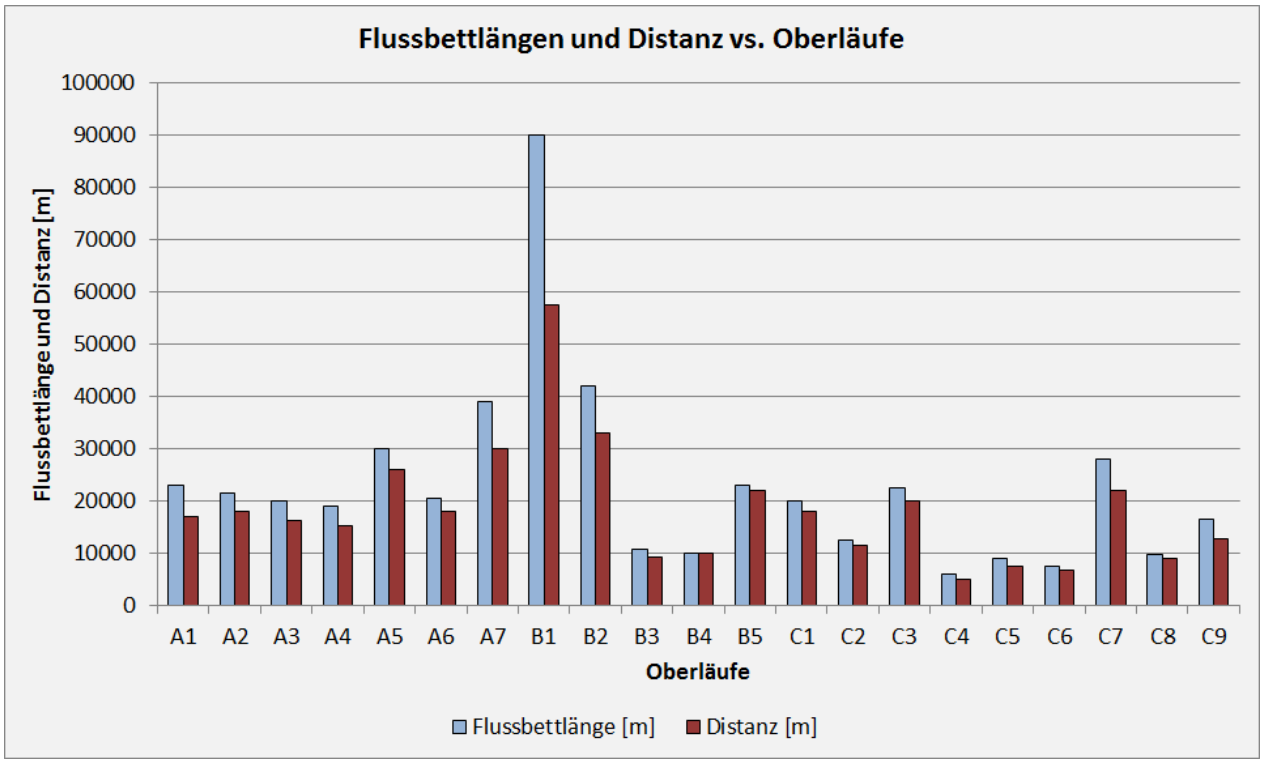


Abb. 68: Flussbettlängen zur jeweiligen Distanz der Oberläufe in den Einzugsgebieten EG-A, EG-B und EG-C.

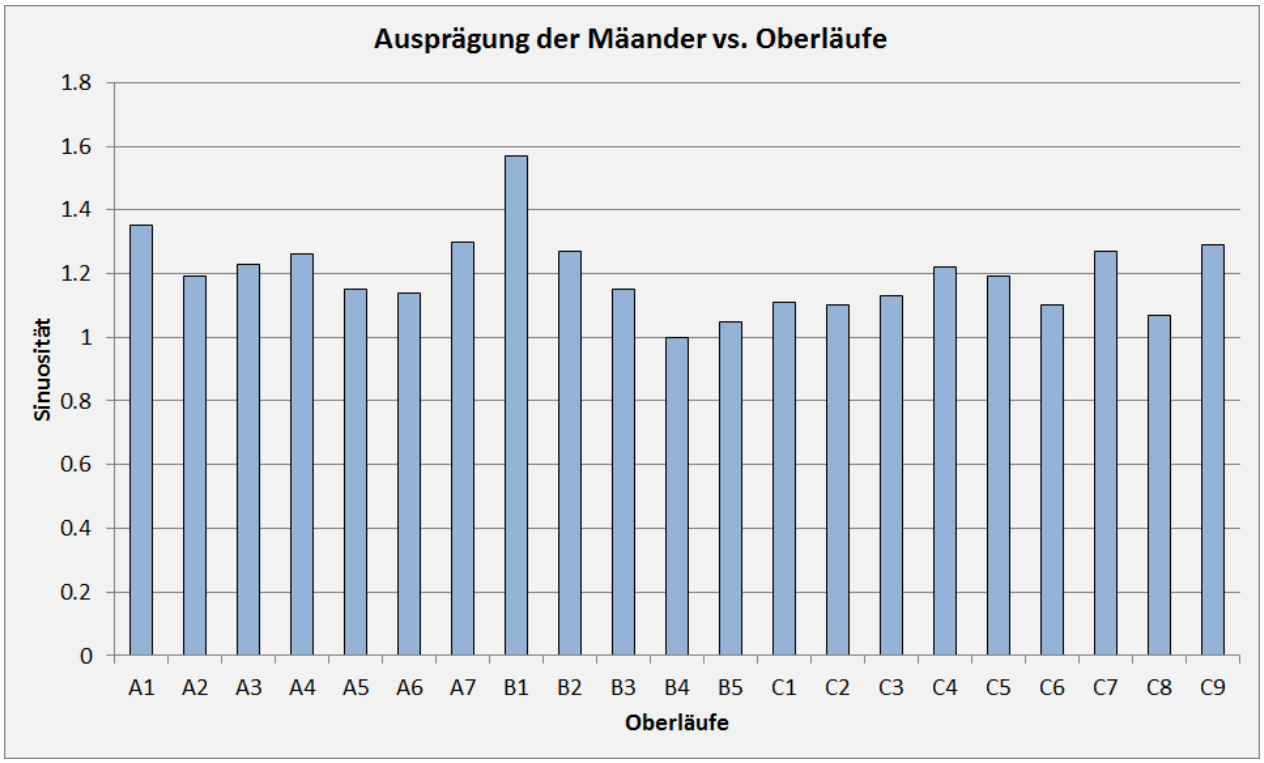


Abb. 69: Sinuosität in den Oberläufen in den Einzugsgebieten EG-A, EG-B und EG-C.

Die durchschnittlichen Flussbettlängen der einzelnen Einzugsgebiete finden ihren Ausdruck in Abbildung 64. Je geringer die Flusszahl ist, desto kürzer sind in der Regel ihre durchschnittlichen Längen. Eine Ausnahme bildet von dieser Regel EG-C, bei welchem die beiden Vorfluter im Schnitt kürzere Wegstrecken zurücklegen als Flussbetten nächsttieferer Strahler-Ordnung 3. Die Schwankungsweite der Flussbetten 1. Ordnung liegt zwischen 3,2 km (EG-C) und fast 17 km (EG-D). Mit 3,2 km bis 5,6 km unterschieden sich die Segmente 1. Ordnung (EG-A bis EG-C) stark von denen der beiden übrigen Einzugsgebiete, die Durchschnittslängen zwischen 11 km bis 16,9 km aufweisen. Dieses Muster setzt sich über die folgenden höheren Ordnungen fort. Dabei nimmt in aller Regel mit ansteigender Ordnungszahl auch die durchschnittliche Wegstrecke der Flussbetten kontinuierlich zu, sprunghaft allerdings oft im Übergang zum Vorfluter. Abschnitte 2. Ordnung liegen für EG-A bis EG-C zwischen 5,2 km bis 6,5 km, für EG-E bei 15.1 km. Da es sich bei EG-D bereits um den Vorfluter handelt, fällt seine Wegstrecke mit 124 km dementsprechend hoch aus.

Die Bifurkationsverhältnisse, also der Grad der Verzeigung der einzelnen Flusssysteme, wird in Abbildung 65 zur Darstellung gebracht (siehe Kapitel 5.1.3) und ist für die jeweiligen Einzugsgebiete aufgeschlüsselt. EG-A bis EG-C zeigen ein Verzweigungsverhältnis von 2 bis 4,5. EG-C ist dabei am besten ausgeglichen. Dort schwanken die Werte zwischen 3 und 3,37. EG-D besitzt den größten Wert von 6 und aufgrund seiner geringen Flusszahl von 2 keinen sehr ausgeprägten Verzweigungsgrad. Die Bifurkationswerte für EG-E schwanken zwischen 2,73 und 5,5; ihre Werte liegen für R_b 1/2 in derselben Größenordnung wie die der EGs A bis C, R_b 2/3 mit 5,5 dafür deutlich höher.

Die Tallängenverhältnisse spiegeln ein ähnliches Muster wieder (siehe Kapitel 5.1.3). Die Tallängenverhältnisse schwanken in den EGs A bis C und EG-E zwischen 0.48 und 3,68. EG-D weist mit 7,34 den größten Betrag aller Einzugsgebiete auf (Abbildung 66). Bleiben die Vorfluter unberücksichtigt, die vor allem in EG-A und EG-B lange Strecken zurücklegen, so schwanken die Werte für alle EGs (mit Ausnahme von EG-D) durchschnittlich zwischen 1 und 2.

Auf den Profilverlauf der einzelnen Oberläufe (TEGs) wurde bereits im Kapitel 7.2 eingegangen. An dieser Stelle verweist Abbildung 67 zusätzlich auf die Flussbettgradienten mit all seinen Windungen (Flussbettgefälle) in Bezug zu seiner jeweils überwundenen geradlinigen Distanz zwischen dem Anfangs- und Endpunkt dieses betrachteten Laufabschnitts (Distanzgefälle). Die

Werte für das Gefälle der Flussbetten schwanken zwischen weniger als 0,02 (EG-B1, EG-D) und 0,08 (EG-A2, EG-A3 und EG-C5). Im Vergleich liegen die Werte für das Distanzgefälle allerdings nur um weniges höher; sie schwanken zwischen 0,02 (EG-D) und knapp 0,1 (EG-A2, EG-A3 und EG-C5). Nach den einzelnen Einzugsgebieten aufgeschlüsselt befinden sich die höchsten Gradienten der Flussbetten in EG-A und EG-C. Dort können die Oberläufe Gradienten von bis zu 0,08 erreichen. EG-B folgt im Schnitt zusammen mit EG-E; ihre höchsten Werte liegen zwischen 0,055 und 0,066. Allein EG-D zeigt den geringsten Gradienten auf (unter 0,02).

In ähnlicher Weise verleiht Abbildung 68 den Flussbettlängen Ausdruck. Gezeigt wird die überwundene Fließdistanz in Bezug zu ihrer jeweiligen geradlinigen Distanz (wieder zwischen Anfangs- und Endpunkt dieser betrachteten Laufstrecke). Die Flussbettlängen der Oberläufe liegen im EG-A zwischen 19 km und 39 km, für EG-B zwischen 10 km und 90 km und im EG-C zwischen 6 km und 28 km. Die große Schwankungsbreite im EG-B lässt sich durch das große TEG B1 erklären, das das dominierende TEG in diesem Einzugsgebiet darstellt. Die Flussbettlängen liegen im EG-E zum Teil etwas höher, beginnend bei 47,5 km und endend bei 115 km aufgrund der größeren Längserstreckung seiner Oberläufe. Im Ganzen betrachtet zeigen sich keine nennenswert großen Unterschiede zwischen den Flussbettlängen und ihrer jeweiligen ermittelten Distanz. Diese liegen in der Regel bei nur wenigen Kilometern. Lediglich EG-B1, EG-D und EG-E3 fallen aus dieser Charakteristik. Dort können die Unterschiede bis zu über 30 km betragen.

Aufgrund der gegebenen Unterschiede zwischen Flussbettgefälle und Distanzgefälle sowie zwischen den betrachteten Flussbettlängen zu ihren Distanzen, stellt sich die Frage nach der Sinuosität der Trockenbetten (Abbildung 69). Je geringer solche Unterschiede sind, desto geringer ist die Ausprägung von Flussschwingen und Mäandern, desto eher folgen die Abflüsse dem Gefälle des Geländes. Die Sinuositäten schwanken in allen Einzugsgebieten zwischen 1 (EG-B4) und unter 1,5. Ausschließlich EG-B1 liegt mit 1,57 im Bereich schwach ausgeprägten mäandrierenden Verlaufs.

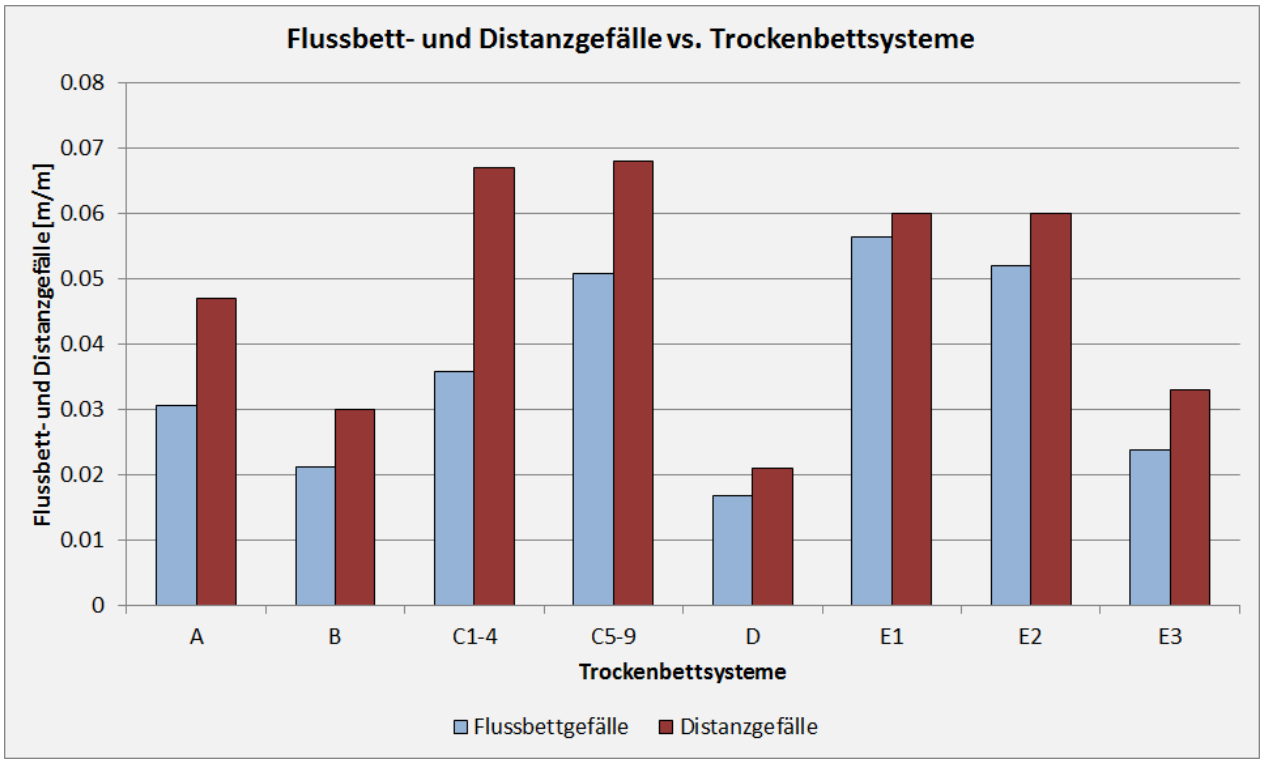


Abb. 70: Flussbett- und Distanzgefälle aller fluvialen Systeme der Einzugsgebiete EG-A bis EG-E.

Was in den letzten drei Absätzen sich lediglich auf die Oberläufe von EG-A bis EG-C galt, soll nun anhand der acht fluvialen Gesamtsysteme (EG-A bis EG-E) verdeutlicht werden. Die Flussbettgradienten (Abbildung 70) schwanken zwischen 0,017 (EG-D) und 0,057 (EG-E1). Während die Trockenbetten von EG-D und EG-E hauptsächlich dem übergeordneten Gefälle folgen, liegen die Werte der komplexeren dendritischen Systeme weiter auseinander. Vor allem EG-A und beide Systeme von EG-C zeigen dieses Muster. EG-B nimmt eine Zwischenstellung ein.

Bei der Ermittlung der Flussbettlängen (Abbildung 71) wurden die jeweils längsten Trockenbetten herangezogen. Die kürzesten Abschnitte (beide etwa 30 km) bilden die beiden Systeme von Einzugsgebiet C, dicht gefolgt von E1 und E2, die ungefähr 50 km erreichen. Es folgen A, D und E3 zwischen 100 km und 120 km. Der längste Trockenbettabschnitt liegt bei leicht über 150 km für B.

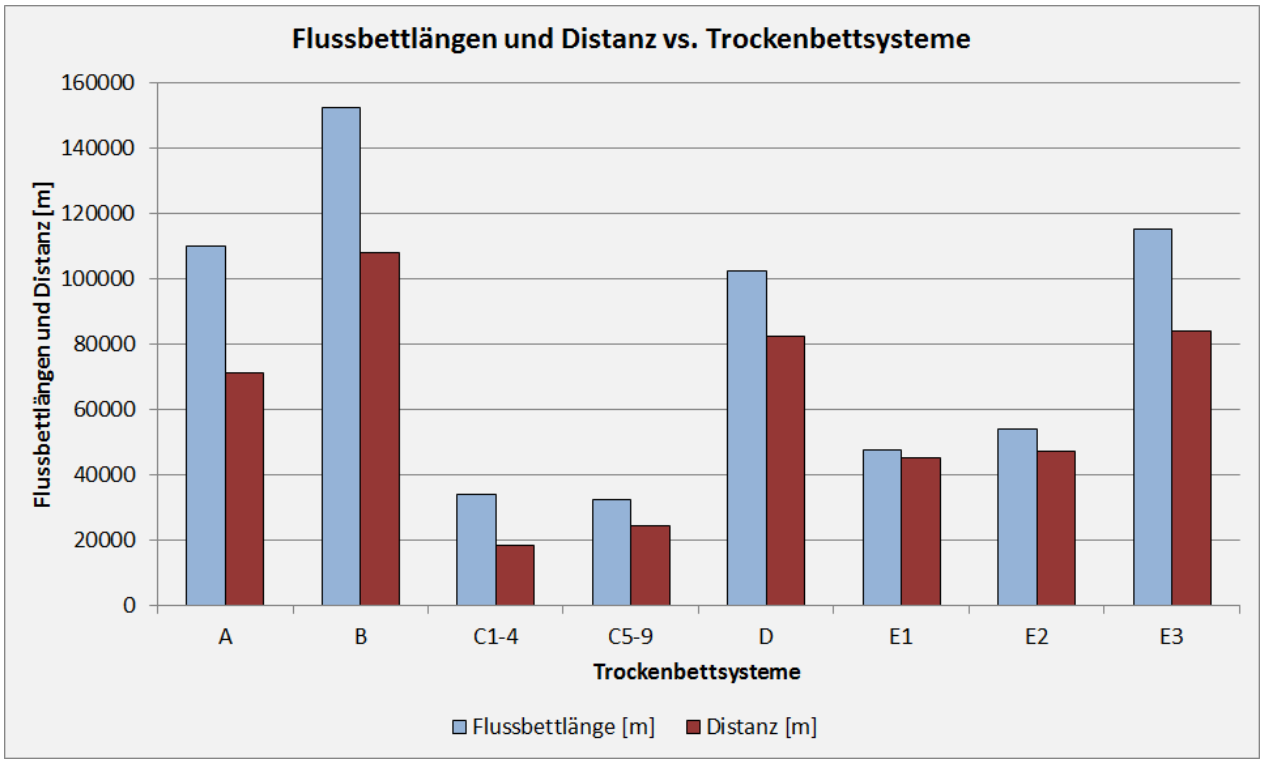


Abb. 71: Flussbettlängen zur jeweiligen Distanz aller fluvialen Systeme der Einzugsgebiete EG-A bis EG-E.

Die Sinuositäten für die acht dendritischen Gesamtsysteme für den jeweils längsten Flussbettabschnitt liegt bei 1,05 für E1 und fast 1,9 für C1-4 (Abbildung 72). Die Sinuositäten werden nur von zwei Werten dahingehend übertroffen, dass von einem Mäandrieren der jeweils längsten Trockenbetten gesprochen werden kann: von A und von C-1-4. Die übrigen Trockenbetten konzentrieren sich um den Wert 1,2 bis 1,4.

Bei der Untersuchung der Einzugsgebietsfläche (A) ließen sich, mit Ausnahme EG-Cs, für ihre jeweils längsten Flussbettabschnitte (L) Hack-Exponenten bestimmen, die zwischen 0,58 und 0,64 schwanken, die mit der vorausgesetzten Proportionalität zwischen L und A übereinstimmen (siehe Kapitel 5.1.3). Bei Berechnungen der Exponenten durch $L = 1{,}4\,A^n$ führt zu etwas geringeren Werten mit einer Schwankungsbreite zwischen 0,54 und 0,6 (Abbildung 73).

Bei der Abschätzung der Durchflussraten (siehe Kapitel 6.7) sind fünf der acht fluvialen Systeme berücksichtigt worden, da die übrigen sich einer Messung durch erodierte oder überdeckte Trockenbettstrukturen entziehen. Die „messbaren“ Systeme umfassen EG-A und EG-B, den östlichen Abschnitt EG-Cs (C5 bis C9) sowie EG-D und EG-E3. Dabei wurden jeweils Werte für

den Hochwasserdurchfluss und seinen mittleren Durchfluss berechnet. Abbildung 74 stellt die Durchflussraten bei Hochwasserereignissen dar. Diese zeigen eine Dreigliederung ihrer Ausprägung. Die höchsten Werte schwanken um 1.000 $m^3 s^{-1}$, können bis zu 1.200 $m^3 s^{-1}$ allerdings im EG-A erreichen. Mit 450 $m^3 s^{-1}$ nimmt EG-E3 eine Zwischenstellung ein. Die geringste messbare Durchflussrate stellt der östliche Abschnitt EG-Cs mit unter 200 $m^3 s^{-1}$ dar. Im Vergleich dazu sind die Werte des mittleren Durchflusses in der Regel etwa im den Faktor 5 bis 6 geringer und schwanken zwischen 155 $m^3 s^{-1}$ (EG-D) und 230 $m^3 s^{-1}$ (EG-A). Allerdings können sie in Einzelfällen bis um den Faktor 12 geringere Werte aufweisen, wie es EG-C5 bis EG-C9 zeigen. Dort liegt die gemittelte Durchflussrate im untersten zweistelligen Bereich. EG-E3 liegt wiederum zwischen all diesen Werten mit Werten um 55 $m^3 s^{-1}$.

Die Abflussspenden für Hochwasserevents (Abbildung 75) schwanken in den betrachteten Systemen zwischen 1,4 cm d^{-1} (EG-E3) und 5,6 cm d^{-1} (EG-A), während die mittleren Abflussspenden um eine Dimension nach unten verschoben ist und sich im einstelligen Millimeterbereich befindet. Ihre Werte schwanken zwischen 0,18 cm d^{-1} (EG-E3) und etwa 1 cm d^{-1} (EG-A).

Eine Auflistung der hier in diesem Kapitel präsentierten Werte und statistischen Zusammenhänge gibt zur besseren Übersicht noch einmal Tabelle 2. Die Interpretation derselben, der Vergleich mit den fluvialstatistischen Ergebnissen des Bakhuysen-Kraters (siehe Kapitel 10) und die Einordnung aller Werte in ein Gesamtsystem, auch im Vergleich mit denen anderer Autoren, erfolgt im Diskussionsteil dieser Arbeit (siehe Kapitel 11).

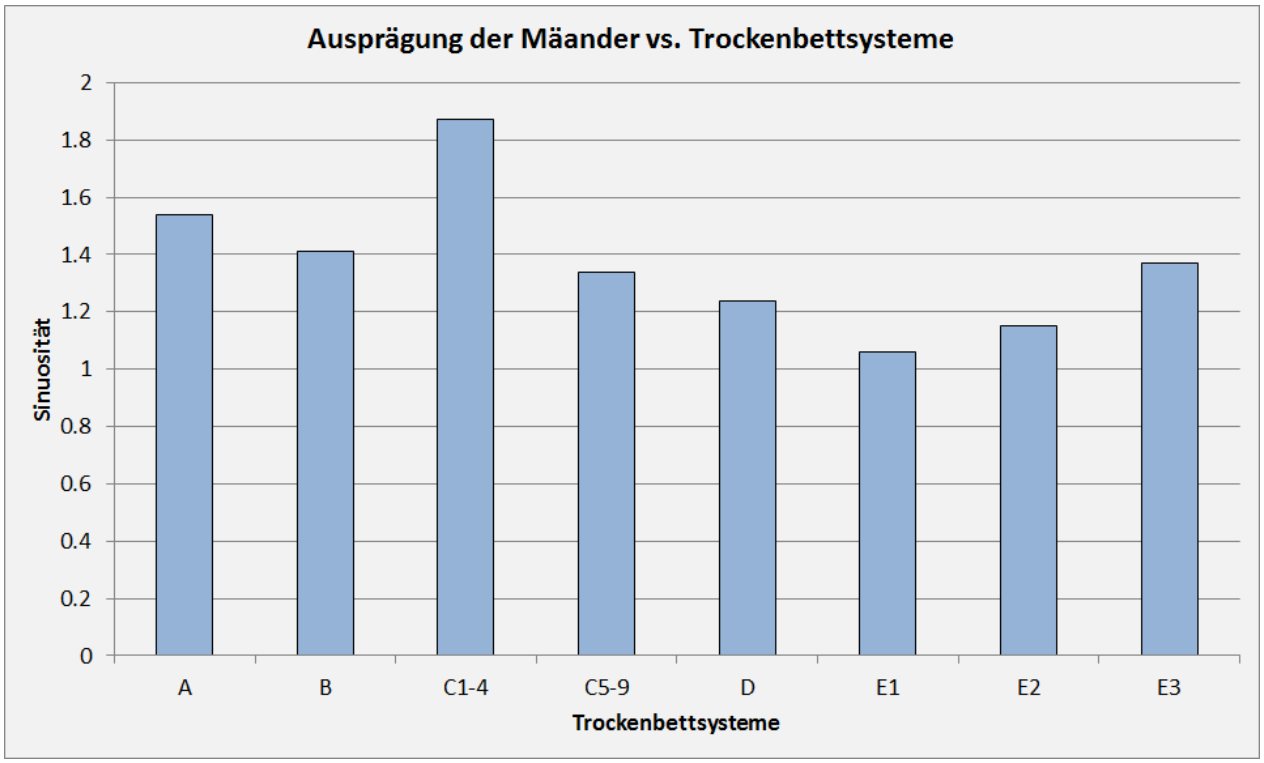


Abb. 72: Sinuosität der jeweils längsten fluvialen Systeme in den Einzugsgebieten EG-A bis EG-C.

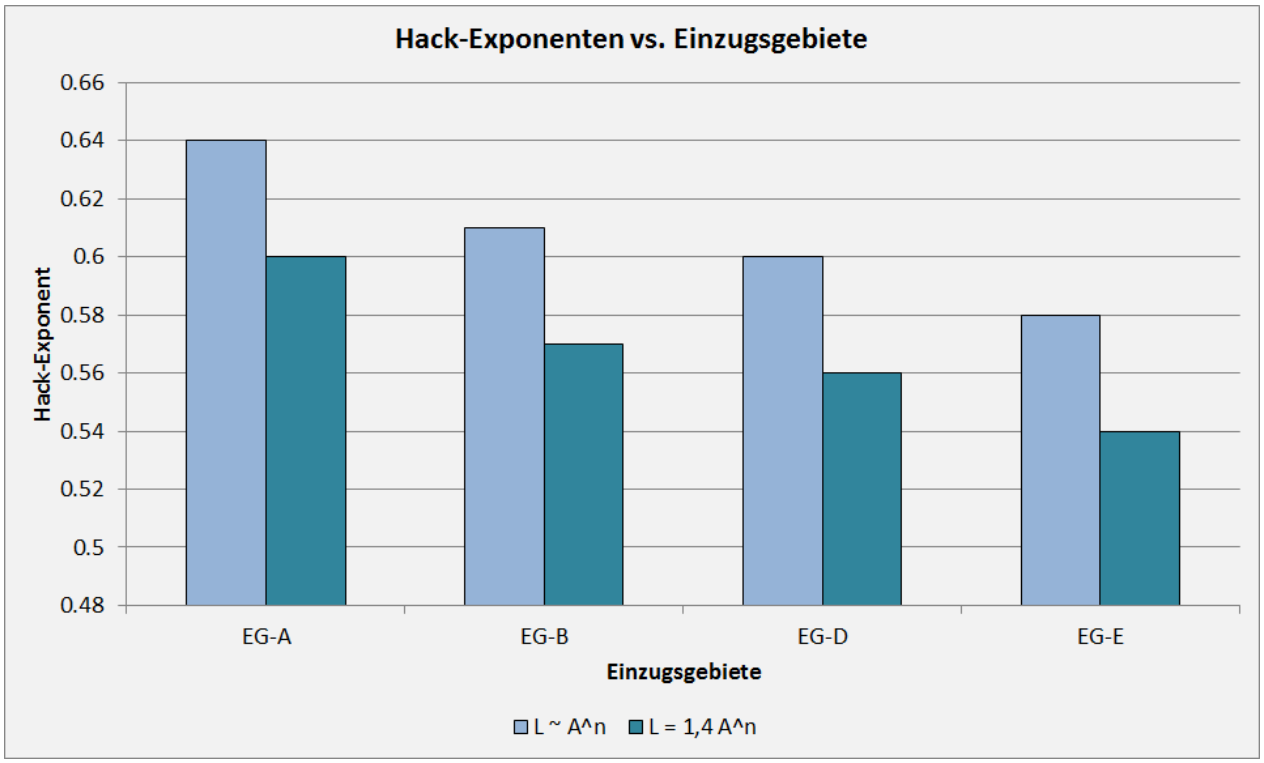


Abb. 73: Hack-Exponenten der Einzugsgebiete EG-A, EG-B, EG-D und EG-E.

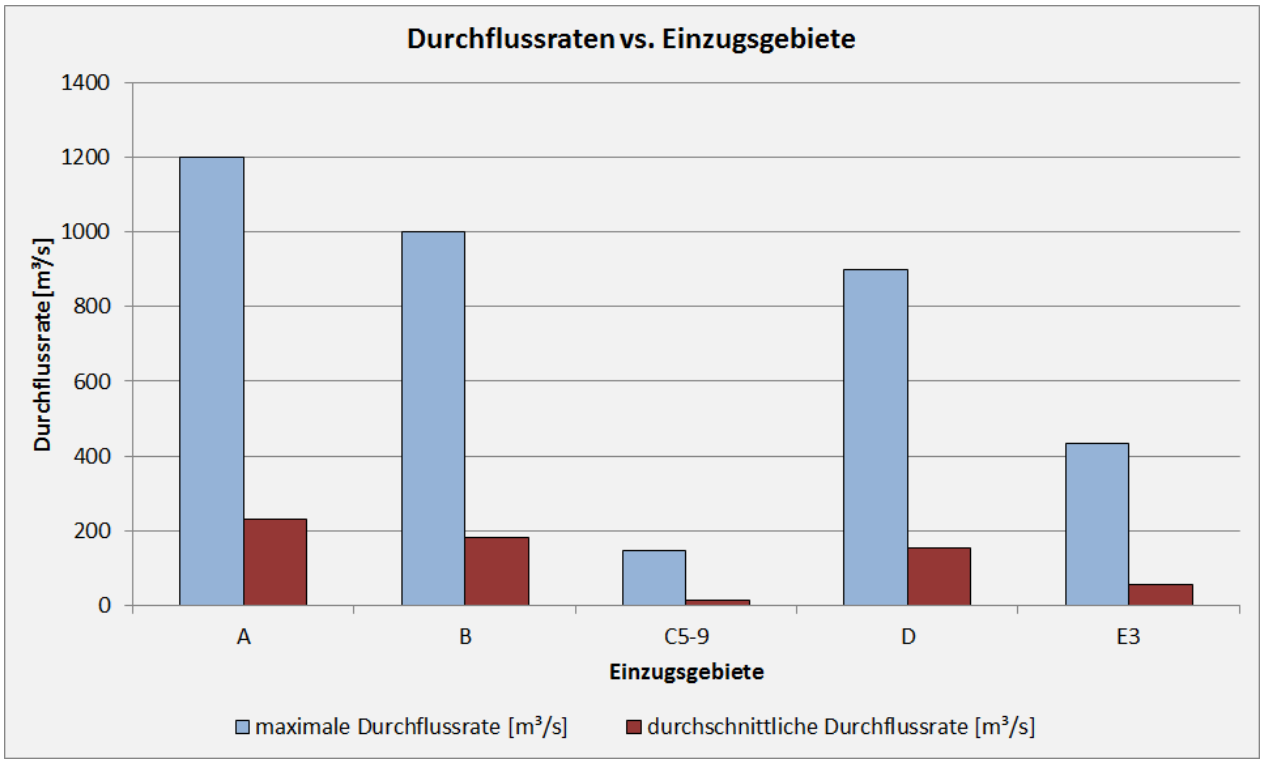


Abb. 74: Durchflussraten der entsprechenden Einzugsgebiete an den Mündungen der Vorfluter.

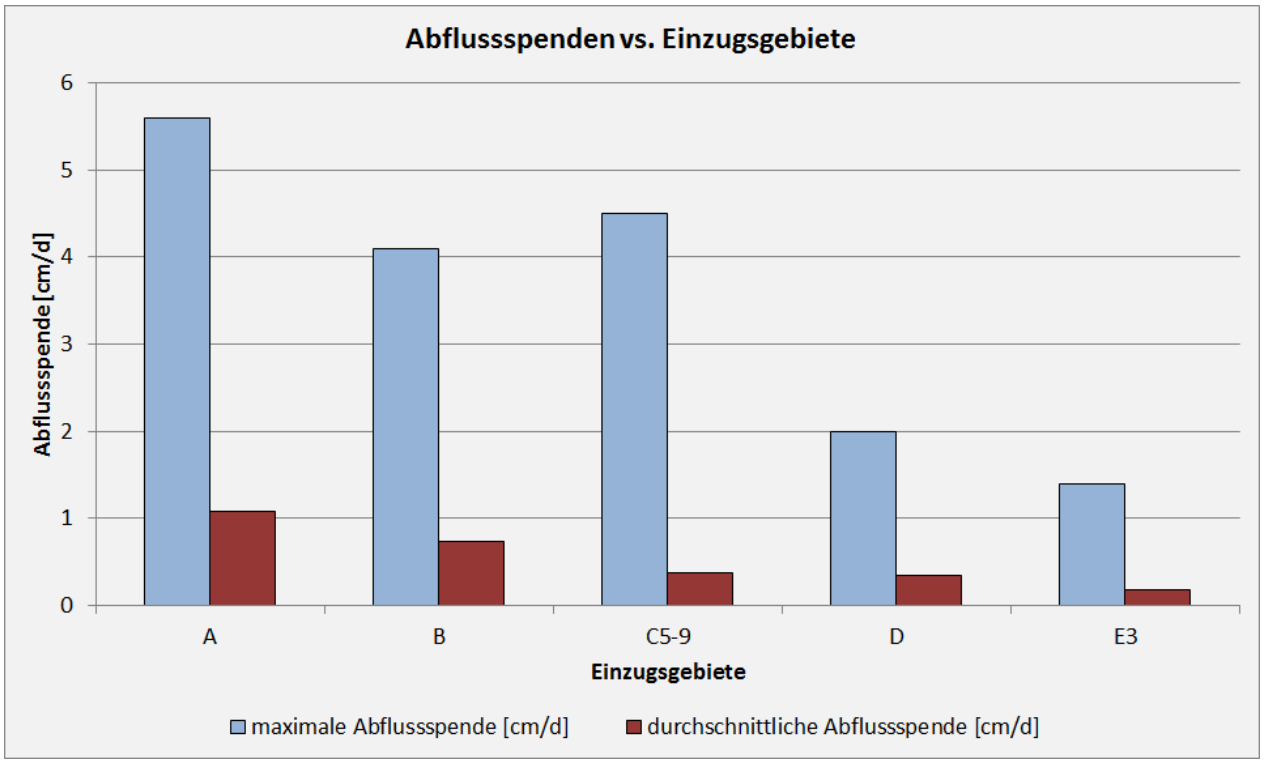


Abb. 75: Abflussspenden der entsprechenden Einzugsgebiete an den Mündungen der Vorfluter.

Tabelle 2: Zusammenfassung der fluvialstatistischen Erfassung der Einzugsgebiete A bis E

Variable	EG-A	EG-B	EG-C	EG-D	EG-E
Flusszahl nach Strahler	5	5	4	2	3
Taldichte [km^{-1}]	0,32	0,14	0,3	0,05	0,16
Gesamtanzahl der Flussbetten	113	76	87	7	43
Gesamtlänge der Flussbetten [km]	583	580	380	208	595
Durchschnittliche Flussbettlänge [km]	19,3	22,6	6,0	70,5	64,9
Bifurkationsverhältnis	2 bis 4,5	2 bis 3,2	3 bis 3,4	6	2,7 bis 5,5
Tallängenverhältnis	1,5 bis 3,6	1,2 bis 3,7	0,5 bis 2	7,3	1,4 bis 2,6
Sinuosität	1,5	1,4	1,3 bis 1,9	1,2	1,1 bis 1,4
Hack-Exponent	0,64	0,61	-	0,6	0,58
maximale Durchflussrate [$m^3 s^{-1}$]	1.200	1.000	145 (C5-9)	900	435
mittlere Durchflussrate [$m^3 s^{-1}$]	230	180	12 (C5-9)	155	55
maximale Abflussspende [$cm d^{-1}$]	5,6	4,1	4,5 (C5-9)	2	1,4
mittlere Abflussspende [$cm d^{-1}$]	1,1	0,7	0,4 (C5-9)	0,4	0,2

8.2 Fluvialstatistische Erfassung des übrigen Kraterrandes Newtons

Da der Schwerpunkt dieser Arbeit auf dem nördlichen bis östlichen Kraterinnenrand Newtons ruht, wird auf statistische Zusammenhänge seiner fluvialen Strukturen, die den übrigen Kraterinnenrand charakterisieren, weniger im Detail eingegangen werden. Vor allem für den nordwestlichen Abschnitt sind bereits einige Veröffentlichungen über seine fluviale Entwicklung, vor allem seines Nordwestabschnitts, erschienen [*Howard und Moore*, 2009; *Parsons et al.*, 2013], auf die im Diskussionsteil (siehe Kapitel 11) näher eingegangen wird. Des Weiteren wurde bereits an früherer Stelle einiges in Kapitel 7.2.6 für diese Region erläutert.

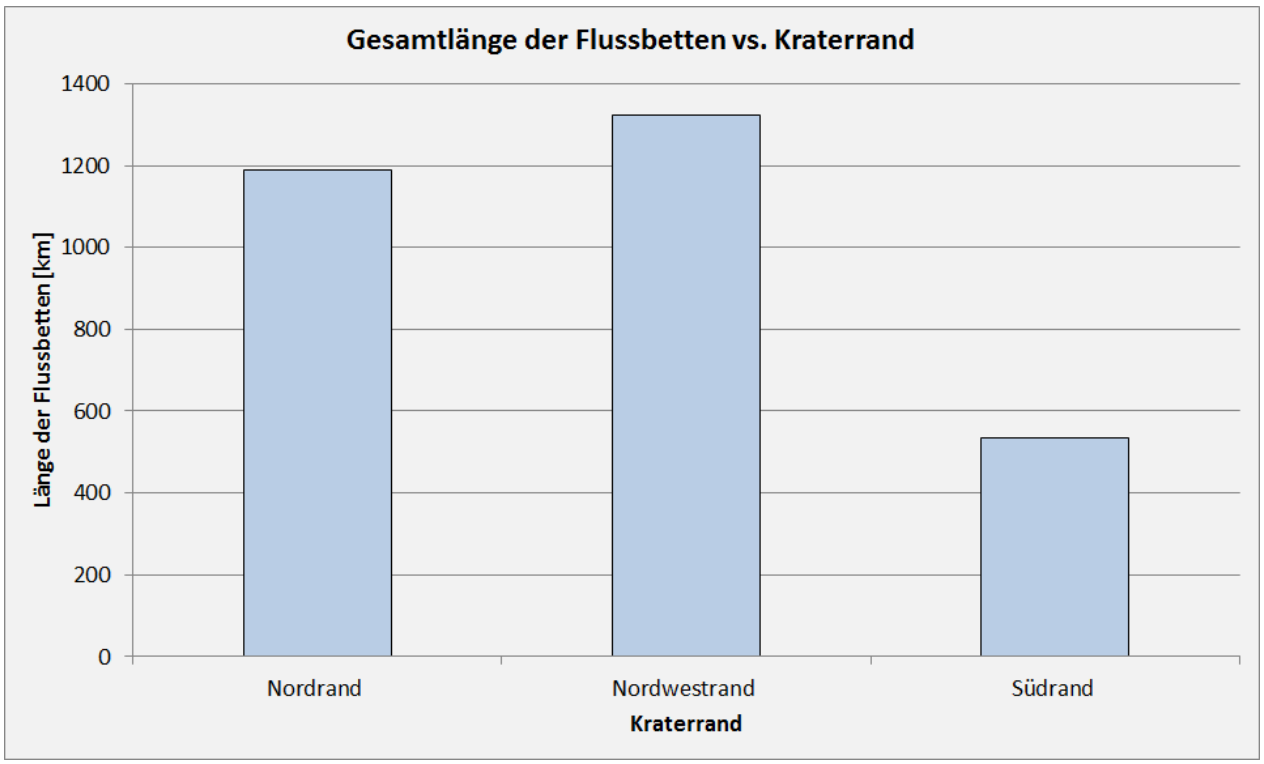


Abb. 76: Gesamtlänge der Flussbetten verteilt auf die übrigen Kraterinnenränder.

Bei der Untersuchung der Gesamtlänge aller Trockenbetten im Newton-Krater entfallen 57 % auf den inneren Kraterinnenrand (Abbildung 76). Dabei konzentrieren sich die meisten Strukturen auf den West- bis Nordrand; die Taldichte liegt dort entsprechend hoch und kann an dieser Stelle nur qualitativ angegeben werden, da durch das Fehlen der Wasserscheiden eine Größe des Einzugsgebietes nicht zu bestimmen war. Die Gesamtlängen schwanken jeweils zwischen nahezu

1.200 km für den Nordrand und über 1.300 km für den Nordwestrand. Der Südrand hingegen weist dagegen etwa 500 km auf.

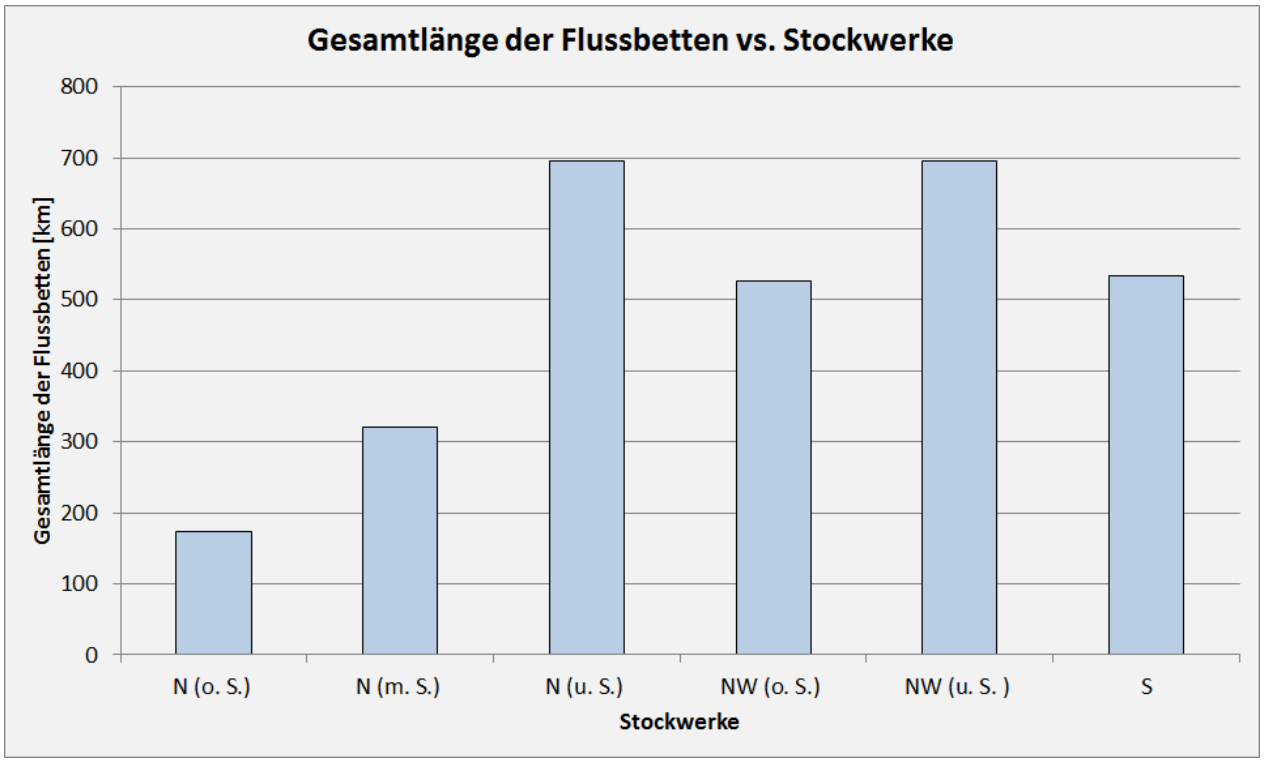


Abb. 77: Gesamtlänge der Flussbetten der übrigen Kraterinnenränder unterteilt in ihre jeweiligen Stockwerke.

Bei der Untersuchung der verschiedenen Stockwerke (siehe Kapitel 7.2.6) zeigt sich, bezogen auf den Nordrand, eine exponentielle Zunahme der Trockenbettlängen vom oberen Stockwerk (170 km) über das mittlere (320 km) hin zum unteren Stockwerk (700 km) (Abbildung 77). Diese Zunahme lässt sich ebenfalls am Nordwestrand beobachten, allerdings zeigen sie eine größere Ausgeglichenheit in den Flussbettlängen mit Schwankungen zwischen etwas über 500 km und 700 km. Der Südrand liegt zusammen mit dem oberen Stockwerk des Nordwestrandes bei über 500 km gleich auf.

Die durchschnittlichen Flussbettlängen zeigt Abbildung 78. Wieder wurden die einzelnen Längen auf die verschiedenen Stockwerke untergliedert. Darin wird ersichtlich, dass die Durchschnittslängen zwischen 6 km (Nordrand, mittleres Stockwerk) und 13 km (Nordwestrand, oberes Stockwerk und Südrand) schwanken.

Auf die verschiedenen Quell- und Mündungshöhen soll hier nicht eingegangen werden. Die Unterteilung in differenzierte Stockwerke sowie ihre Begründung lässt sich aus Kapitel 7.2.6 entnehmen. Sofern fluvialstatistische Zusammenhänge und deren Bedeutung im Hinblick auf den im Fokus stehenden Nordostrand des Newton-Kraters bedeutend werden, wird auf detaillierte Werte des übrigen Kraterrand konkret an entsprechender Stelle eingegangen werden.

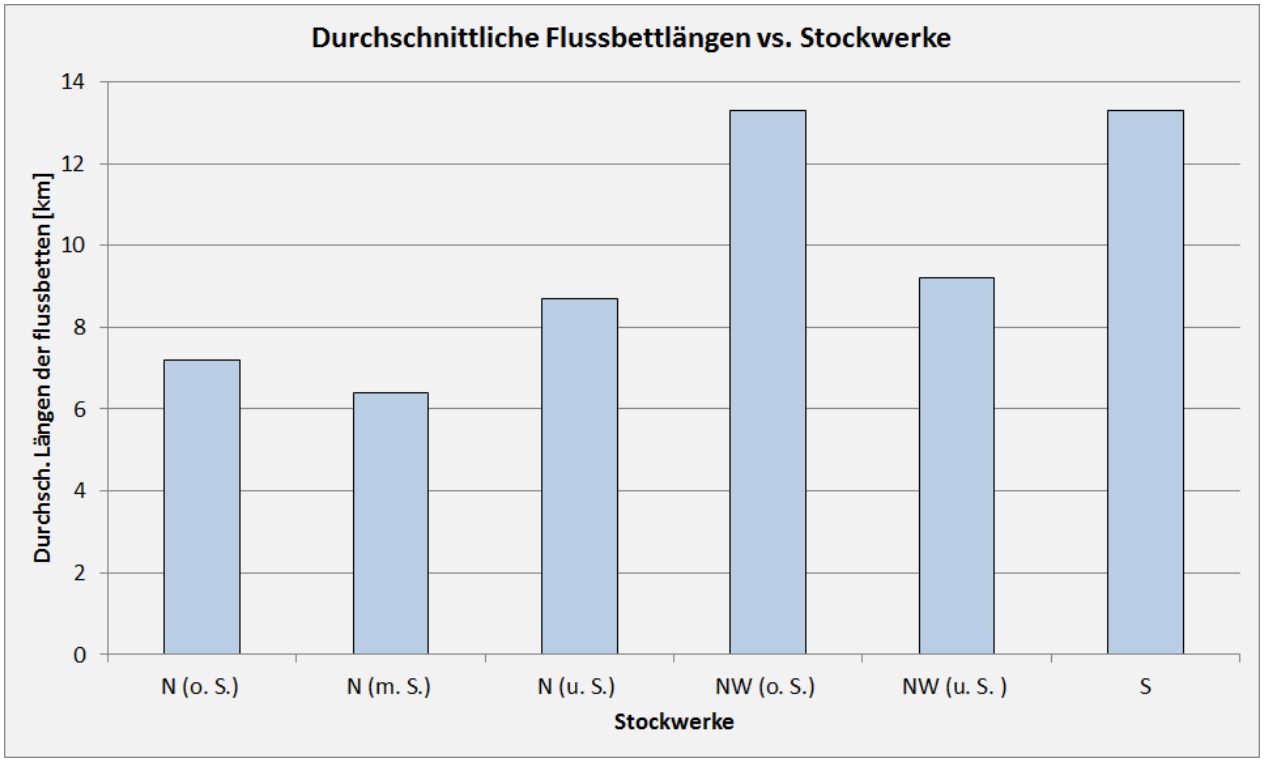


Abb. 78: Mittlere Flussbettlängen der übrigen Kraterinnenränder unterteilt in ihre jeweiligen Stockwerke.

9 Krater Bakhuysen – Qualitative Untersuchung

Bakhuysen wird zunächst in diesem Kapitel vorgestellt. Dabei erfolgt, wie schon bei Newton, seine räumliche Einordnung, die Beschreibung seiner Oberflächenstruktur im Allgemeinen und seine Charakteristik fluvialspezifischer Muster im Besonderen, bevor im darauffolgenden Kapitel 10 statistische Zusammenhänge und ihre Ausprägung beleuchtet werden.

9.1 Räumliche Einordnung des Kraters Bakhuysen

Bakhuysen befindet sich inmitten der südlichen Hochländer zwischen Noachis Terra und Arabia Terra auf der vom Newton-Krater ausgehend gegenüberliegenden Seite des Mars (Abbildung 1). Seine Nord-Süd-Erstreckung überbrückt 21 °S und 24 °S, seine West-Ost-Erstreckung reicht von 14 °E bis 17 °E; Bakhuysen (Abbildung 79), mit 150 km Kraterdurchmesser ziemlich genau halb so groß wie Newton, liegt somit näher am Äquator. Sein eigentlich tiefster Punkt befindet sich knapp unterhalb von -1.000 m in einem zentral gelegenen Einschlagkrater; der eigentlich tiefste Stelle des Kraterboden Bakhuysens aber liegt einige hundert Meter höher bei -680 m im nördlichen Bereich des Kraterbodens. Die negativen Werte der Kraterbodenhöhe bleiben selbst bis an seine Randbereiche erhalten. Lediglich der nordwestliche Abschnitt überschreitet das Nullniveau lokal um über 100 m; damit liegt der weitaus überwiegende Teil seines Bodens unter dem Nullniveau. Die höchsten Erhebungen bildet der Kraterrand, dessen höchste Erhebungen im Nordosten auf über 3.100 m ansteigen können. Diese Höhenniveaus werden lokal vom Nordosten über den Südosten zum Süden hin immer wieder erreicht, sind jedoch von Zwischenabschnitten unterbrochen, dessen Höhen bis über 1.000 m tiefer liegen. Die Höhen des übrigen Kraterrandes schwanken dahingegen zwischen 2.000 m und 2.450 m. Der Abschnitt mit dem größten Energiegefälle ist demnach der nordöstliche Abschnitt des Kraterrandes; es werden auf einer horizontalen Distanz von nur 40 km bis zu 3.800 m überwunden. Wird der räumliche Fokus auf die angrenzende Region Bakhuysens erweitert, so zeigt sich ein ähnliches Muster; südöstlich des Kraters liegen die Höhen etwa 1.000 m höher bei oftmals über 3.000 m, während sie nördlich und westlich meist keine 2.000 m übersteigen.

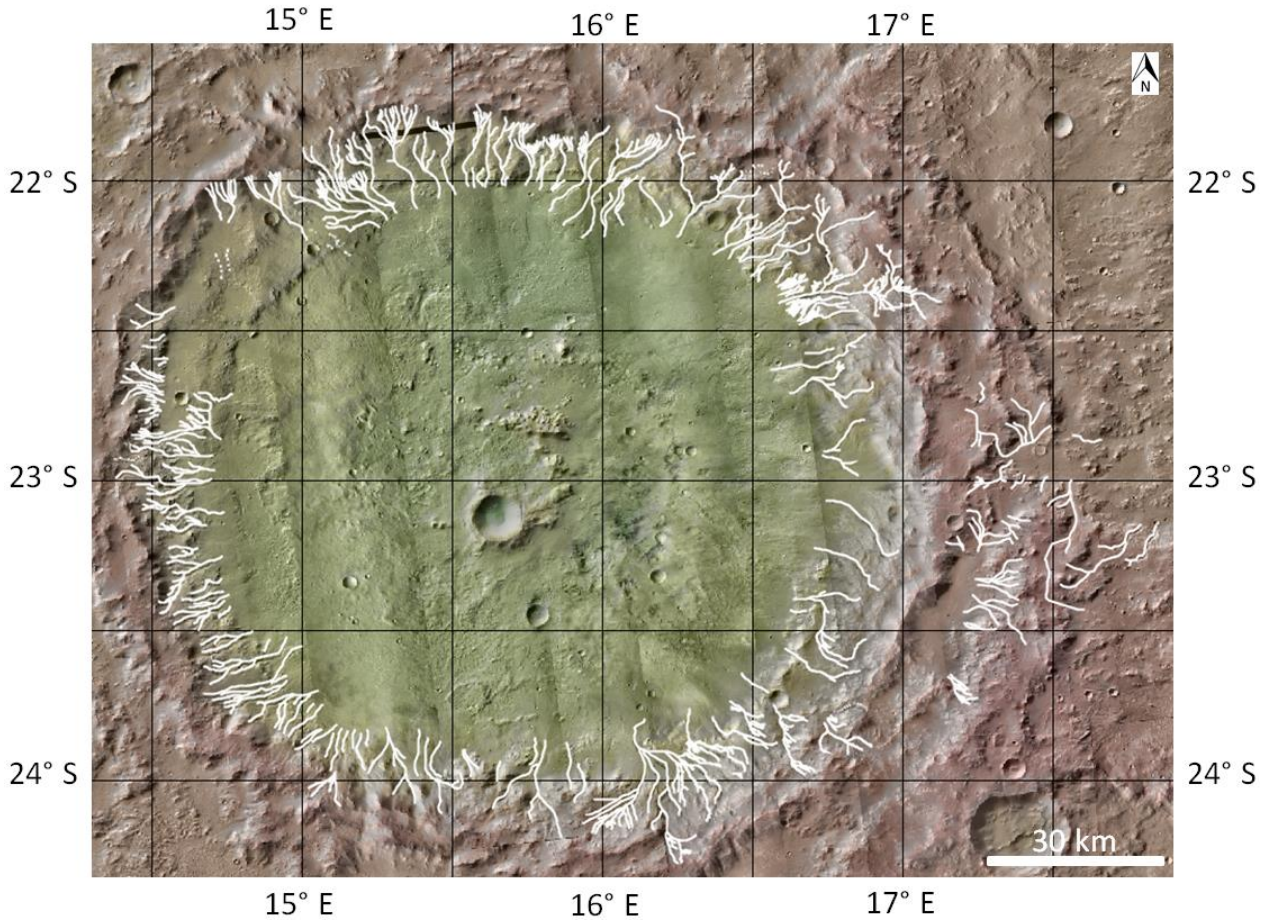
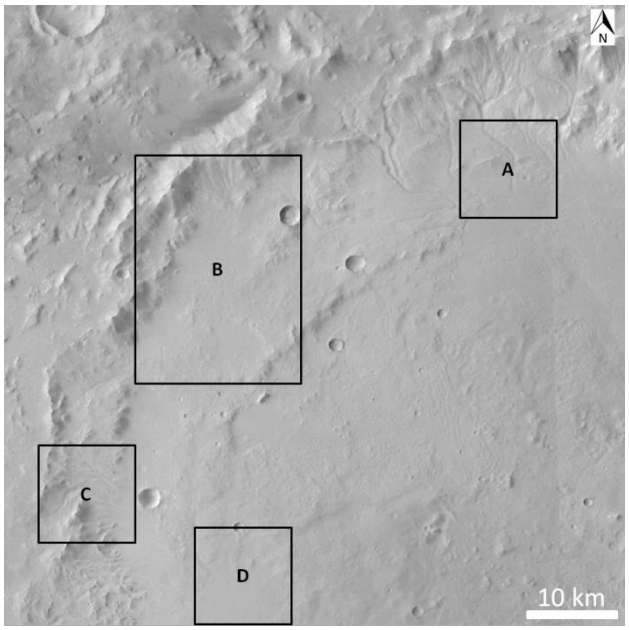


Abb.. 79: Höhenkodierte topographische Karte Bakhuysens. Der Oberflächenabfluss geschah vor allem innerhalb subparalleler Einzelbetten bis hin zu hochintegrierten dendritischen Systemen an allen Kraterrändern (MOLA, MGS über CTX-Mosaik, MRO), Höhenunterschied -1.000 m bis 3.100 m.

9.2 Fluviale Prozesssysteme am Kraterrand des Bakhuysen-Kraters

Die fluvialen Strukturen lassen sich, anders als beim Newton-Krater, um den gesamten Kraterinnenrand gleichmäßig verteilt beobachten; nur im nordwestlichen Abschnitt fehlen fluviale Merkmale. Kraterzählungen auf Schüttungskörpern ergaben eine mehrmalige fluviale Aktivität, die im Hesperium einsetzte und bis ins Amazonium aufrechterhalten blieb (Appendix S. 219-221, Figuren D-F). Insgesamt umfasst der Zeitraum ein Zeitfenster zwischen 3,31 Ga und 1,14 Ga. Die dendritischen Systeme beginnen in den jeweils höchsten Abschnitten und verlaufen radial in Richtung Kraterzentrum, enden aber alle am äußersten Kraterbodenrand. Lediglich am äußeren Kraterrand der östlichen Höhen sind weitere Trockenbetten erhalten geblieben. Ihre

Abflussrichtung weist allerdings nicht in den Krater hinein, sondern in die entgegengesetzte Richtung. Eine Einteilung in definierte Einzugsgebiete lässt sich im Krater Bakhuysen nicht ohne weiteres vornehmen, da jene topographischen Hauptwasserscheiden, welche die verschiedenen dendritischen Systeme voneinander trennen, im Allgemeinen nicht erhalten geblieben sind. Lediglich die größten Systeme lassen eine Abschätzung ihrer Einzugsgebietsfläche zu. Je kleiner die Systeme werden, umso schlechter lassen sich die jeweiligen Gebiete ihrer Quellregion und räumliche Abgrenzungen definieren und desto größer werden Fehlermessungen. Da die meisten Systeme relativ klein sind, wirkten sich derartige Unsicherheiten demgemäß besonders stark aus, weshalb sich im Folgekapitel die statistischen Untersuchungen ihren Fokus eher auf repräsentative größere Abflusssysteme richten werden. Des Weiteren würden für die Abschätzung der Einzugsgebietsgrößen der zahlreichen kleinen Systeme angestrebte genaue Werte nicht erreicht werden. Aus diesem Grund wurde hier eine Unterteilung vorgenommen, die den Krater in vier etwa gleichmäßige Quadranten unterteilt (Abbildung 80 bis 83); daraus ergeben sich jeweils ein SE-, NE-, NW- und SW-Quadrant, auf die im Folgenden näher zu sprechen kommen wird. Dabei soll auf spezifische Eigenschaften der jeweiligen Quadranten eingegangen werden. Da diese Einteilung ausschließlich durch die Himmelsrichtungen einer besseren Übersicht halber und nicht durch geologische oder geomorphologische Eigenschaften geschieht, bestehen zwischen den Quadranten ebenso viele Gemeinsamkeiten wie Unterschiede, weshalb auf bereits Dargestelltes in Form von wiederholenden Erläuterungen an gegebener Stelle verzichtet sein soll. Die Analyse Bakhuysens dient in dieser Arbeit vor allem der näheren Einsicht in fluvialmorphologische Prozesse, bezogen auf eine weitere Region des Mars; es stellt somit vorrangig ein Bezugs- und Referenzsystem zum Newton-Krater dar, auf das an späterer Stelle immer wieder vergleichend eingegangen werden wird.



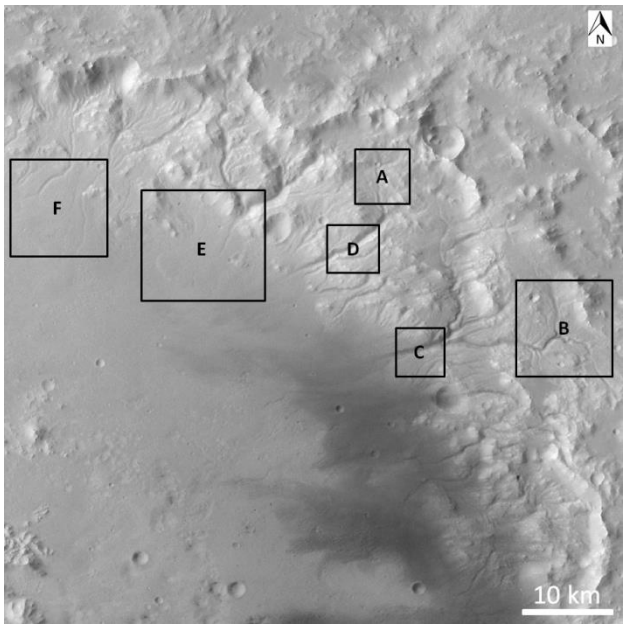
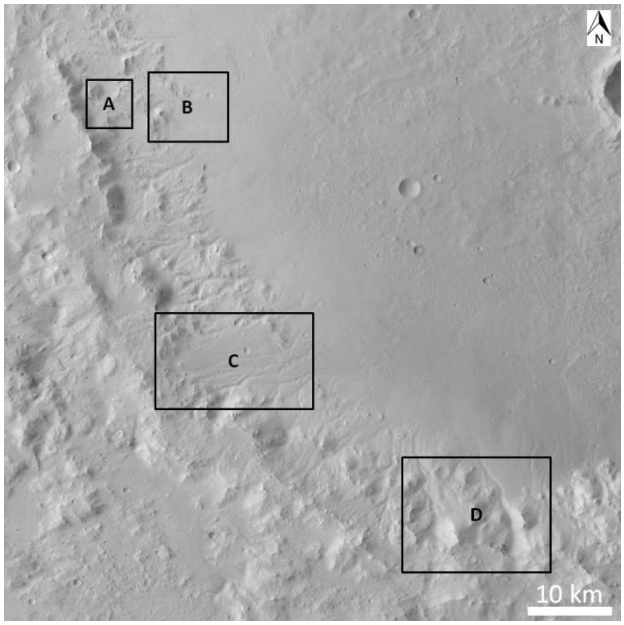


Abb. 80 (links) und 81 (rechts). Abb. 80: NW-Quadrant (22,5° S, 15° E) einschließlich ausgewählter Gebiete für Detailaufnahmen (schwarze Boxen) (HRSC H6488_0000). Abb. 81: NE-Quadrant (22,5°S, 16,5° E) einschließlich ausgewählter Gebiete für Detailaufnahmen (schwarze Boxen) (HRSC H6445_0000).



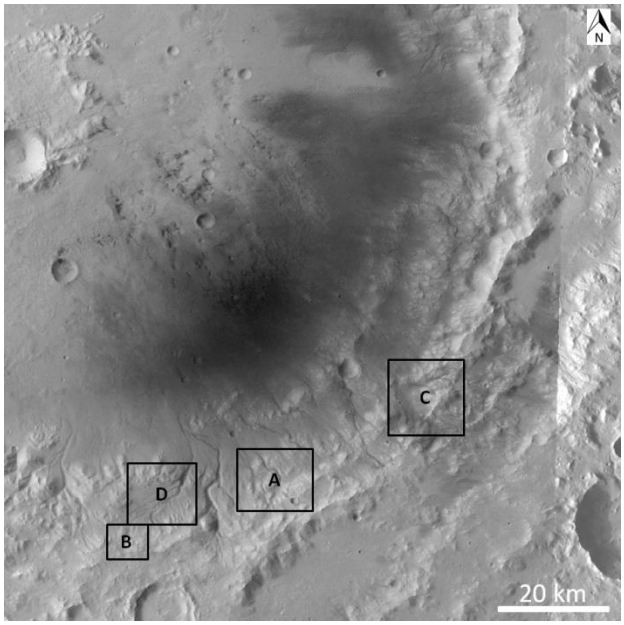
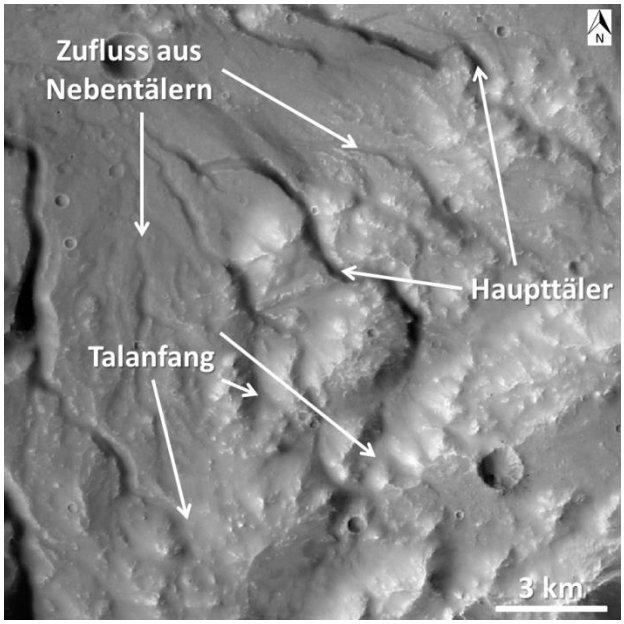


Abb. 82 (links) und 83 (rechts). Abb. 82: SW-Quadrant (23,5° S, 15° E) einschließlich ausgewählter Gebiete für Detailaufnahmen (schwarze Boxen) (HRSC H6488_0000). Abb. 83: SE-Quadrant (23,5°S, 16,5° E) einschließlich ausgewählter Gebiete für Detailaufnahmen (schwarze Boxen) (HRSC H6445_0000).

9.2.1 Der SE-Quadrant



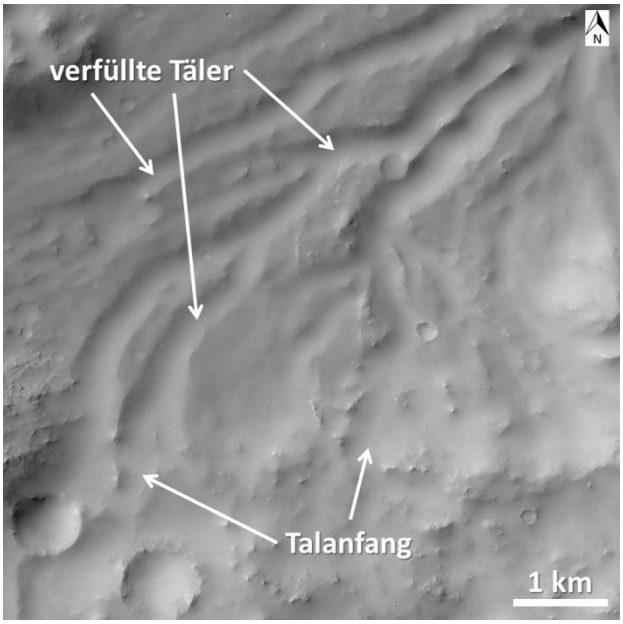
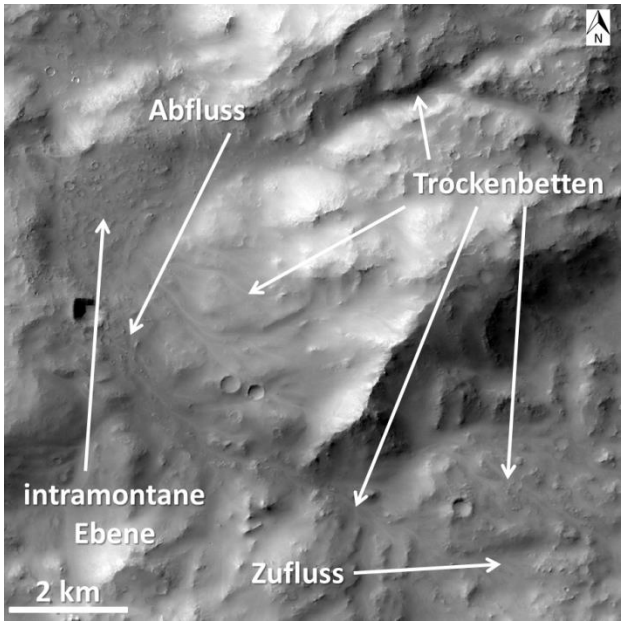


Abb. 84 (links) und 85 (rechts). Abb. 84: Box A. Tief ins Anstehende erodierte Kerbtäler mit Zufluss aus den Nebentälern im Bereich des Mittellaufs. Die Talanfänge werden häufig durch blattartig strukturierte Nischen gebildet (CTX G05_020309_1568). Abb. 85: Box B. Häufig sind im Bereich des Quellbeginns durch äolische Einwehungen die Trockenbetten zugeweht (CTX B18_016551_1566).



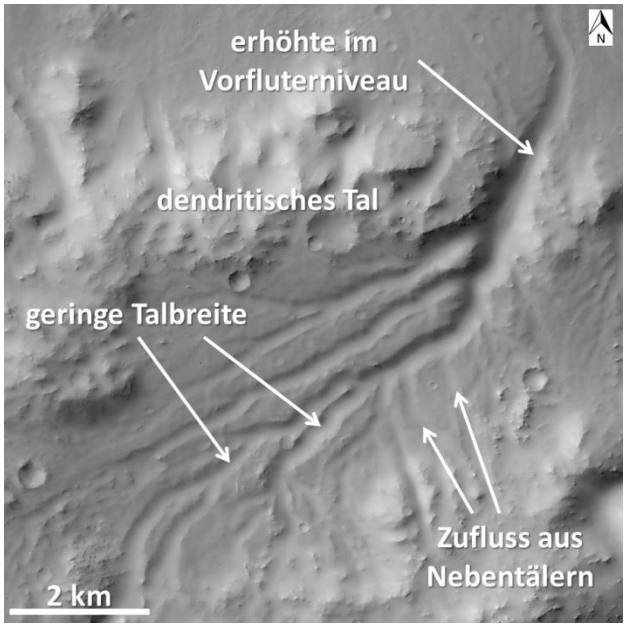


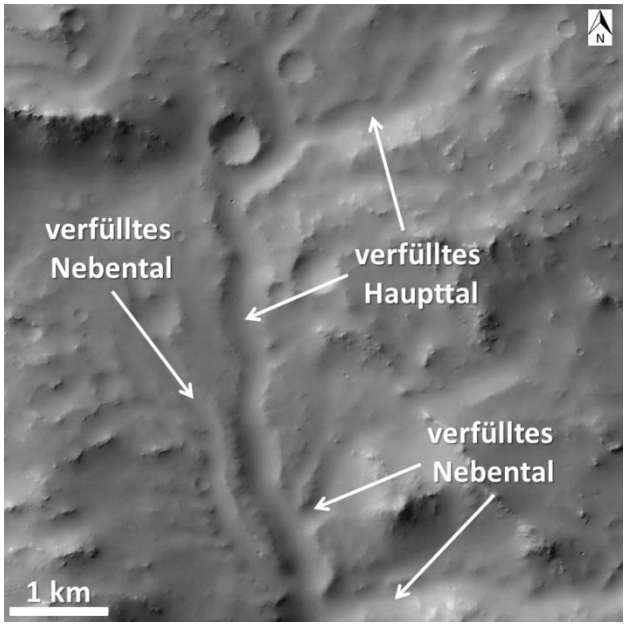
Abb. 86 (links) und 87 (rechts). Abb. 86: Box C. Trockenbetten, die in einer intramontanen Ebene enden und keinen Zufluss in Bakhuysen besitzen (CTX B20_017263_1573). Abb. 87: Box D. Zunahme der Kerbtalstruktur und Talbreite mit zunehmendem Integrationsgrad des fluvialen Systems (CTX B18_016551_1566).

Die Oberfläche des Kraterrandes im SE-Quadranten (Abbildung 83) weist eine starke Reliefbildung auf, die durch die Präsenz von Trockenbetten charakterisiert wird (Abbildung 84 bis 87). Morphologisch ist diese Region durch Berge und Bergreste mit teils scharfen Graten gekennzeichnet, welche den oberen Abschnitten der Quellregionen entsprechen. Unterhalb derselben geht die Topographie in einen Abschnitt geringeren Energiegefälles über, die Oberfläche zeigt abgerundete Kuppen, zwischen denen Reste von Flussbetten integriert sind. Unterbrochen wird dieses „Hügelland“ von Bereichen intramontaner Ebenen unterschiedlicher Größe. Diese Höhenbereiche umfassen Gradienten von etwa 2.200 m bis unter 700 m. Darauf folgend, schließen sich erodierte Flächen an, die bis unter das Nullniveau des Kraterbodens reichen; diese Flächen werden zum Teil durch flache Höhenzüge unterbrochen, die den Verlauf der Trockenbetten kontrollieren.

Die Quellregionen der Trockenbetten lassen sich im Allgemeinen nicht bis in die topographisch höchsten Regionen (topographische Hauptwasserscheide) verfolgen. Sie beginnen oftmals viele Kilometer unterhalb derselben auf unterschiedlichen Höhenniveaus zwischen 1.500 m und über 2.700 m; vereinzelt können sie jedoch auch unterhalb von 1.000 m einsetzen. Der Grad ihrer dendritischen Ausprägung fällt dabei ganz unterschiedlich aus und lässt keine räumliche Abhängigkeit erkennen. Es wechseln vielmehr schwach entwickelte Abschnitte subparalleler Abflussbahnen ohne seitliche Zuflüsse mit mäßig bis gut entwickelten dendritischen Systemen ab. Dennoch können die Einschnitte der subparallelen Entwässerungsbahnen mehrere hundert Meter breit werden. Sie zeigen meist in ihrer ganzen Länge eine Kerbtalstruktur, die sich tief ins Anstehende hineingearbeitet hat (Abbildung 84). Aufgrund des schwachen Zuflusses besitzen dieselben ein quasieinheitliches Breitenverhältnis über fast ihre ganze Strecke hinweg. Erst in Mündungshöhe zerfasern oder verblassen sie und gehen ohne erkennbare Schüttungsstrukturen in Form von Deltas oder alluvialen Fächern direkt in den Kraterboden über. Teilweise werden sie von nicht erhaltenen Abschnitten unterbrochen, die sich flussabwärts aber fortsetzen und so rekonstruieren lassen. Es lassen sich aber auch kurze zuflusslose Abflussrinnen (vor allem am Südrand) identifizieren, deren Strukturen folglich schwächer entwickelt geblieben sind. Die mäßig entwickelten dendritischen Trockenbetten nehmen in ihrer Ausdehnung eine Stellung zwischen subparallelen Rinnen und Kerbtälern einerseits und den gut erhaltenen großen dendritischen Systemen andererseits ein. Ihre Längenausdehnung ist in vielen Fällen um einiges größer als ihre Ausdehnung zur Breite hin. Oftmals lassen sich ihre Zuflüsse bis in die kleinste

Quellregion nicht eindeutig festlegen, da ihre Überprägung durch erosive Folgeprozesse (vor allem durch äolische „Zuschüttung“) erheblich vorangeschritten ist (Abbildung 85). Der Erhaltungszustand der Flussbetten nimmt in der Regel, abgesehen von lokal gänzlich eliminierten Abschnitten, mit der Entfernung zur Quellregion zu. Andere mäßig entwickelte Systeme lassen sich dagegen nicht mehr bis in den Kraterboden Bakhuysens verfolgen oder enden in kleinen intramontanen Ebenen (Abbildung 86 und 87). Dennoch gibt es Vertreter, die trotz ihrer mäßigen Ausprägung sich tief in den Untergrund hineingeschnitten haben und ebenso eine Kerbtalstruktur aufweisen (Abbildung 87). Von den gut entwickelten dendritischen Systemen sticht das am Südrand Bakhuysens besonders hervor. Die obersten Zuflüsse sind sehr gut erhalten, meist aber durch äolischen Eintrag teilweise, aber nie bis zur Gänze zugeschüttet. Ihre Breite zwischen den Taloberkanten kann bereits mehrere hundert Meter erreichen. Ihre Entfernung zur topographischen Hauptwasserscheide beträgt mehrere Kilometer. Flussabwärts nehmen Breite und Tiefe durch die Integration der Zuflüsse oftmals erheblich zu; die Kerbtalstruktur geht immer mehr in Sohlenkerbtäler mit einem schmalen Talboden über (Abbildung 87). Flankiert werden die Kerb- wie auch die Sohlenkerbtäler durch einen scharfen Linienverlauf der oberen Talwandkanten, während die Trennlinien zwischen Talboden und beginnender Talwand sich durch Ablagerungen äolischen Eintrags undeutlicher zeigen. Vor allem im Bereich des stärksten Gefälles ist eine Zunahme der Breite und Tiefe festzustellen. Die Breite von Taloberkante zu Taloberkante beträgt bis zu 1.100 m. Mit Abnahme des Gefälles werden die einzelnen Flussbetten in einem Vorfluter integriert, der die restliche Wegstrecke bis in seine Erosionsbasis (Kraterboden Bakhuysens) fortsetzt und sich dort verliert. Bei der Betrachtung seines gesamten Profilverlaufs lassen sich keine Abschnitte vollkommen unterschiedlicher Gradienten erkennen, vielmehr fällt derselbe quasilinear in allen Höhen gleich stark ab. Lediglich nahe der Mündung nimmt sein Gefälle leicht, aber nicht nennenswert ab. Dort, wo der Kraterrand sein stärkstes Gefälle besitzt, wurde das Profil der Trockenbetten durch erhöhte Eintiefung ausgeglichen, was durch die Beobachtung an diesem Streckenabschnitt bestätigt wird (Appendix S. 222, Figuren 26 und 27). Auch das zweite Profil zeigt einen ähnlichen Verlauf quasilinearen Fallens über seine gesamte Laufstrecke hinweg.

9.2.2 Der NE-Quadrant



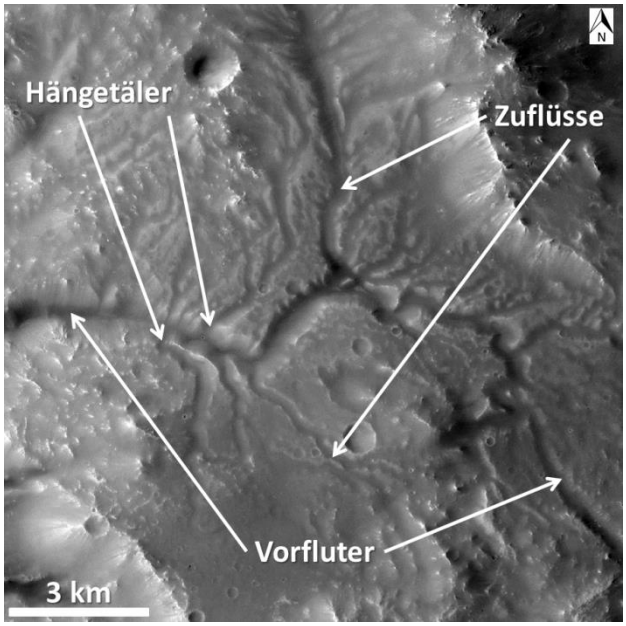
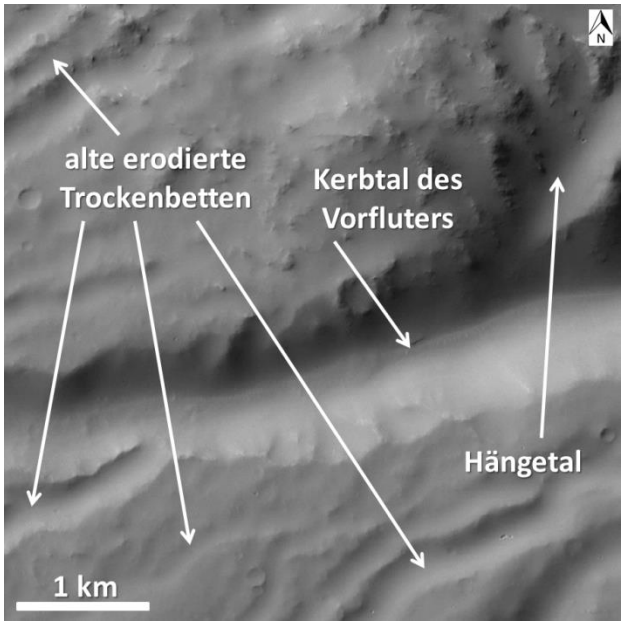


Abb. 88 (links) und 89 (rechts). Abb. 88: Box A. Verfüllte Täler im Oberlauf. Auffallend sind die bereits erheblichen Talbreiten (CTX B20_017263_1573). Abb. 89: Box B. Hoher Verzweigungs- und Integrationsgrad.. Der Vorfluter ist stark eingetieft, Zuflüsse oft als Hängetäler ausgeprägt (CTX P11_005475_1569).



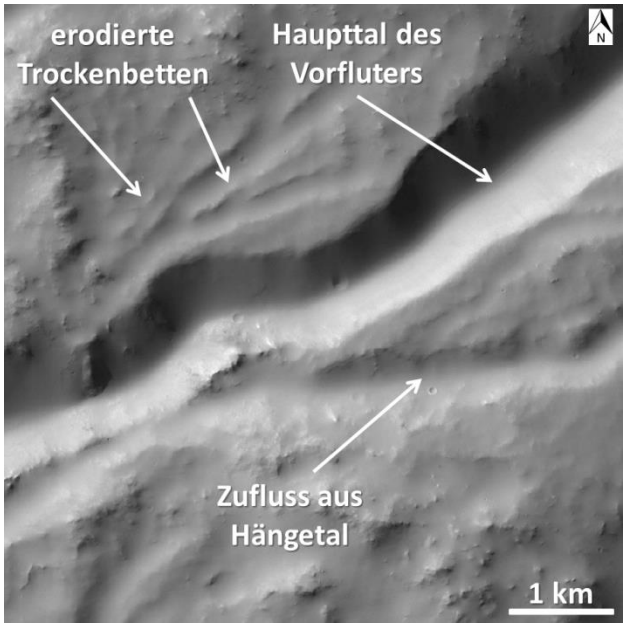
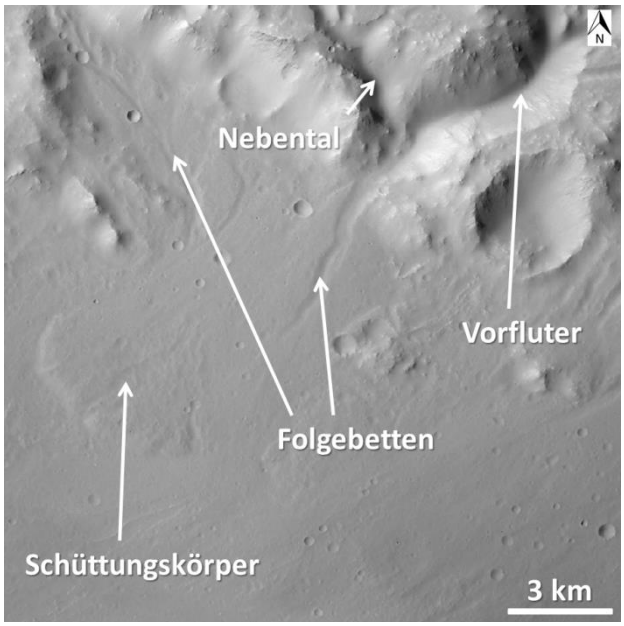


Abb. 90 (links) und 91 (rechts). Abb. 90: Box C. Stark ausgeformtes Kerbtal mit einmündendem Hängetal im Mittellauf. Der Talboden wird durch die ehemaligen Abflussbahnen vollständig eingenommen (CTX B20_017263_1573). Abb. 91: Box D. Auch im Unterlauf bleiben diese Strukturen in gleicher Form erhalten (CTX B20_017263_1573).



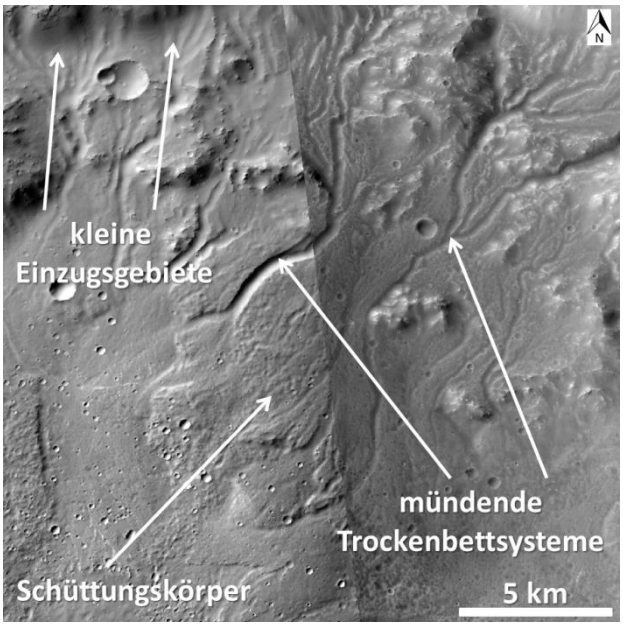


Abb. 92 (links) und 93 (rechts). Abb. 92: Box E. Mündungsbereich eines Vorfluters. Erkannbar ist der gut erhaltene Schüttungskörper mit auffälliger Stirnseite. Im Folgenden haben weitere fluviale Ereignisse Folgebetten in diesen Körper eingearbeitet (CTX B04_011382_1575). Abb. 93: Box F. Zahlreiche, dicht gedrängte Trockenbettsysteme münden oft über kurze Distanzen in den Bakhuysen-Krater. Kleinere Einzugsgebiete sind an gut erhalten gebliebenen blattartigen Strukturen erkennbar. Ein weiterer Schüttungskörper in der Mündungszone zeigt mehere Eintiefungunen von nachfolgenden Trockenbetten (CTX P12_005686_1573 und B18_016551_1566).

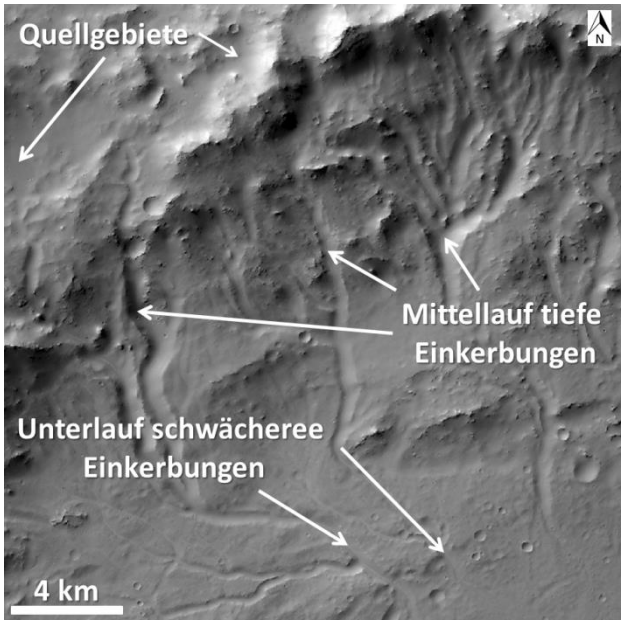
Der NE-Quadrant (Abbildung 81) lässt sich in drei morphologische Abschnitte untergliedern: der oberste Abschnitt wird von Bergen und Bergzügen geprägt, die vor allem im östlichen und nordöstlichen Abschnitt ihre größten Höhen von über 3.100 m erreichen können. Der nördliche Teil liegt deutlich tiefer bei durchschnittlichen Höhen um 2.000 m bis 2.500 m. Scharfe Grate sind vor allem für die höchsten Erhebungen typisch und stellen die topographische Hauptwasserscheide dar. Einzelne Flussbetten lassen sich vereinzelt bis fast an ihre Obergrenze hinaufverfolgen. Auf die obere Zone der Bergregion folgt ein breiter Übergansbereich erodierter Flächen hügeligen Reliefs. Es ist die Zone, die morphologisch vor allem von Trockenbetten unterschiedlicher Größe und Ausprägung eingenommen wird. Die Breite dieser Zone schwankt zwischen 10 km und 15 km im Osten und Nordosten sowie bis zu 10 km im Norden und überwindet bis zu 2.000 m; die Gradienten sind demgemäß entsprechend hoch. Intramontane Ebenen fehlen weitgehend. Der dritte Abschnitt wird durch die zahlreichen Mündungsarme charakterisiert, die in der Regel bis mindestens an den Randbereich des Kraterbodens reichen und

lokal Schüttungen mitgeführten Materials fächerartig ausbreiten (Abbildung 92 und 93). Diese reichen oftmals bis weit unter das Nullniveau auf bis -550 m herab, wo sie den tiefsten Bereich des gesamten Kraters erreichen.

Wie bereits erwähnt, reichen an vielen Stellen die Quellgebiete bis in die Nähe zur topographischen Hauptwasserscheide heran. Hauptsächlich aber im Nordabschnitt liegen zwischen ihr und dem Beginn der Trockenbetten oftmals mehrere Kilometer. Vor allem die größten fluvialen System entspringen in den höchsten Regionen, während kleinere Systeme im Nordosten bis Osten oberhalb von 1.000 m, im Norden bei einigen hundert Metern über Null einsetzen. Es lassen sich im Ganzen mehrere Abflussmustertypen unterschieden, die keine spezifisch räumliche Verteilung zeigen. Vielmehr wechseln sich subparallele Rinnen ohne Zuflüsse mit dendritischen Systemen ab, deren Zuflussbetten je nach System stark unterschiedlich hoch werden können. In der Regel aber nimmt mit der Größe der Systeme auch die Zahl ihrer einstigen Zuflüsse zu. Die Länge der erhalten gebliebenen Zuflüsse schwankt zwischen einigen hundert Metern und mehreren Kilometern und können bis weit über 10 km Länge erreichen. Die Trockenbetten beginnen im Allgemeinen an Hängen großer Gradienten subparallel. Dort haben sie sich tief als in die Kraterrückwand eingearbeitet und sind als gut ausgeprägte Erosionsrinnen erhalten geblieben, die sich schließlich zu immer größer werdenden Systemen integrieren. In Regionen mit geringerem Gefälle ist ihr Erhaltungszustand herabgesetzt; auch ist ihre erkennbare Anzahl minimiert und kann lediglich vermutet werden. Viele Strukturen sind nur teilweise als Segmente und nicht in ihrer Gesamtheit erhalten geblieben. In der Regel zeigen sämtliche Trockenbetten in ihren Quellregionen eine mäßige bis starke Überprägung durch erosive Nachfolgeprozesse; verfüllte Quellabschnitte sind die Regel (Abbildung 88). Allerdings gibt es auch Areale, in denen die fluviale Entwicklung in den Ober- bis Mittelläufen beachtliche Trockenbettsysteme in den Untergrund erodiert haben, die kaum eine Verfüllung zeigen (Abbildung 89). Nach dem Zusammenfließen und der Integration in den jeweiligen Vorfluter nimmt die Talbreite (oftmals erheblich) zu. Die Breite zwischen den Taloberkanten erreichen im Nordostabschnitt bis zu 2 km, allgemein aber erreichen ihre Werte etwa halb so große Werte. Die Trockenbetten der Quellregionen gehen in diesen Vorfluterabschnitten in ausgreifende und tiefe Kerbtäler mit schmalem Talboden über, welche die tiefsten Einschnitte in den Kraterinnenrand belegen. Kleinere Abflussbahnen auf höheren topographischen Niveaus von einigen Dekametern sind als Hängetäler erhalten geblieben und münden in ihr tieferes

Vorfluterniveau (Abbildung 90 und 91). Viele Vorfluter erhalten auf ihrer ganzen Wegstrecke bis kurz vor ihre Mündung Zuflüsse (Abbildung 92). Das durch sie transportierte Material wurde lokal in Form von Anschwemmungen auf Höhe der Erosionsbasis einige hundert Meter unterhalb des Nullniveaus abgelagert, dort, wo die Trockenbetten die weite Ebene des Kraterbodens erreichen (Abbildung 92 und 93). Diese Akkumulationen sind zum Teil von weiteren, schwach erhaltenen ehemaligen Abflussrinnen geprägt sind. Sie können die typische Form von Schwemmfächern mit ausgeprägter Stirnkante besitzen, aber auch durch weit ausgebreitete Flächen von Sedimentansammlungen gekennzeichnet sein. Folgt man im Ganzen den Profillinien zweier großer dendritischer Systeme, so zeigen sich keine nennenswerten höhenabhängigen Knickpunkte; vielmehr können die Profile als quasilinearer bis leicht konkav im Verlauf ihrer Gradienten charakterisiert werden (Appendix S. 223, Figuren 28 und 29).

9.2.3 Der NW-Quadrant



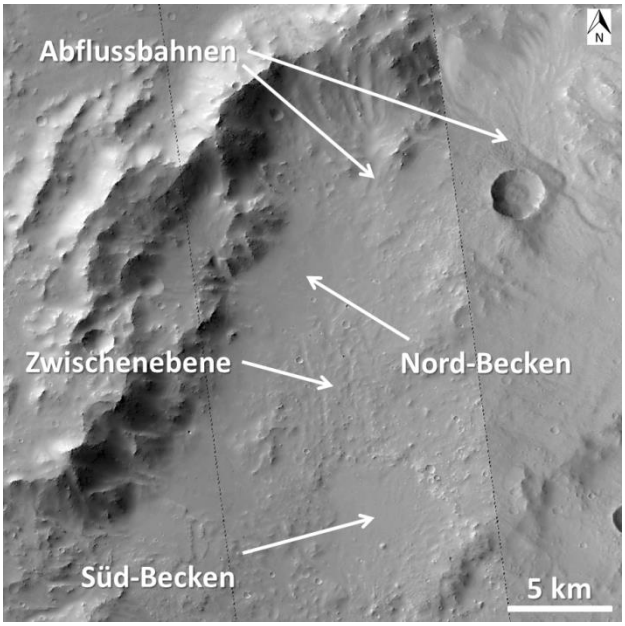
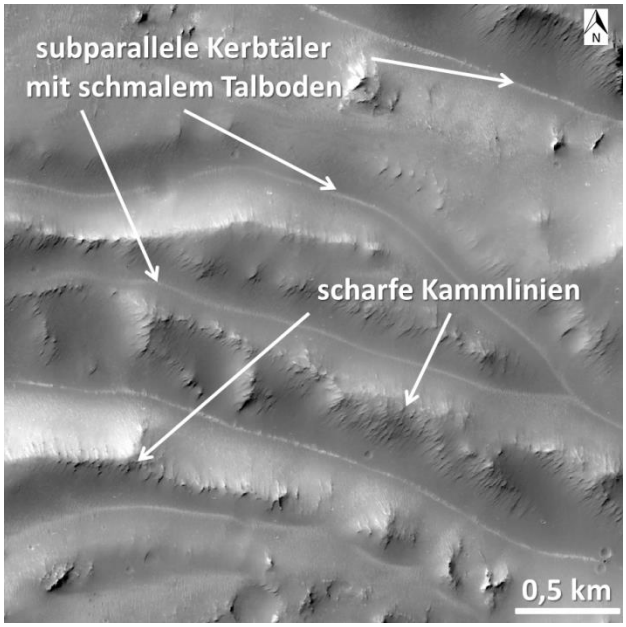


Abb. 94 (links) und 95 (rechts). Abb. 94: Box A. Dicht gedrängte fluviale Systeme. Die Quellgebiete bilden Nischen und Ebenen. Die Eintiefung im Mittellauf sind stark verzweigt. Im Unterlauf werden die Eintiefungen schwächer (CTX B20_017329_1579). Abb. 95: Box B. Fluviale Strukturen sind schwach ausgebildet (CTX B17_016195_1563, B18_016617_1562 und HRSC H6488_0000).



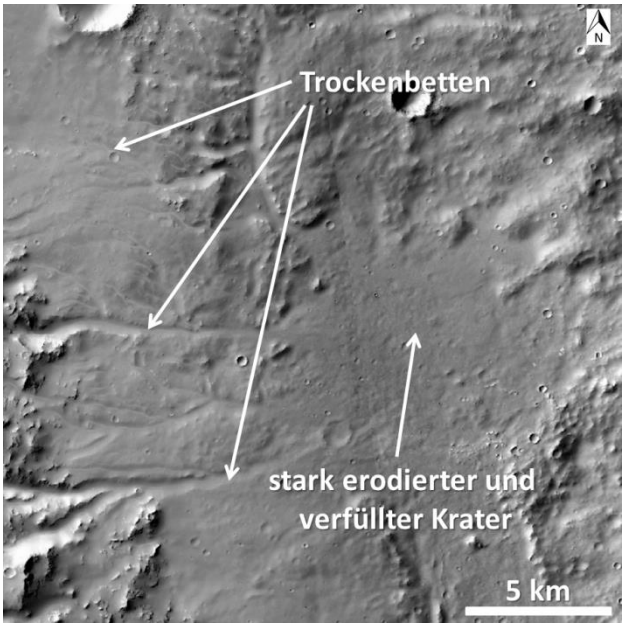


Abb. 96 (links) und 97 (rechts). Abb. 96: Box C. Subparallele Kerbtäler mit sehr schmalem Talboden und scharfen Kammlinien (HiRISE ESP_016617_1570). Abb. 97: Box D. Trockenbetten im Unterlauf in einen verfüllten, stark erodierten Krater laufend (CTX B17_016195_1563 und B18_016617_1562).

Der Nordwestrand Bakhuysens wird ebenfalls durch fluviale Strukturen gezeichnet. Wieder können, wie in den vorherigen Quadranten, kurze subparallele Rinnensysteme von ausgeprägten dendritischen Systemen unterschieden werden. Die topographische Hauptwasserscheide verläuft zwischen 2.000 m und 2.300 m, an welche die Quellgebiete oftmals weit hinaufreichen. Sie liegt hier etwa 1.000 m tiefer als am östlichen Kraterrand. Eine Dreiteilung der Oberfläche in Quellregion, Zone intensiver fluvialer Entwicklung und Mündungsabschnitt lässt sich auch hier erneut beobachten. Im Unterschied zu den anderen Quadranten sind aber lediglich der Norden und der Westen von Abflussstrukturen geprägt. Der Nordwesten als Zwischenzone zeigt hingegen keine fluvialen Strukturen. Die Zuflüsse innerhalb der Quellregion sind relativ zahlreich vertreten und meist an den Kraterrand gebunden, welche die größten Gradienten besitzen. Im Norden neben die Quellregionen Streckenabschnitte von wenigen Kilometern ein und übertreffen nirgends Laufstrecken von über 10 km. Die Integration in den Vorfluter geschieht rasch und eher in seinen oberen Abschnitten. Die unteren Abschnitte des Vorfluter bleiben darum oft zuflussarm oder ganz zuflussfrei. Die Talbreiten nehmen mit steigendem Integrationsgrad zu und bilden gut erhaltene Kerbtäler, dessen Taloberkanten bis zu 800 m auseinanderliegen können (Abbildung 94); der Talboden bleibt äußerst schmal und zeigen kaum nachträgliche Verfüllungen. Subparallele Abflussrinnen sind kurz, zwischengeschaltet und spielen im Gesamtsystem des Nordens keine bedeutende genetische Rolle. Die Mündungshöhe der Vorfluter befindet sich bei unter -200 m und ist von keinerlei erkennbaren Schüttungsstrukturen eingenommen.

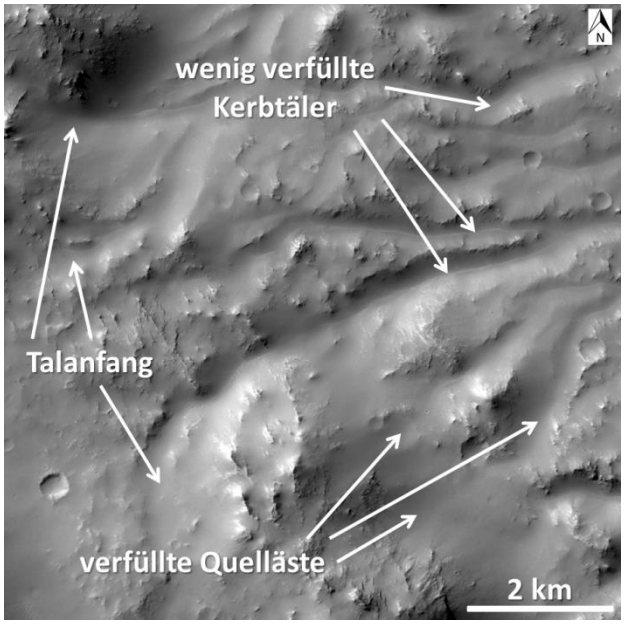
Der westliche Abschnitt zeigt eine ähnliche Prägung wie der Norden. Die Abflüsse der Quellregionen werden von langgestreckten Höhenzügen kontrolliert (Abbildung 96), die zwischen 500 m und 700 m Höhe bereits in eine erste Mündungshöhe übergehen. Einige Talabschnitte erreichten größere Distanzen und mündeten knapp über dem Nullniveau. Die Trockenbetten zeigen auch im Westen den gleichen Erhaltungsgrad und dieselbe Morphologie wie die Strukturen im Norden. Ihre Mündungshöhe allerdings liegt hier einige hundert Meter höher und unterschreit nirgends das Nullniveau. Die Erosionsbasis für die Abflusslinien im Westen wird vor allem durch einen 15 km großen Krater definiert, dessen Struktur gerade noch durch die ihn überlagernden Ablagerungen sich zu erkennen gibt (Abbildung 97).

Die Zwischenzone, ohne erkennbare fluviale Entwicklung, wird geprägt durch eine 15 km breite, konzentrisch zum Kraterrand verlaufende Ebene. Sie liegt in einer Höhe von

400 m bis etwa 1.000 m und ist durch zwei verfüllte Becken von 9 km Größe (oberes Becken) und 7,5 km (unteres Becken) gekennzeichnet (Abbildung 95). Die kleinen dendritischen Abschnitte, die in Höhen zwischen 2.300 m beginnen und knapp unterhalb von 1.000 m im oberen Krater enden, sind die einzigen verfolgbaren sicheren Spuren einstiger fluvialer Aktivität. Am Südrand dieses Kraters können mögliche fluviale Strukturen nur vermutet werden, sind aber nicht eindeutig von möglichen äolischen Strukturen zu unterschieden.

Bei der Betrachtung der Profile der Trockenbetten zeigt sich ein allmählicher Übergang von den Quellregionen zur Mündung zu immer niedrigeren Gradienten (Appendix S. 224, Figuren 30 und 31). Im Norden (NW1) beginnt dieser zunächst steil (0,094), geht dann aber in Gradienten mit Werten von (0,05) über. Im Westen (NW2) ergibt sich ein ähnliches Verhalten; allerdings ist dort das konkave Profil ausgeglichener.

9.2.4 Der SW-Quadrant



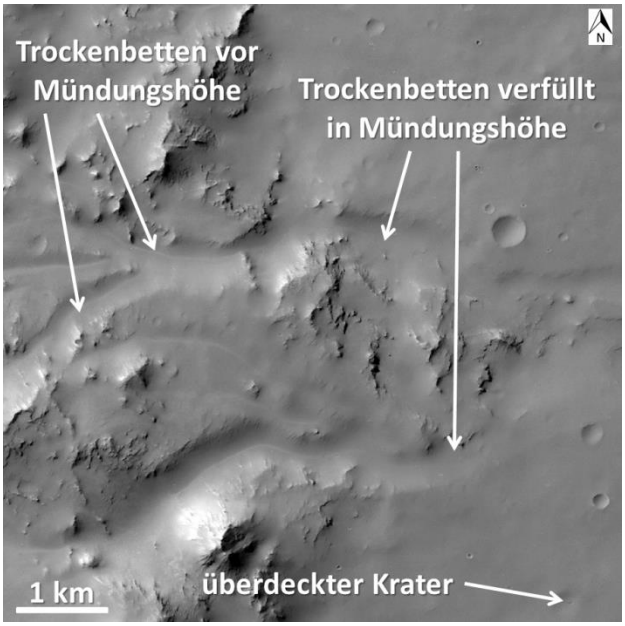
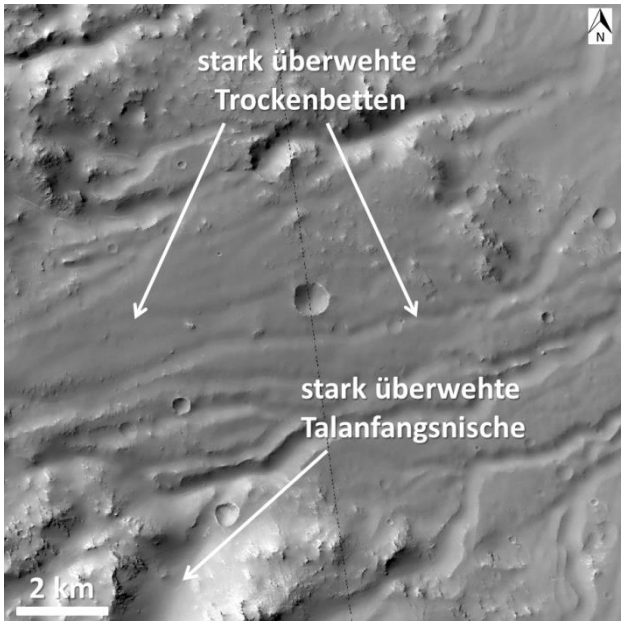


Abb. 98 (links) und 99 (rechts). Abb. 98: Box A. Verfüllte Talanfänge im Oberlauf. Die Trockenbetten gehen in wenig verfüllte Kerbtäler über (CTX B18_016617_1562). Abb. 99: Box B. Trockenbetten in ausgeprägten Kerbtälern, im Mündungsraum wird ihr Verlauf unscharf (CTX B18_016617_1562).



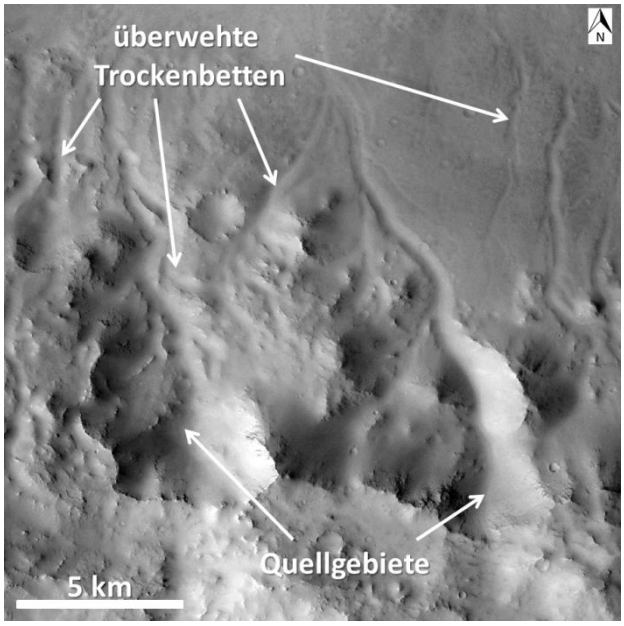


Abb. 100 (links) und 101 (rechts). Abb. 100: Box C. Stark überwehte Trockenbetten und Talanfangsnischen, welches das gesamte Einzugsgebiet vom Oberlauf bis zum Unterlauf betrifft (CTX B18_016617_1562). Abb. 101: Box D. Die Quellgebiete sind am südlichen Kraterinnenrand als scharf ausgearbeitete Nischen erhalten geblieben (CTX P07_003840_1564).

Ebenso wie die übrigen Quadranten Bakhuysens ist die Oberfläche des Südwestrands durch einstige fluviale Aktivität geprägt worden. Die Abflussmuster reichen von kurzen subparallelen Rinnen bis zu mäßig ausgeprägten dendritischen Strukturen, wobei die dendritischen Strukturen in ihrem Auftreten dominieren. Sie entspringen zumeist unterhalb von 2.000 m, einige hundert Meter unterhalb der topographischen Hauptwasserscheide, deren Verlauf Höhen um 2.300 m entspricht. Infolgedessen reichen die Quelläste der Trockenbetten nicht bis an dieselbe heran. Ihre maximale Höhe erreicht sie nur lokal im Süden bei über 2.800 m. Die einzelnen Flussbetten entwickelten sich radial zum Kraterzentrum und folgen direkt dem Gefälle. Nach 20 km bis 30 km Laufstrecke erreichen sie schließlich den Kraterboden Bakhuysens im Allgemeinen zwischen 0 m und -200 m, wobei kürze Rinnen bereits oberhalb des Nullniveaus ihr Ende finden. Die dendritischen Abflussmuster zeigen eine weitaus größere Längs- als Breitenerstreckung, Zuflüsse sind vorhanden, aber in der Regel nicht so zahlreich vorhanden, wie im SE- und NE-Quadranten als Folge geringerer räumlicher Ausdehnung derselben. Die Quelläste liegen dicht beieinander. Die Quellanfänge sind oft verfüllt, flussabwärts ist der Verfüllungs- und Überdeckungsgrad dagegen reduziert (Abbildung 98). Als wohldefinierte Kerbtäler mit äußerst schmalem Talboden sind die Täler bis in die Gegenwart zum Teil sehr gut erhalten geblieben; die Talbreiten (Taloberkante zu Taloberkante) liegen bereits knapp unterhalb der Ursprungsgebiete bei einigen hundert Metern. Mit wachsendem Integrationsgrad lässt sich wiederum eine Zunahme der Talbreiten beobachten, die in unteren Abschnitten bis zu 1.000 m erreichen können; ebenso nimmt die Eintiefung zu. Diese scharf gezeichneten Erosionslinien gehen allerdings in Mündungshöhe unscharf in den Kraterboden Bakhuysens über (Abbildung 99). Im Südwesten des Quadranten sind im Kontrast dazu aber auch weite Gebiete mit äolischem Material überzogen, sodass die Trockenbetten nicht so konturfein erscheinen, wie ihre nördlicher gelegenen Entsprechungen (Abbildung 100). Im Ganzen entsprechen die Profillinien von den Quellregionen bis hinunter zur Mündung einem quasilinearen (SW1) bis leicht konkaven Gefälle (SW2) (Appendix S. 225, Figuren 32 und 33); erwähnenswerte Knickpunkte treten nicht auf. Während diesem im Nordosten Material zugeführt wurde, die als gut sichtbare Akkumulationen erhalten geblieben sind, können derartige Aufschüttungsstrukturen im SW-Quadranten nicht eindeutig beobachtet werden. Dennoch lassen sich in den Mündungsräumen von Ablagerungen überdeckte Krater dokumentieren, die allerdings nicht zwingend durch Anschwemmungen, sondern auch durch Ablagerungen nachträglichen Windeintrags überlagert sein können (Abbildung 99 und 100). Ebenso weisen schwache durch diese Decken sich abzeichnende

Konturen von Abflussbahnen auf nachträgliche Überdeckung hin. Die „Überdeckungstextur“ der Oberfläche in den Mündungsräumen steht somit im scharfen Kontrast mit den flussaufwärts gelegenen Gebieten der Talregionen, dessen Oberfläche vorrangig durch anstehendes, schwach überlagertes Gestein definiert wird. Der südliche Kraterinnenrand zeigt im Gegensatz zu den klaren gut erhaltenen Linien der Trockenbetten im westlichen Bereich (Abbildung 98) eine stärkere Überlagerung mit äolischem Material, welches die Flussbettstrukturen ebenso mindert wie ihre teilweise überwehten Quellabschnitte (Abbildung 100 und 101). Dadurch werden vor allem die fluvialen Strukturen der Mündungszone weit herabgesetzt, dass eventuell vorhandene Schüttungskörper nicht sichtbar werden.

Im nun folgenden Kapitel 10 wird auf die quantitativ-statistischen Zusammenhänge und Ausprägungen eingegangen.

10 Krater Bakhuysen – Quantitative Untersuchung

Wie schon in den Kapiteln zum Newton-Krater soll an dieser Stelle den im Vorkapitel dargelegten qualitativen Untersuchungen die quantitative statistische Erfassung der fluvialen Systeme folgen. Wieder soll dabei nur auf die Ausprägungen der beschriebenen fluvialen Muster und deren Eigenschaften eingegangen werden. Aufgrund der Vielzahl dendritischer Systeme Bakhuysens wird der Übersichtlichkeit halber auf repräsentative Abflusssysteme eingegangen. Da die Datenauflösung der Oberfläche mit der Ausdehnung untersuchter geologisch-geomorphologischer Einheiten wächst, steigt ebenso die Genauigkeit statistischer Aussagen an, weswegen vor allem die großen dendritischen Systeme in der Statistik ihre Berücksichtigung finden werden. Des Weiteren ist, anders als beim Krater Newton, (fast) der gesamte Kraterinnenrand Bakhuysens durch ein vielfaches an fluvialen Strukturen geprägt, da die einzelnen Systeme sich zu keinen großräumigen Einzugsgebieten von tausend bis zu mehreren tausend Quadratkilometern entwickelt haben, was eine Auswahl zusätzlich legitimiert.

10.1 Fluvialstatistische Erfassung Bakhuysens

Die Gesamtlänge der identifizierten Flussbetten ergibt eine Summe von über 2.800 km (Abbildung 102). Davon verteilen sich nahezu 970 km allein auf den NE-Quadranten, das einem Drittel aller Flussbettstrecken Bakhuysens entspricht. Gefolgt wird der Nordostabschnitt vom Nordwesten, dessen Gesamtstrecke mit 730 km bereits um ein Viertel geringer ausfällt. Der Südosten schließt sich mit etwas über 600 km an, während der Südwesten die geringsten Längen aufzuweisen hat. Bezogen auf die Gesamtlängen fällt der Südwesten mit 525 km fast um die Hälfte hinter dem Nordosten der gegenüberliegenden Seite zurück.

Die Variationsbreite hinsichtlich der Flussbettdichten bzw. Taldichten (Abbildung 103) ist bezogen auf die fluvialen Systeme 4. Ordnung eher gering und findet sich zwischen 0,46 km^{-1} (Nordosten) und 0,6 km^{-1} (Nordwesten) wieder. Mit 0,49 km^{-1} liegt der Südosten knapp über dem Wert des NE-Quadranten. Die Flächen der Einzugsgebiete schwanken zwischen 200 km^2 (Nordwesten) und 480 km^2 (Südosten). Der Nordosten erreicht etwa eine Fläche von 400 km^2.

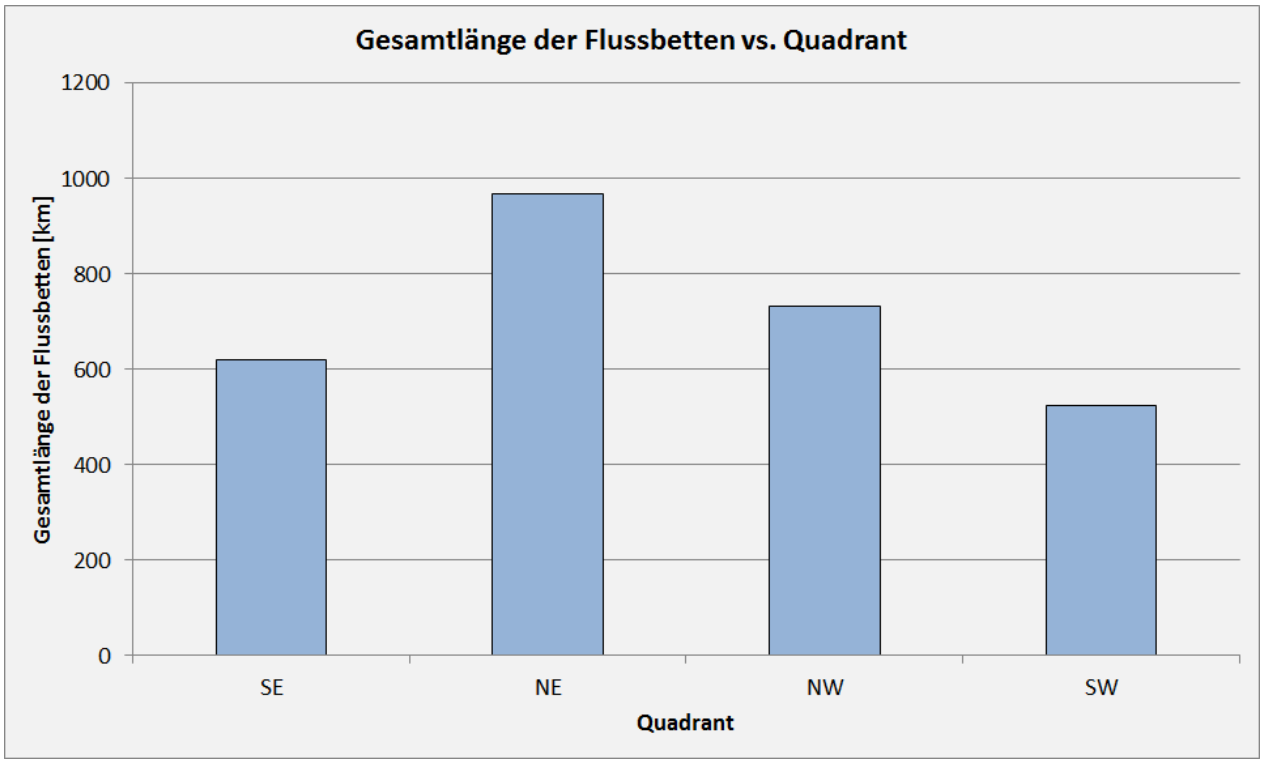


Abb. 102: Gesamtlänge der Flussbetten der jeweiligen Quadranten.

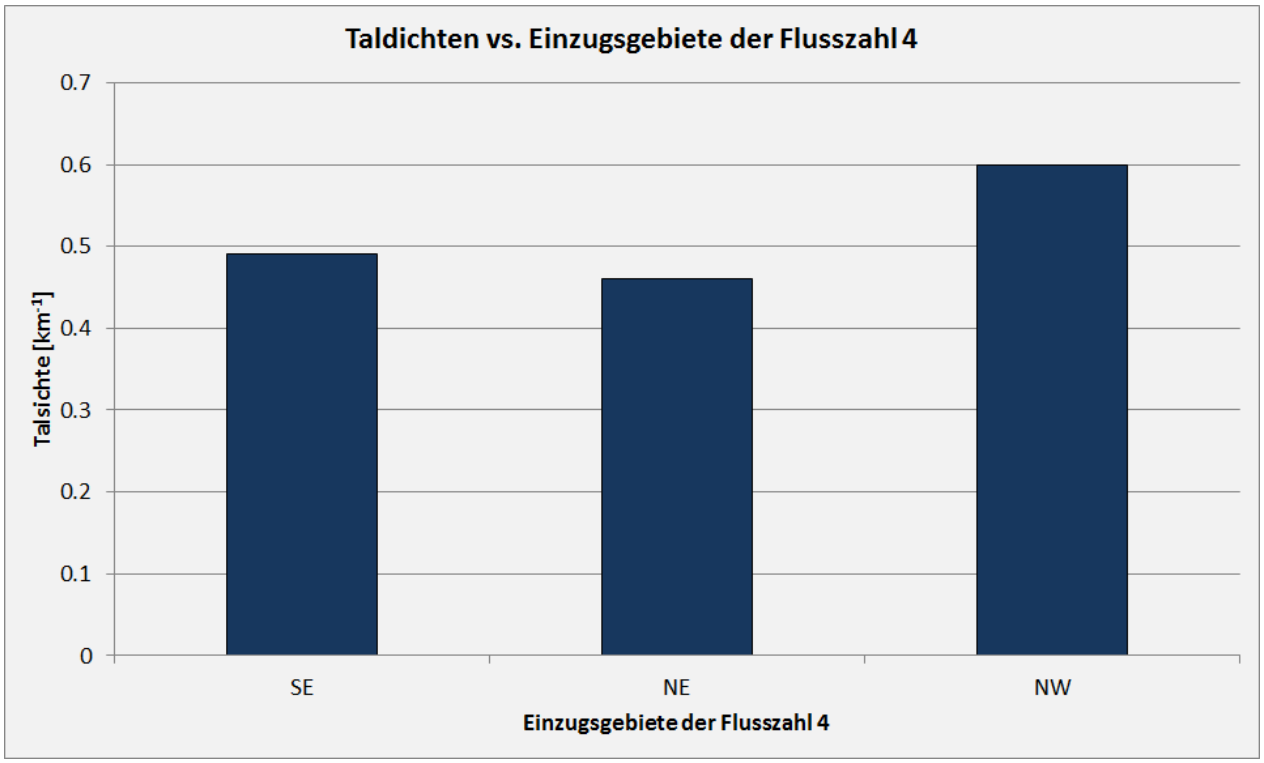


Abb. 103: Taldichten der größten fluvialen Systeme mit der Flusszahl 4.

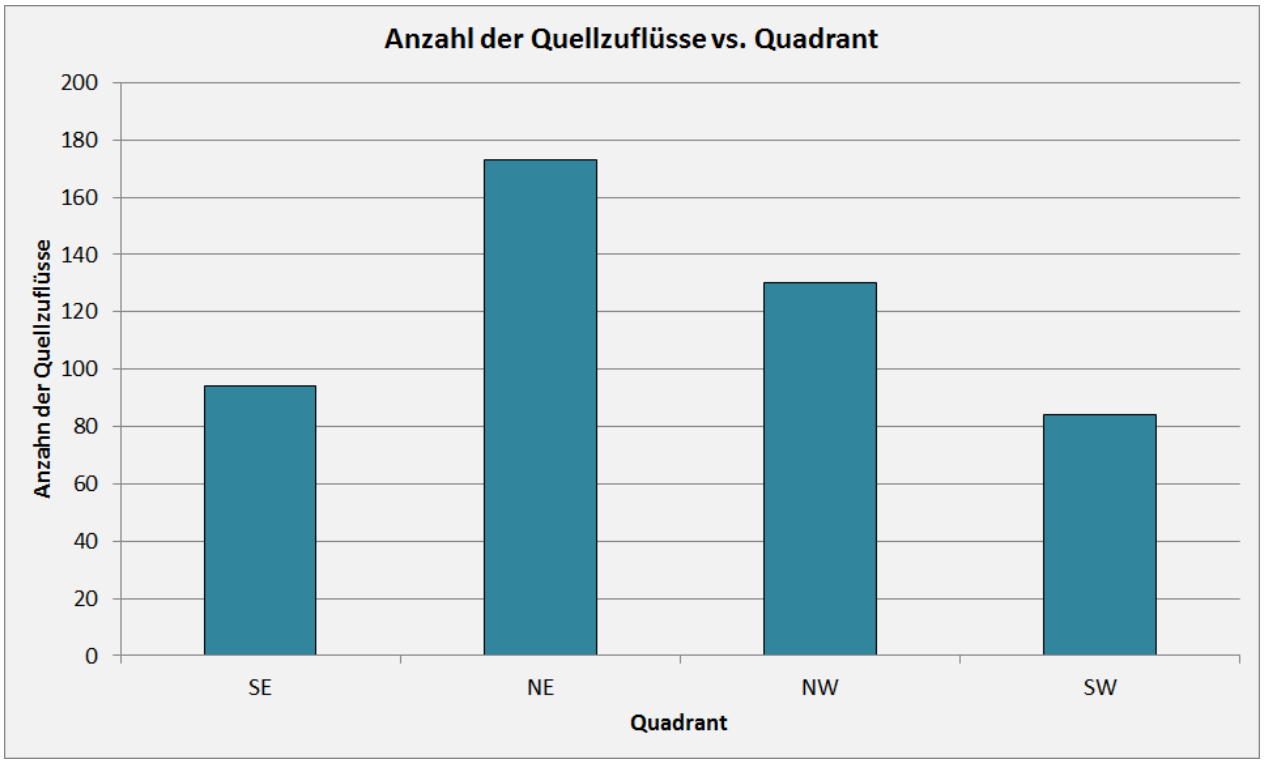


Abb. 104: Anzahl der Quellzuflüsse im entsprechenden Quadranten.

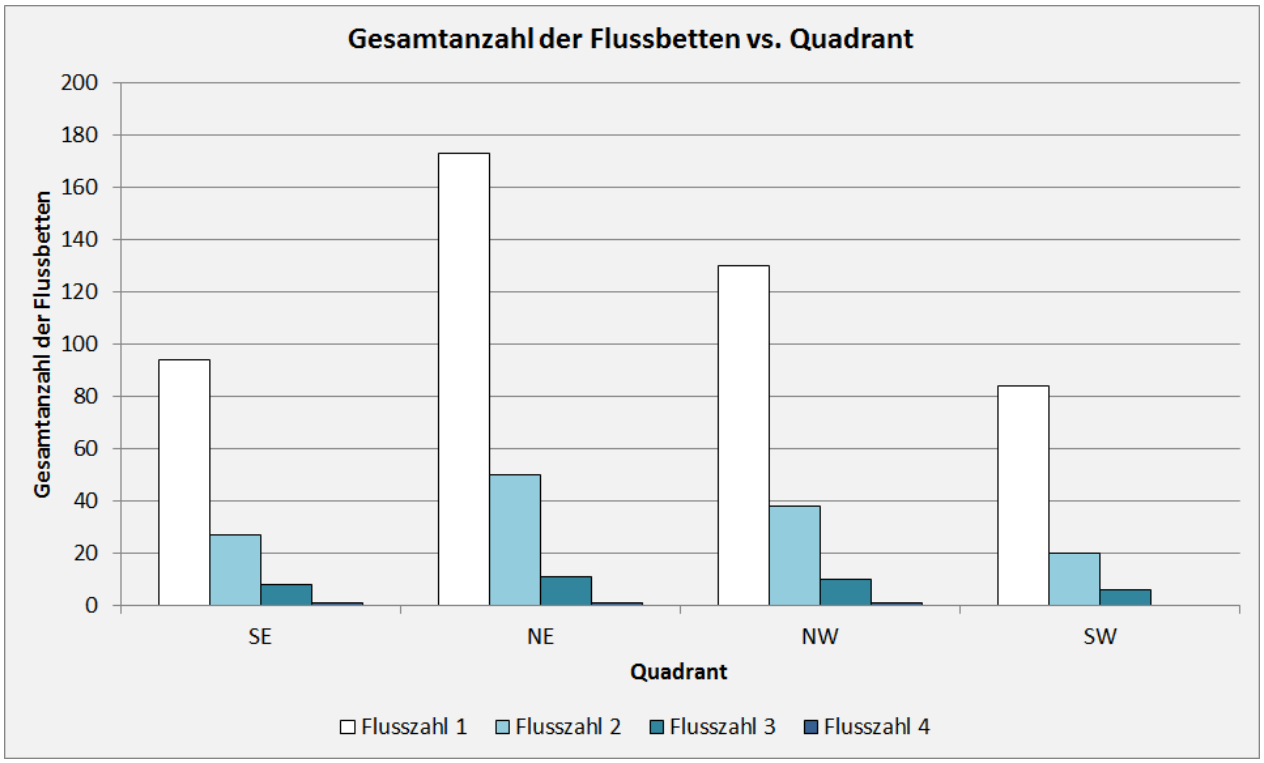


Abb. 105: Gesamtanzahl der Flussbetten im jeweiligen Quadranten, aufgeschlüsselt nach Flusszahlen.

Insgesamt ließen sich am gesamten Kraterinnenrand Bakhuysens 481 Quellabschnitte identifizieren (Abbildung 104). Diese zeigen eine große Variation in absoluten Zahlen hinsichtlich ihres Auftretens in den jeweiligen Quadranten. Mit 173 Quellzuflüssen stellt der Nordosten zahlenmäßig das Gebiet mit den meisten Quellabschnitten dar; 36 % aller Quellen entspringen in diesem Gebiet. Es folgt der Nordwesten mit 130 Quellzuflüssen. 63 % aller Quellen konzentrieren sich somit bereits auf den nördlichen Halbkreis des Kraters Bakhuysen. Die restlichen Quellabschnitte verteilen sich demnach auf den südlichen Halbkreis des Kraterinnenrandes. Davon entfallen 94 bestimmte Quelläste auf den Südosten. Mit 84 folgt schließlich der Südwesten.

Aufgeschlüsselt nach dem Strahler'schen Ordnungssystem reichen die Werte von 1 bis 4 (Abbildung 105). Drei dendritische Systeme ließen die Zuordnung mit der Flusszahl 4 zu. Diese verteilen sich mit jeweils einem Vertreter auf den Südosten, Nordosten und Nordwesten. Lediglich der Südwesten zeigt kein System dieser Ordnung; dort liegt die höchste Flusszahl bei 3. Die Gesamtzahl der Quellabschnitte (Flusszahl 1) wurde bereits genannt. Nach ihrem Muster verteilen sich ebenso die Abschnitte der Flusszahl 2 und 3. Davon entfallen die meisten mit 50 Abschnitten auf den Nordosten. Es schließt sich mit 38 der Nordwesten an. Zusammen nimmt der nördliche Halbkreis des Kraterinnenrandes fast zwei Drittel aller Abschnitte der Flusszahl 2 ein. Mit 27 Segmenten folgt der Südosten, schließlich der Südwesten. Bei den Abschnitten der Flusszahl 3 fallen die Unterschiede nicht mehr allzu hoch aus. Es lassen sich 11 dendritische Systeme im Nordosten definieren. Mit einem weniger folgt der Nordwesten. Der Südosten besitzt 8, der Südwesten lediglich 6 Segmente 3. Ordnung.

Auf die Verteilung der Gesamtlängen wurde bereits eingegangen. Unterteilt in die einzelnen Strahler-Abschnitte ergibt sich folgendes, bereits bekanntes Muster (Abbildung 106). Die Quellabschnitte (Flusszahl 1) nehmen im Nordosten über 600 km Gesamtlänge ein. Mit 450 km folgt der Nordwesten. Etwas mehr als 400 km besitzt der Südosten, etwas weniger als 400 km der Südwesten. Ebenso lässt sich dieses Muster wiederum für die Gesamtlängen der Abschnitte der Flusszahlen 2 und 3 erkennen. Für die Flusszahl 2 schwanken die Beträge zwischen 255 km (Nordosten) und 105 km (Südwesten), für die 3 fluktuieren die Werte von knapp 100 km (Nordosten) und 35 km (Südwesten). Den längsten Abschnitt der Flusszahl 4 liegt dagegen im großen dendritischen System des SE-Quadranten mit etwa 12 km. Der geringste Wert lässt sich mit 3 km Länge auf den Nordwesten beziehen.

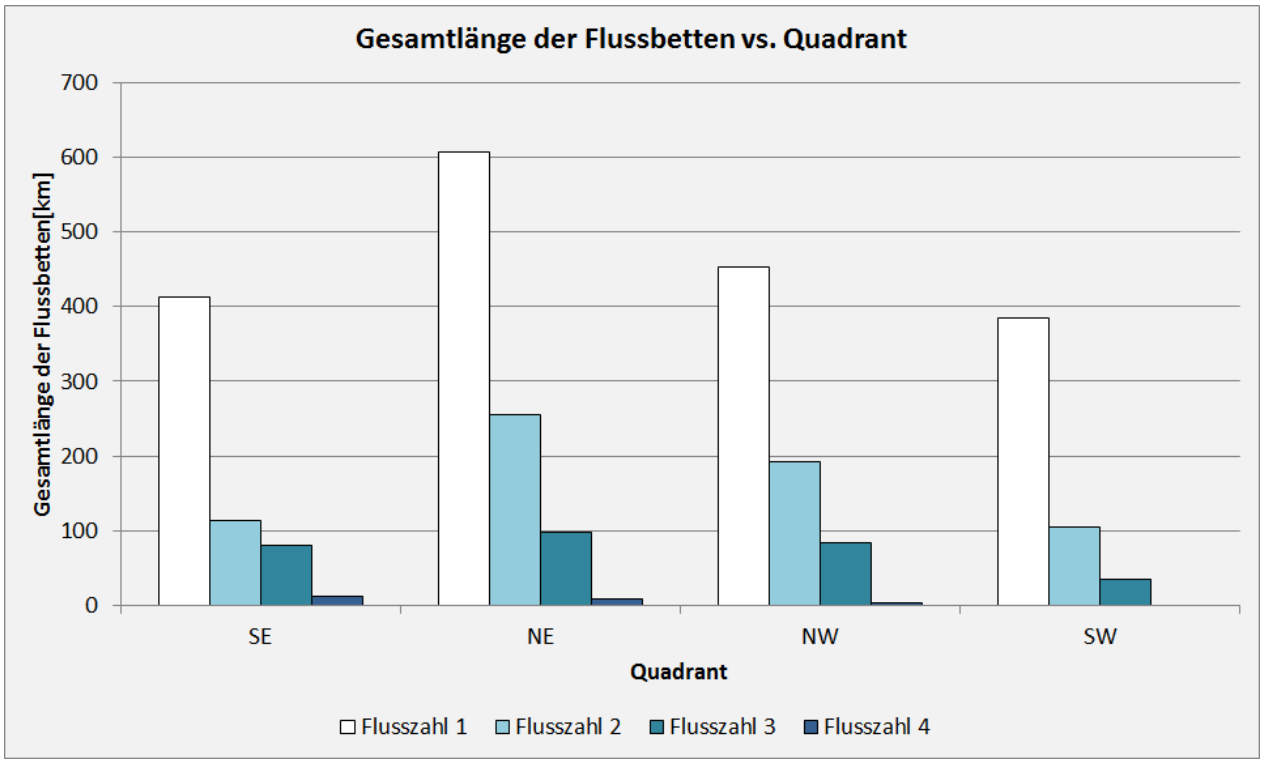


Abb. 106: Gesamtlänge der Flussbetten im jeweiligen Quadranten, aufgeschlüsselt nach Flusszahlen.

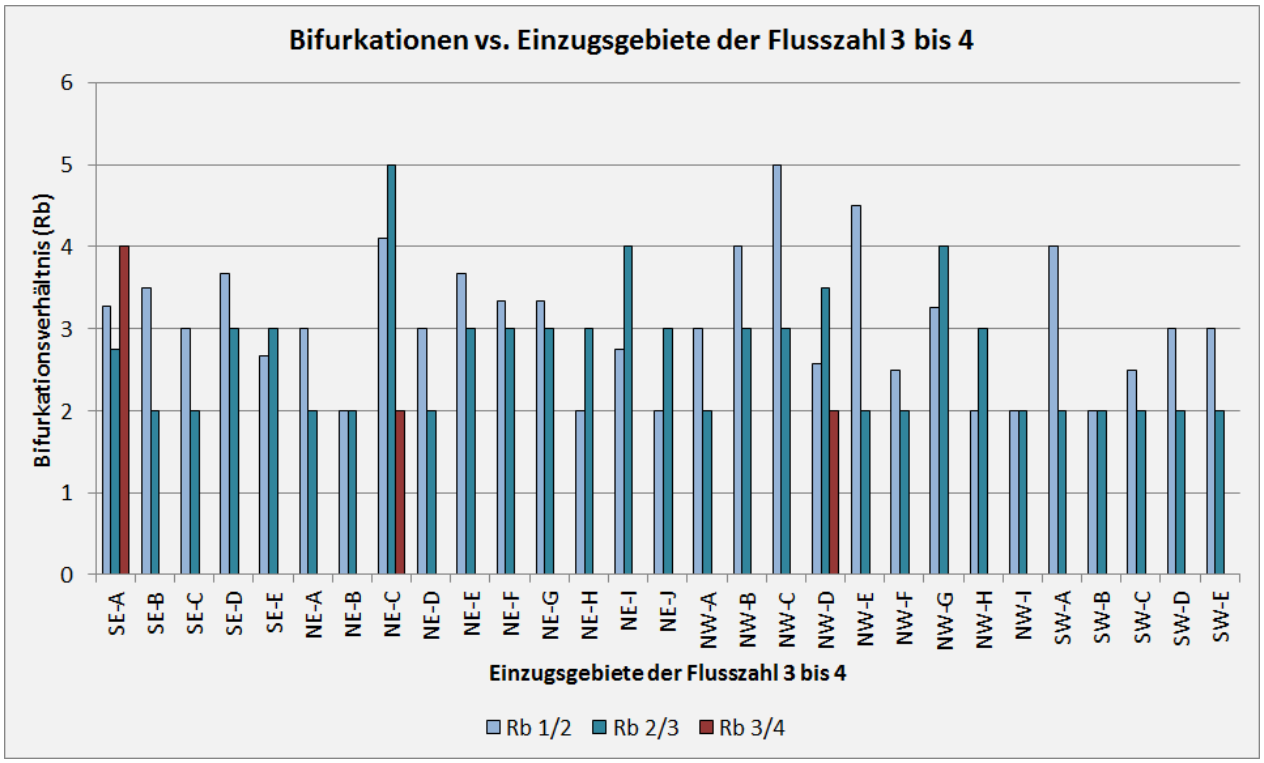


Abb. 107: Bifurkationsverhältnisse der mittelgroßen bis größten fluvialen Systeme der Flusszahlen 3 bis 4.

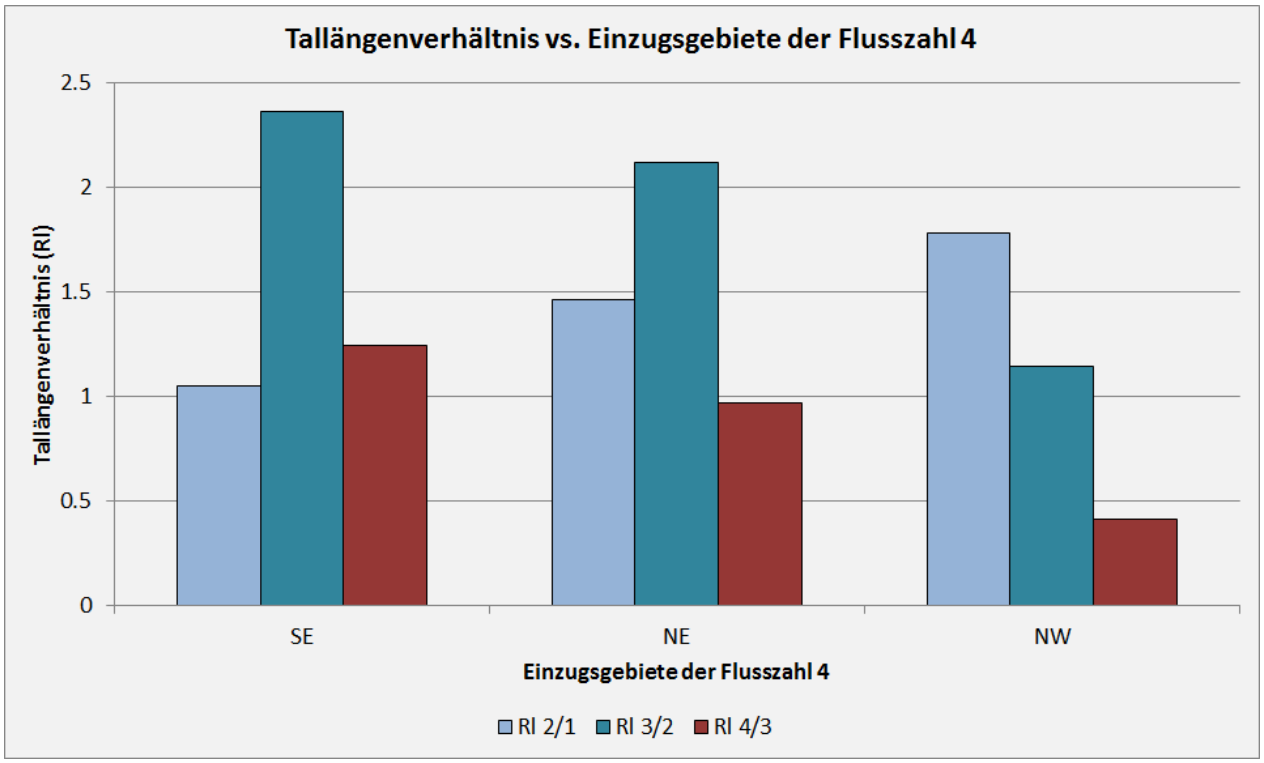


Abb. 108: Tallängenverhältnisse der größten fluvialen Systeme der Flusszahlen 4.

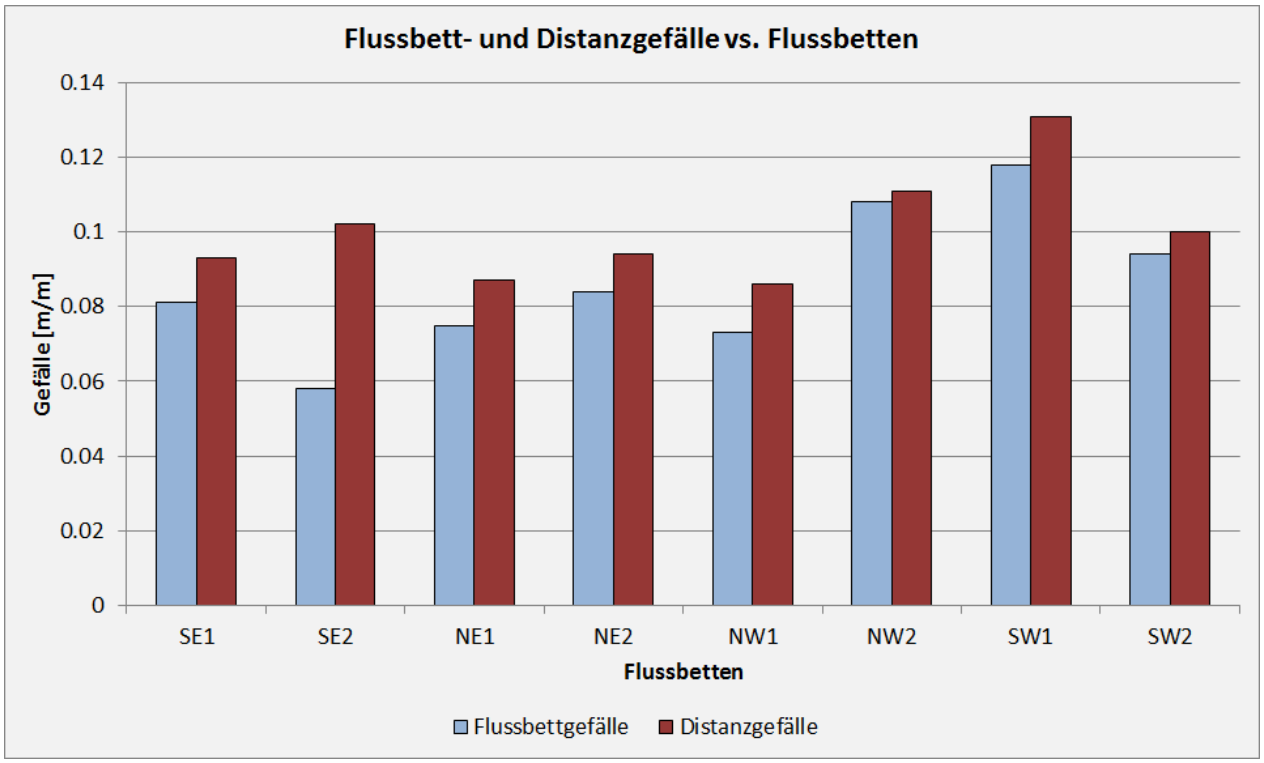


Abb. 109: Flussbett- und Distanzgefälle für jeweils zwei repräsentative Systeme pro Quadrant.

Die Bifurkationsverhältnisse in Abbildung 107 sind für Trockenbetten der Flusszahl 3 und 4 festgehalten. Wie zu erkennen, liegen die Bifurkationen (R_b 1/2) für alle Trockenbetten der Flusszahl 3 zwischen 2 und 4 in allen Quadranten. Lediglich der Nordwestteil zeigt mit 4,5 und 5 einige Ausreißer hinein in höhere Werte. Für R_b 2/3 nimmt die Schwankungsweite im Allgemeinen ab; die Werte für R_b 2/3 liegen hier zwischen 2 und 3. Lediglich im Nordosten und Nordwesten können sie lokal bis 4 ansteigen. Bei der Untersuchung nach dem Bifurkationsverhältnis zeigen die drei großen dendritischen Systeme der Flusszahl 4 folgende Charakteristik: Für R_b 1/2 liegen die Werte ebenfalls zwischen 2,57 im Nordwesten, gehen über auf 3,27 im Südosten und erreichen ihren Maximalwert von 4,1 im Nordosten. Die Bifurkationen R_b 2/3 schwanken zwischen 2,75 im Südosten und 5 im Nordosten. Der Nordwesten nimmt mit 3,5 eine Zwischenstellung ein. Für R_b 3/4 schlägt die Amplitude von 2 für die beiden Systeme den Norden, bis 4 im Südosten aus.

Für die Tallängenverhältnisse werden in Abbildung 108 die großen dendritischen Systeme der 4. Strahler-Ordnung herangezogen. Die Werte für R_l 2/1 fluktuieren zwischen etwa 1 im Südosten und 1,78 im Nordwesten. Mit nahezu 1,5 nimmt das fluviale System im NE-Quadranten eine Zwischenstellung ein. R_l 3/2 verteilt sich mit 1,14 auf den Nordwesten und 2,12 auf den Nordosten. Den höchsten Wert nimmt der Südwesten ein, der bei 2,36 liegt. R_l 4/3 zeigt tiefere Werte, welche sich zwischen 0,41 (Nordwesten) und 1,24 (Südosten) bewegen.

Der Verlauf ausgewählter Profillinien der Trockenbetten wurde bereits dargelegt. Abbildung 109 setzt ferner ihre Flussbettgradienten in Bezug zu ihrem Distanzgefälle. Ausgewählt wurden für jeden Quadranten jeweils zwei repräsentative dendritische Systeme. Das Gefälle der Flussbetten schwankt zwischen Werten von fast 0,058 (Südosten) und 0,118 (Südwesten). Im Allgemeinen nehmen sie Werte um den Wert 0,086 ein. Davon verteilen sich die Werte mit den höchsten Beträgen vor allem auf den westlichen Halbkreis des Kraterinnenrandes (SW- und NW-Quadrant), während der östliche Halbkreis (SE- und NE-Quadrant) im Vergleich oftmals bis auf die Hälfte reduzierte Werte aufweist. Diejenigen Werte für das Distanzgefälle liegen hingegen zwischen 0,086 (Nordwesten) und 0,131 (Südwesten). Durchschnittlich werden Werte von 0,1 erreicht.

Abbildung 110 gibt auf gleiche Weise die Flussbettlängen an und wird in Bezug gesetzt zur überwundenen Fließdistanz. Wieder lässt sich eine Zweiteilung in der Ausprägung der

Flussbettlängen erkennen. Die geringsten Längen werden überwiegend im westlichen Halbkreis erreicht. Dort schwanken die Flussbettlängen zwischen 17 km und 26 km, die größten Ausdehnungen erreichen demnach im östlichen Halbkreis des Kraterinnenrandes und schwanken zwischen 28 km und 35 km. Bezogen auf die Durchschnittslängen übertreffen die aufgeschlüsselten mit 32 km die östlichen Durchschnittslängen um 12 km. Die Distanzlängen liegen zum Teil oft nicht einmal 1 km bis 2 km hinter den zugehörigen Flussbettlängen zurück. Vor allem im westlichen Halbkreis lässt sich das beobachten. Im östlichen Halbkreis liegen diese 3 km bis 5 km, im Einzelfall sogar bis über 10 km (Südosten) hinter denselben.

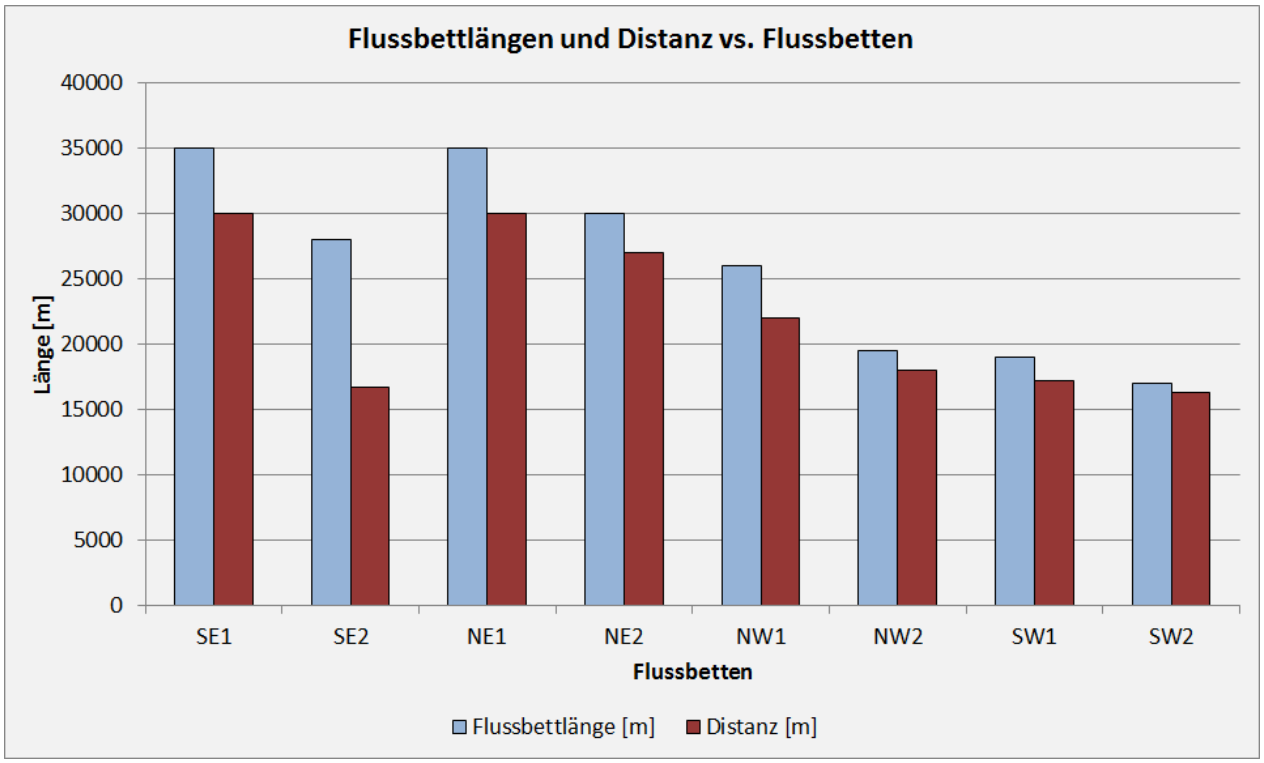


Abb. 110: Flussbettlängen zu ihrer jeweiligen Distanz für jeweils zwei repräsentative Systeme pro Quadrant.

Wie aus Abbildung 111 ersichtlich, liegen die Sinuositäten im Großen und Ganzen zwischen 1 und 1,2 für fast alle betrachteten Trockenbettabschnitt. Sinuositäten sind somit für die fluvialen Systeme in Bakhuysen gering, Mäander in aller Regel nicht ausgebildet. Allein im Südosten lässt sich mit nahezu 1,7 eine deutliche Sinuosität feststellen, die auf ein Mäandrieren des Systems hindeutet.

Das proportionale Verhältnis der längsten Flussbettlängen zu der Fläche ihres jeweiligen Einzugsgebietes wird in Abbildung 112 durch den Hack-Exponenten verdeutlicht. Die liegen für die komplexesten dendritischen Systeme der Flusszahl 4 zwischen 0,58 (Südosten), 0,59 (Nordosten) und 0,6 (Nordwesten). Die Werte für konkrete Berechnungen liegen bei 0,52, 0,53 und 0,54.

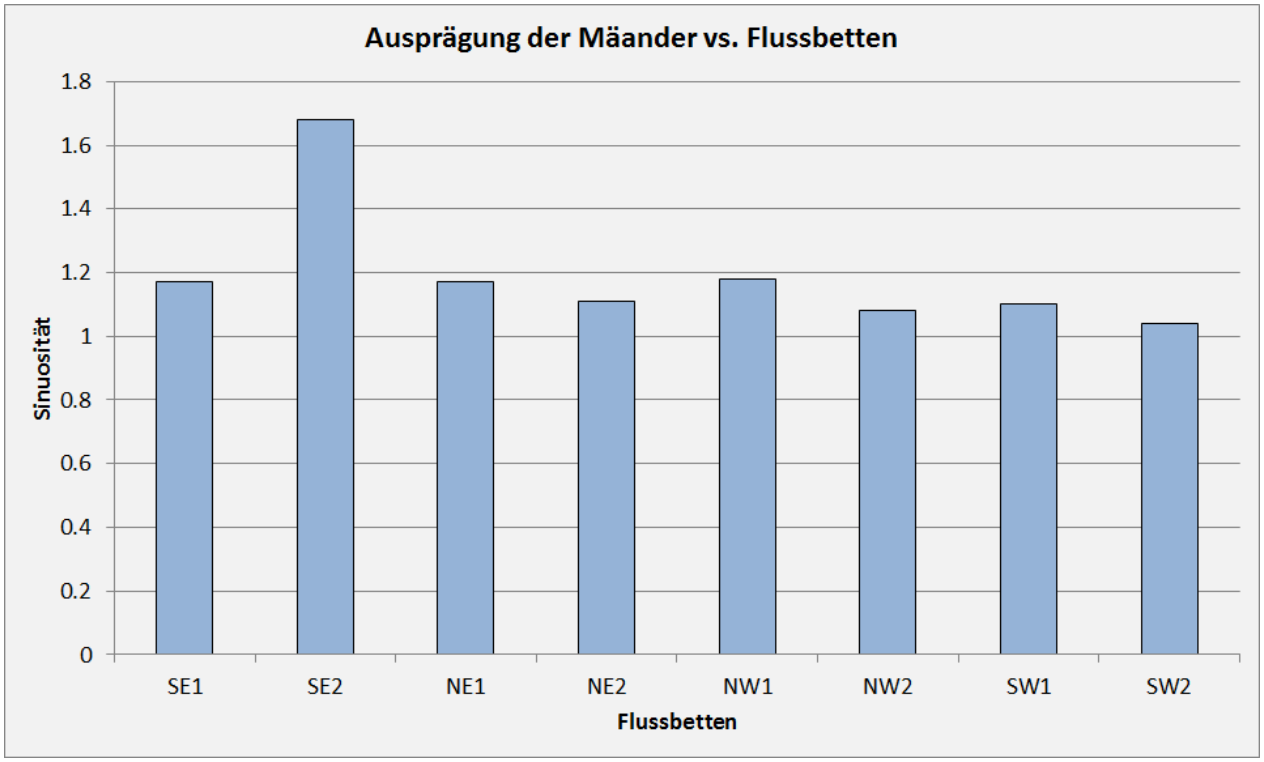


Abb. 111: Sinuositäten für jeweils zwei repräsentative Systeme pro Quadrant.

Die Durchflussraten könnten für die großen Einzugsgebiete (Flusszahl 4) bestimmt werden (Abbildung 113). Auch hier wurden, wie bereits bei Newton, Durchflussraten der Hochwasserereignisse und mittlere Durchflussraten abgeschätzt. Für die Hochwasserevents konnten Werte zwischen 200 $m^3 s^{-1}$ (NW- und SE-Quadrant) und 290 $m^3 s^{-1}$ (NE-Quadrant) ermittelt werden. Für den mittleren Durchfluss liegen die Faktoren um das 9- bis 10-fache tiefer. Es ergeben sich Werte von etwa 20 $m^3 s^{-1}$ (NW und SE) bis 30 $m^3 s^{-1}$ (NE).

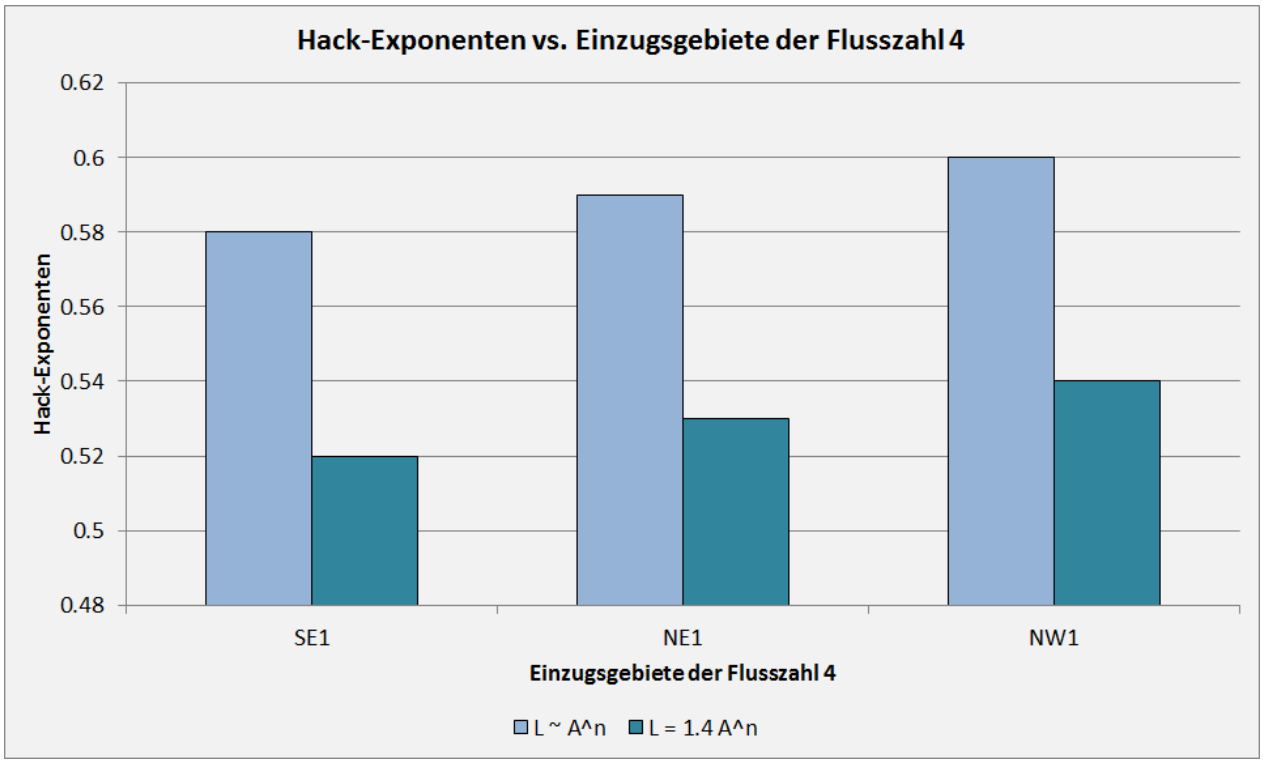


Abb. 112: Hack-Exponenten der jeweils größten fluvialen Systeme der Flusszahl 4.

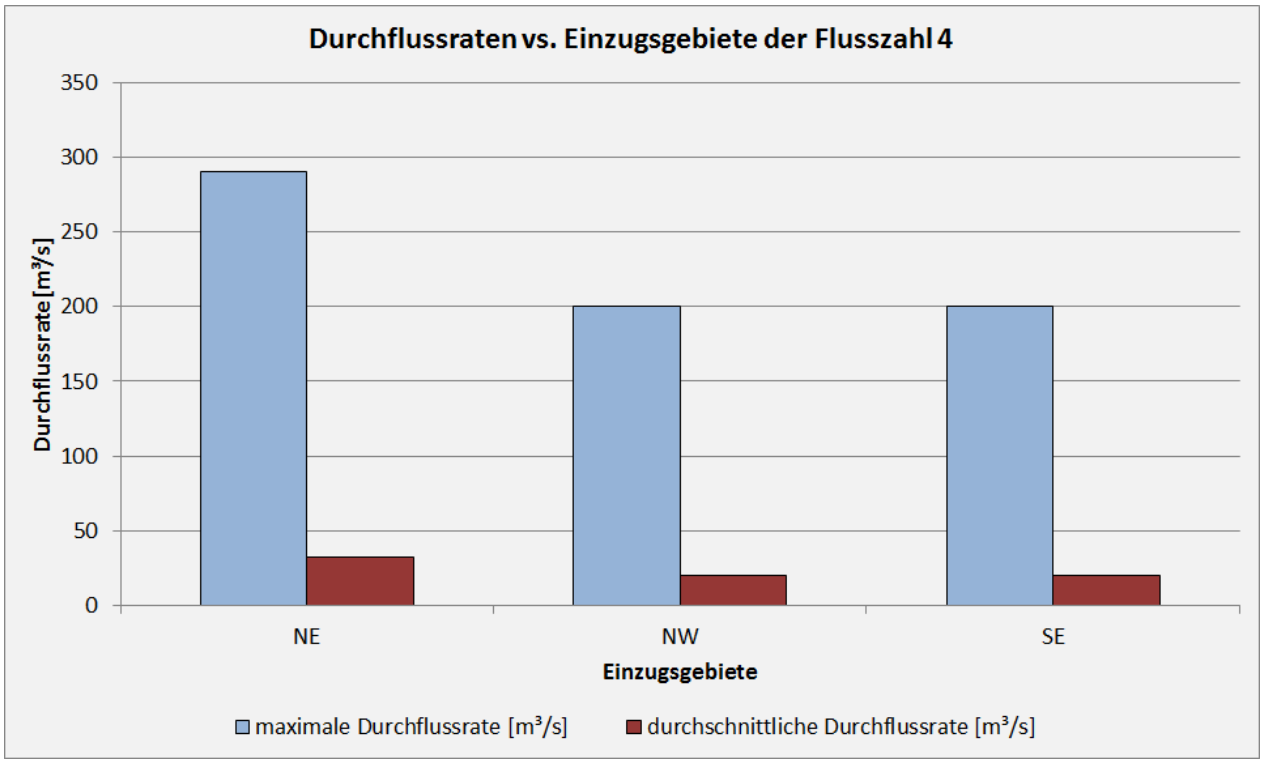


Abb. 113: Durchflussraten der jeweils größten fluvialen Systeme der Flusszahl 4.

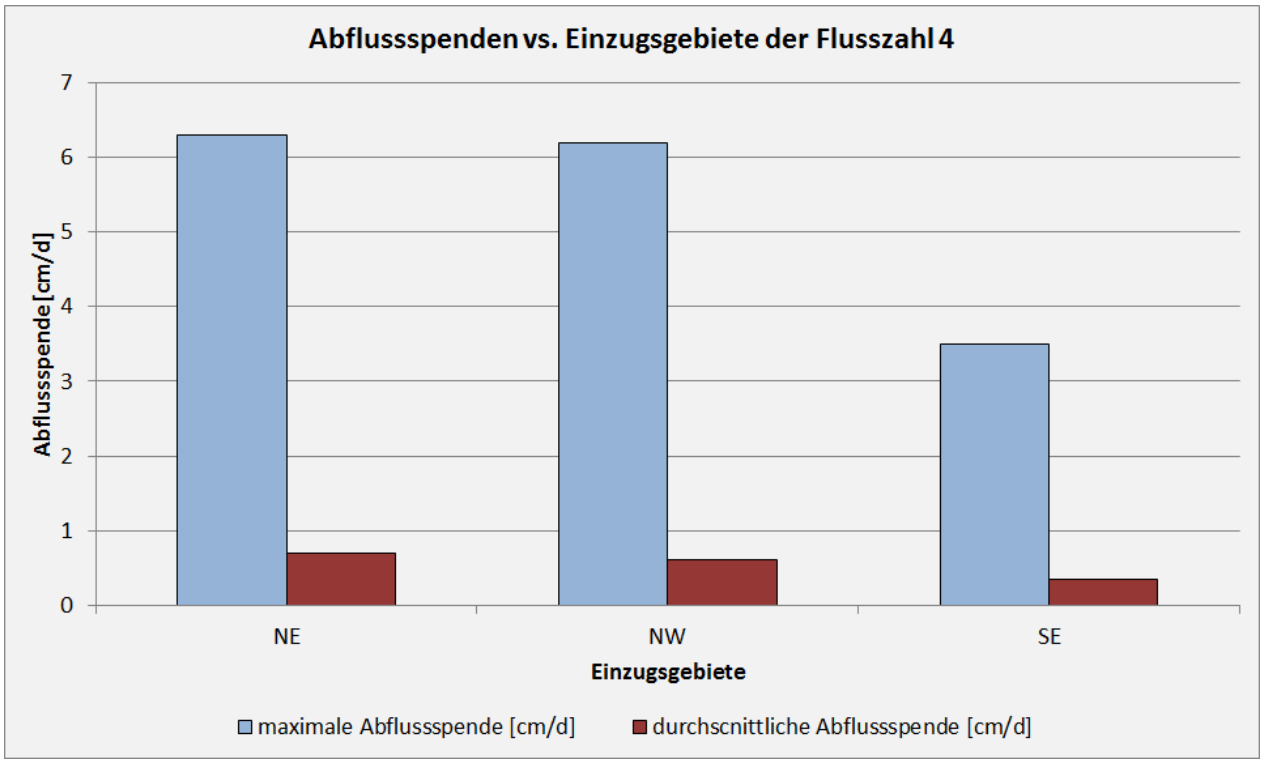


Abb. 114: Abflussspenden der jeweils größten fluvialen Systeme der Flusszahl 4.

Die Abflussspenden sind in Abbildung 114 abgebildet, in der sich eine Zweiteilung in der Höhe der Abflussspenden zeigt. Für die fluvialen Systeme der Flusszahl 4 ergeben sich Abflussspenden in Spitzenzeiten (Hochwasser) zwischen 3,5 cm d^{-1} (SE) und etwas mehr als 6 cm d^{-1} (NE und NW).

Um das 9- bis 10-fache geringere Werte konnten für die durchschnittlichen Abflussspenden ermittelt werden; diese liegen in der Größenordnung von 0.35 cm d^{-1} im SE-Quadranten und zwischen 0,61 cm d^{-1} und 0,69 cm d^{-1} jeweils für den NW- und den NE-Quadranten. Damit befinden sich die Abflussspenden für die Hochwasserereignisse im einstelligen Zentimeterbereich. Die Größenordnung für die mittlere Abflussspende liegt eine Dimension tiefer im einstelligen Millimeterbereich.

Tabelle 3 fasst die verschiedenen Messungen und statistischen Berechnungen für den Bakhuysen-Krater noch einmal im Überblick zusammen.

Tabelle 3: Fluvialstatistische Erfassung der 4 Quadranten des Bakhuysen-Kraters

Variable	SE	NE	NW	SW
höchste ermittelte Flusszahl nach Strahler	4	4	4	3
Taldichte des größten fluvialen System [km^{-1}]	0,49	0,46	0,6	-
Gesamtanzahl der Flussbetten	130	235	179	110
Gesamtlänge der Flussbetten [km]	619	968	731	524
Durchschnittliche Flussbettlänge [km]	7,8	6,5	5	5,2
Schwankungsweite der Bifurkationsverhältnisse	2 bis 4	2 bis 5	2 bis 5	2 bis 4
Tallängenverhältnis der Systeme der Flusszahl 4	1,1 bis 2,4	1 bis 2,1	0,4 bis 1,8	-
Sinuosität	1,2 bis 1,7	1,1 bis 1,2	1,1 bis 1,2	1 bis 1,1
Hack-Exponent der Systeme der Flusszahl 4	0,58	0,59	0,6	-
maximale Durchflussrate [$m^3 s^{-1}$]	200	290	200	-
mittlere Durchflussrate [$m^3 s^{-1}$]	20	32	20	-
maximale Abflussspende [$cm d^{-1}$]	3,5	6,3	6,2	-
mittlere Abflussspende [$cm d^{-1}$]	0,35	0,69	0,61	-

11 Diskussion

Während im Kapitel 7 und 9 die ausführliche Darstellung der fluvialmorphologischen Strukturen der Einzugsgebiete der Krater Newton und Bakhuysen erfolgte, wurde in den Kapiteln 8 und 10 ihre fluvialstatistische Erfassung präsentiert. In diesem Kapitel soll darauf nun vergleichend und wertend Bezug genommen werden. Dabei sollen die Krater Newton und Bakhuysen zueinander und zu Arbeiten und Ergebnissen anderer Autoren in Referenz gesetzt werden. Ziel ist es anhand der beobachteten Strukturen und (statistischen) Ausprägungen geologisch-geomorphologische, hydrologische und klimatische Prozesse sowie funktionale Beziehungen abzuleiten, die zu ihren gegenwärtigen Oberflächeneigenschaften geführt haben. Dabei soll an gegebener Stelle ebenso auf terrestrische Analogien eingegangen sein, die für das Verständnis von fluvialen Prozessabläufen herangezogen wurden, um gewonnene Ergebnisse und abgeleitete Annahmen und Einsichten zu unterstützen oder gegebenenfalls auszuschließen. Für diese Zwecke eignen sich terrestrische Analogien besonders, da diese oftmals durch bereits längere wissenschaftliche Beschäftigung und vor allem Vorortmessungen in der Regel weitaus besser erforscht sind als die „nur“ aus der Ferne (Marsorbit) untersuchten morphologischen Strukturen des Mars.

11.1 Herleitung von Entstehungsmodellen aus den fluvialen Strukturen der Krater Newton und Bakhuysen

In diesem Abschnitt folgen den in den Kratern Newton und Bakhuysen gemachten geologisch-geomorphologischen Beobachtungen (Kapitel 7 und 9) und ihren statistischen Ausprägungen (Kapitel 8 und 10) verschiedene Entstehungsmodelle, die zur Entwicklung der fluvialen Strukturen beider Krater in Frage kommen. Da allgemein Flusssysteme stark an das (vor-)herrschende Klima gekoppelt sind und äußerst empfindlich an Schwankungen und Änderungen desselben reagieren, sollten auch Rückschlüsse auf die damals herrschenden klimatischen Rahmenbedingungen möglich sein, die für die Genese der beobachteten fluvialen Strukturen verantwortlich gemacht werden können.

Gemein ist, wie gezeigt, beiden Kraterinnenrändern eine starke Zerschneidung der Oberfläche, die nur mit einstiger fluvialer Aktivität erklärt werden kann. Aufgrund der unterschiedlichen

Größe der beiden Krater (Newton 300 km Durchmesser; Bakhuysen 150 km Durchmesser) ergeben sich aber naturgemäß Unterschiede in der Größenordnung der Ausprägung ihrer fluvialen Formen. So liegt die Gesamtlänge der Trockenbetten im Newton-Krater bei nahezu 5.400 km, wovon sich 2.350 km am nördlichen bis östlichen Kraterinnenrand konzentrieren (EG-A bis EG-E). Bakhuysen hingegen besitzt etwa 2.850 km aufsummierte Trockenbettlängen. Das heißt, dass über 80 % aller Trockenbetten Bakhuysens leicht im nordöstlichen Kraterinnenrand Newtons Platz fänden. Daraus ergeben sich als Folge reduzierte Größen der Einzugsgebiete in Bakhuysen, die um eine Dimension geringer ausfallen als diejenigen im Newton-Krater. Während die größten Einzugsgebiete in Newton Ausdehnungen um 4.000 km² erreichen können, sind die größten im Bakhuysen-Krater nur etwa 400 km² groß. Im Hinblick auf die Flusszahlen, Durchflussraten etc. wird darauf noch genauer an entsprechender Stelle einzugehen sein. Aber nicht nur hinsichtlich der ermittelten Trockenbettlängen und Einzugsgebietsgrößen lassen sich Unterschiede zwischen beiden Kratern feststellen, sondern ebenso in der räumlichen Differenzierung ihres Auftretens. Die Hauptkonzentration findet sich am Kraterinnenrand Newtons vor allem am nördlichen bis östlichen Kraterrand, während der Westen, Süden und Südosten fluvial gar nicht oder nur schwach entwickelt ist. Diesem Bild entspricht Bakhuysen nur insofern, dass sein nordwestlicher bis östlicher Kraterinnenrand ebenfalls eine stärkere fluviale Prägung erfuhr, wenngleich diese Unterschiede im Hinblick auf die verbleibenden südlichen Bereiche nur sehr gering ausfallen. Abbildung 102 zeigt jedoch diesen leichten Trend. Im Ganzen jedoch weist Bakhuysen eine recht gleichmäßige fluviale Prägung seiner Kraterinnenränder auf. Das muss nicht unbedingt auf eine gänzlich andere fluviale Genese hinweisen, zumindest aber auf Variationen eines übergeordneten genetischen Musters gleicher oder ähnlicher Umweltbedingungen zwischen den beiden Kratern. Aufgrund der Tatsache, dass sich der Newton- sowie der Bakhuysen-Krater in jeweils fluvial eher schwach entwickelten Regionen befinden, beide aber fluvial stark geprägt worden sind, muss von einem erheblichen Einfluss ihrer Topographie auf das übergeordnete Klima ausgegangen werden. Bei der Untersuchung beider Krater zeigte sich, dass auf relativ geringere Horizontaldistanzen von z. T. nur einigen zehn Kilometern die Topographie um mehrere Kilometer aufgrund der steilen Kraterinnenwände zunimmt. Aus dem sich ergebenen hohen Energiegefälle würde bei angemessenen Einstrahlungsbedingungen und lokalen Feuchtegehalt der Luft sowie dem entsprechenden Windfeld ein orographischer Effekt resultieren, der mit Staubewölkung und folgendem Niederschlag verbunden wäre, welcher bei ähnlichen Voraussetzungen an

orographischen Hindernissen auf der Erde (z. B. Gebirge) zu beobachten ist. Aus dieser Konsequenz heraus ergäben sich analoge Bedingungen ebenfalls auf dem Mars. Newton und Bakhuysen wirkten in diesem Fall jeweils als Klimafaktoren, die sich jeweils ihr eigenes Geländeklima generierten. Solche Überlegungen wurden bereits in einigen Publikationen aufgegriffen [z. B. *Ansan und Mangold*, 2006; *Scanlon et al.*, 2013], um die Entwicklung untersuchter Talsysteme zu erklären. So zeigen z. B. *Scanlon et al.* [2013] auf der Basis analytischer sowie globaler Klima- und Zirkulationsmodelle unter verschiedenen Luftdrücken (bei 500 mbar und 1 bar) u. a. in den Regionen Terra Cimmeria, Warrego Valles, dass mit Zunahme der Höhe der orographische Effekt stark zunimmt und die Niederschläge außerdem in direkter Abhängigkeit mit dem jeweiligen regionalen Windfeld stehen. Auf induktivem Wege ergäbe sich daraus eine analoge Situation in den Kratern Newton und Bakhuysen. Zwei mögliche Entwicklungsszenarien lassen sich postulieren: einerseits durch Niederschläge in Form von Regen und folgenden Oberflächenabfluss, andererseits durch Schneefall, seiner (sukzessiven) Akkumulation in Form von Schnee und Eis über längere Zeiträume und späteren Schmelzwasserabfluss in wärmeren Perioden durch Schnee- und Eisschmelze.

11.1.1 Orographischer Effekt – Oberflächenabfluss durch Regen

Dieses Modell wird durch einen thermodynamischen Effekt bedingt, welches vor allem den Kondensationsprozess betont, der sich einstellt, wenn Luftmassen an einem Hindernis (hier der Kraterrand), gehoben werden, sodass dieselben zur Abkühlung gebracht werden. Die Abflussursache durch Regen mit anschließendem Oberflächenabfluss soll mit Hilfe von Abbildung 115 erläutert werden. Gezeigt wird ein regionales Zirkulationsmodell, das am Beispiel Newtons erläutert werden soll: Aufgrund der Tatsache, dass der nordöstliche Kraterinnenrand Newtons eine Konzentration von dendritischen Systemen zeigt, müsste nach diesen Überlegungen eine Hauptwindrichtung existiert haben, die aus südwestlicher Richtung immer wieder Luftpakete bzw. Luftmassen dem nordöstlichen Kraterrand zuführte. Bei Annäherung an diesen bleibt ihnen aus räumlichen Gründen nichts anderes übrig, als nach oben hin auszuweichen. Dieses Ausweichen ist zwangsläufig mit adiabatischer Abkühlung dieser Luftmasse bei fortschreitender Hebung verbunden; allerdings bleiben Quantifizierungen des Abkühlungseffekts ebenso wie die der Luftdruckabnahme mit der Höhe unbekannt, da die frühe

Marsatmosphäre nicht bekannt ist und somit Berechnungen ausbleiben müssen. Beim Eintreten des Sättigungsdampfdruckes wird das Kondensationsniveau erreicht, was zur Bildung von Staubewölkung führt. Da bereits Luftsättigung erreicht ist, würde bei fortdauernder Hebung mit entsprechenden Lufttemperaturen die nicht mehr zu haltende Feuchte als Niederschlag in Form von Regen ausfallen.

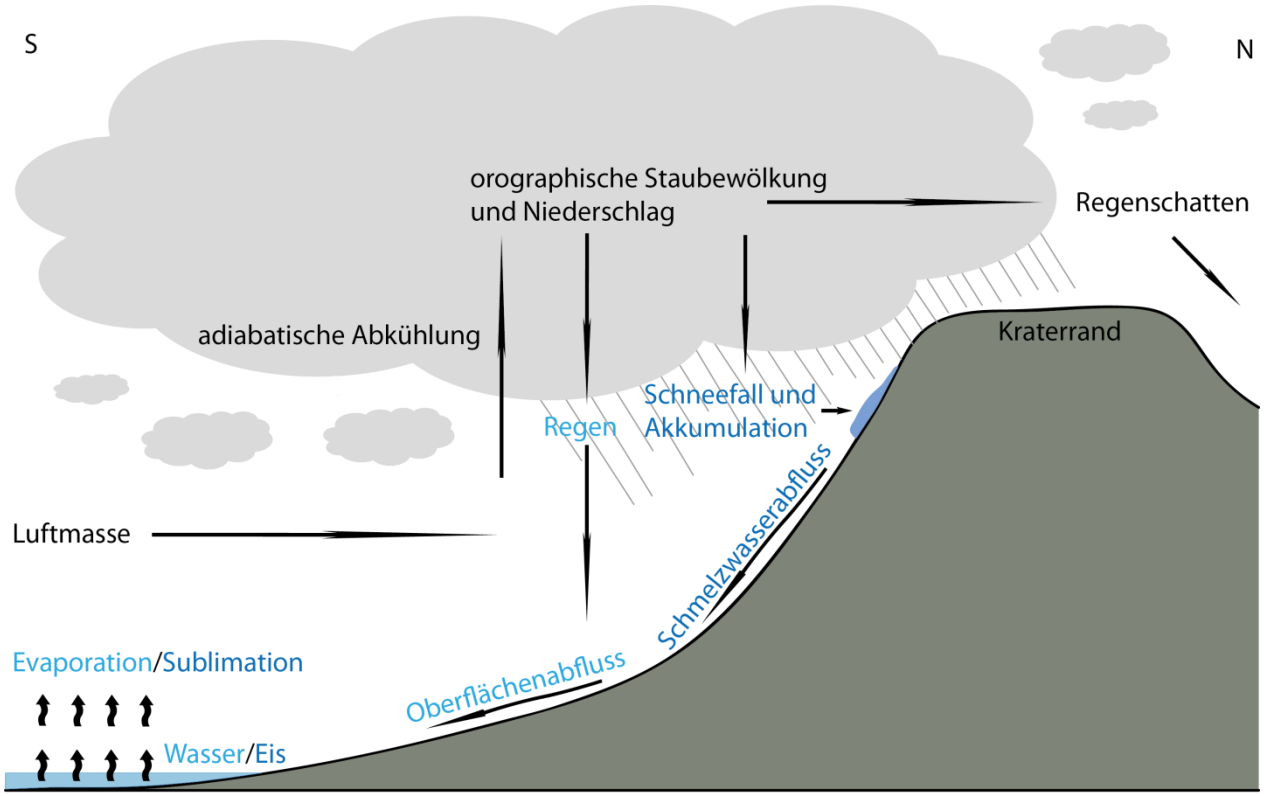


Abb. 115: Dargestellt ist die Ursache des Abflussgeschehens an Kraterrändern als Folge eines thermodynamischen Zirkulationssystems. Aufgrund der hohen Reliefenergie des inneren Kraterrandes kommt es zu orographischem Luftmassenstau. Die Luftmasse wird mit Wasserdampf aus einem Kratersee versorgt. Bei entsprechendem Windfeld gegen den inneren Kraterrand wird das mit Feuchtigkeit erfüllte Luftpaket zum Aufstieg gezwungen, wobei es abkühlt, kondensiert, anschließend als Regen direkt in den Oberflächenabfluss übergeht und dem Kratersee somit erneut zugeführt wird. Durch Splash- und Luftkisseneffekt (siehe Text) wird die Infiltration unterdrückt. Bei Schneefall hingegen würde es zu einem Akkumulieren desselben kommen. Bei Wiederholungen dieses Prozesses würden über längere Zeiträume Schnee- und Eismassen angehäuft werden, die in wärmeren Perioden zum Abschmelzen gebracht würden. Durch Permafrost wird ein Infiltrieren in den Untergrund verhindert.

Am nordöstlichen Kraterinnenrand Newtons würde es zusätzlich bei ausreichenden Mengen Wasserdampfs in der Atmosphäre zu längeren Kondensationsprozessen und damit erhöhten Regenmengen kommen, da sein nordöstlicher Kraterinnenrand sich um einige hundert Meter höher erstreckt als sein übriger Kraterrand. Trifft der Niederschlag als Regen die Oberfläche des Kraterinnenrandes, so käme es zum Direktabfluss an der Oberfläche, der, dem Gefälle folgend, sich dem Boden des Newton-Kraters nähert, diesen erreicht und bei ausreichenden Wassermengen einen stagnierenden Wasserkörper bildet. Dieser wiederum stünde durch seine Evaporationsfunktion als Wasserdampflieferant für erneute, sich nähernde und bereits mit Feuchtigkeit beladende Luftmassen zur Verfügung. Der Kreislauf wäre geschlossen und ließe sich so wiederholen. Dass solche Seen auch in größerem Umfang und weiträumiger Verteilung vor 3 Ga auf dem Mars bestanden haben, zeigen z. B. *Fassett und Head* [2008a], *Cabrol und Grin* [2010] und *Grant et al.* [2011]. Die Wahrscheinlichkeit für die einstige Existenz solcher stagnierenden Wasserkörper im Newton-Krater (oder kleineren Becken (EG-C)), zeigen *Parsons et al.* [2013]. Auch sie gehen von der Möglichkeit eines solchen Wasserkörpers aus. Allerdings befindet sich dieser am westlichen Kraterinnenrand Newtons und wird durch das Überlaufen eines Kratersees erklärt (Abbildung 55). Nach ihren Ergebnissen lässt sich eine Durchflussrate zwischen 200 $m^3 s^{-1}$ und 250 $m^3 s^{-1}$ abschätzen, die ihrer ermittelten Abflussspende von 1 cm d^{-1} bis 10 cm d^{-1} für ein Einzugsgebiet von etwa 300 km^2 entsprechen. Bei den in dieser Arbeit ermittelten Durchflussraten der Einzugsgebiete des Nordostrandes, deren Flächengrößen im Vergleich zu denen *Parsons et al.* [2013] um eine ganze Dimension höher liegen, wurden bei Hochwasserführung über 3.500 $m^3 s^{-1}$ Newton zuführt, das etwa der 17-fachen Menge von *Parsons et al.* [2013] für ihr Untersuchungsgebiet am Newton-Westrand entspricht. Daher ist davon auszugehen, dass es im Mündungsbereich der großen Vorfluter, die vom nordöstlichen Kraterinnenrand in den Newton-Krater verlaufen, ebenfalls zur Ausbildung solch eines (und viel größeren) Wasserkörpers kam. Das Mündungsbecken im Nordosten des Kraterbodens würde so (zumindest kurzfristig) einen See gebildet haben, der sich aber immer wieder durch spätere „Zufluss-Ereignisse“ neu bildet. Das Fehlen von eindeutigen Schüttungskörpern lässt ebenfalls auf einen sich wiederholenden Prozess schließen; durch Schwankungen des Wasserkörpers werden sie immer wieder erodiert und/oder zugedeckt. Würde Regen als die Ursache für die enormen Mengen an abfließenden Wassermassen angenommen werden, so muss von wolkenbruchartigem, ephemeren Intensivregen ausgegangen werden, was aus ariden und semiariden Regionen der Erde bekannt ist und dessen Dauer oft nur wenige Minuten anhält,

allerdings auch 30 bis 40 Minuten erreichen kann [*Blümel*, 2013]. Die Folge ist bei solchen Ereignissen ein heftiger Oberflächenabfluss, verbunden mit intensiven Abspülungs- und Umlagerungsprozessen des Regoliths. Als Ursache dafür gilt die rasche Verschlämmung und damit Versiegelung der obersten Regolithschicht bei vorhandenen Substrataggregaten der Ton- und Siltfraktion mit einsetzendem Regen. Es konnte selbst auf Substraten, die vorwiegend der Sand- und Kiesfraktion angehören und dem Marsregolith noch eher entsprechen, durch diesen Splash-Effekt eine schnelle Versiegelung der Oberfläche festgestellt werden [*Blümel et al.*, 2009]. Aber vor allem der extrem hohe Benetzungswiderstand der Poren im Regolith durch die sich dort befindende eingeschlossene Luft verhindert nahezu vollständig ein Infiltrieren des Regens in den Untergrund [*Blümel*, 2013]. Die Wassermassen fließen so, wie auf einem Luftkissen, ab. Auf der Erde können bei solchen Starkregenevents bereits bis zu 80 % des Jahresniederschlages erreicht werden [*Evenari*, 1985]. Eine Verschlämmung tritt dabei schon bei 1 mm Niederschlag auf [*Evenari*, 1985]. Während solcher Events wurde ein Oberflächenabfluss in der Sahara bereits bei 5 mm bis 10 mm beobachtet, in anderen Wüstengebieten sind jedoch auch nur 0,5 mm min^{-1} von Nöten [*Blümel*, 2013]. Beide Prozesse, aber vor allem der genannte Luftkisseneffekt, würden so auch im Newton-Krater fast zur Gänze eine Infiltration in den Untergrund verhindert haben, was durch die starken Höhengradienten, also dem steilen Gefälle der Kraterinnenränder, zusätzlich unterstützt wäre. Im Allgemeinen resultiert daraus, dass bei diesen Vorgängen vor allem ein episodischer Abfluss generiert wäre, der große Wassermassen in den Newton-Krater entließ. Die Trockenbetten wären so in Regenphasen aktiviert und würden in Zeiten ohne Niederschläge trockenliegen.

11.1.2 Orographischer Effekt – Oberflächenabfluss durch Schmelzwässer

Der Oberflächenabfluss durch Schmelzwässer soll wieder am Beispiel des Newton-Kraters erklärt werden. Betrachtet man sich noch einmal das orographische Zirkulationsmodell der Abbildung 115, so würde nach dem Schneefall die Akkumulation desselben in den Hochlagen des Kraterinnenrandes Newtons erfolgen. Da für gewöhnlich nicht so hohe Mengen an Schnee geliefert werden, wie es Regenmengen aufgrund der höheren Lufttemperaturen in gleichen Zeiträumen vermögen, ist von einer sukzessiven Ablagerung von Schnee über längere Zeiträume hinweg auszugehen. Kurze Schneeakkumulationsphasen sind in diesem Modell denkbar, aber

nicht mit den untersuchten Trockenbetten in Einklang zu bringen, da geringmächtige Schneedecken schnell wegschmelzen und höchstens, wie *Williams et al.* [2009] zeigen, Erosionsrinnen bilden, aber keine Talsysteme generieren können.

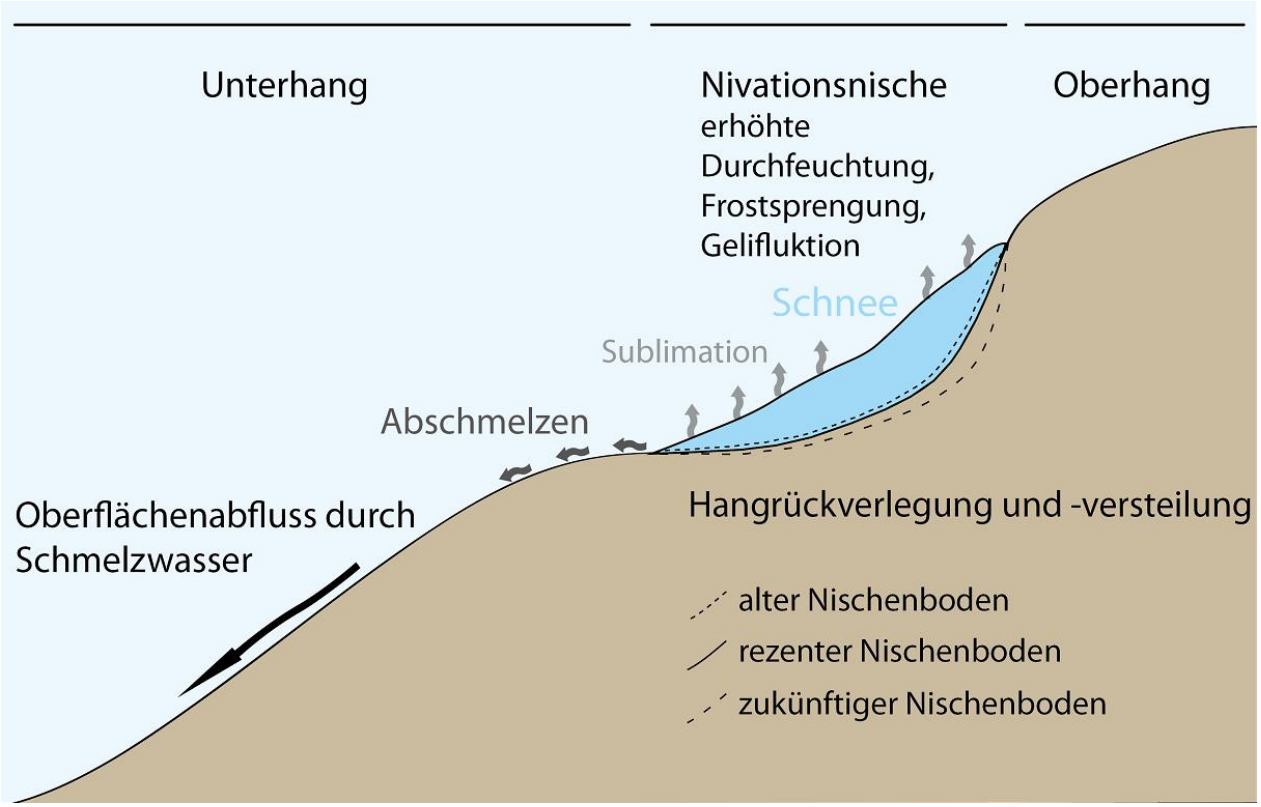


Abb. 116: Profil durch eine Nivationsnische. Aufgeteilt ist dieser Profilabschnitt in einen Ober-, Mittel- und Unterhang. Im Laufe der Zeit kommt es durch Windanwehungen und verminderter Abschmelzmöglichkeit zur Anhäufung von Schnee- und Eisfeldern, die aus einer Kombination aus Frostsprengung, Gelifluktion und Ausspülung in wärmeren Perioden zur Vergrößerung der Nivationsnischen führen, in denen schließlich größere Mengen an nachfolgenden Schnee- und Eismassen ihre Platz finden. Dieser wiederkehrende Prozess bedeutet zunächst eine positive Rückkopplung des Systems. Unterbrochen wird dieser Ablauf durch die Rückverlegung der Oberhänge, die zunächst steiler, schließlich aber in flachere Formen übergehen und Kryoplanationsterrassen bilden können, in denen weniger Schnee zur Ablagerung gebracht wird.

In den Quellregionen müsste es demnach zur Anhäufung von Schnee und Eis gekommen sein, die als Lieferanten für Schmelzwässer herhalten. Aufgrund der Tatsache, dass sich die Quellgebiete in aller Regel nicht bis an die topographischen Hauptwasserscheiden hinaufverfolgen lassen (weder bei Newton, noch bei Bakhuysen) und teilweise bis über 10 km zwischen dem Einsetzen

der Trockenbetten und ihrer Hauptwasserscheide liegen, können diese kilometerbreiten Zonenabschnitte durchaus für Akkumulationsgebiete von Schnee und Eis sprechen. Wirft man einen Blick zum Nordostrand Newtons in die Quellregionen von EG-B, EG-D und EG-E, so zeigt sich, dass die Trockenbetten in oftmals von fluvialen Strukturen freien, hochgelegenen Flächen entspringen (Abbildung 15). EG-C zeigt dahingehend eine Besonderheit insofern, dass in die nördliche Hauptwasserscheide der Plateaukante halbbogenförmige Nischen hineingearbeitet wurden, an deren Fuß die ersten Quelläste entspringen. Von Nischenoberkante zum tiefsten Punkt erreichen dieselben eine Tiefe von bis zu etwa 285 m, meist aber werden Tiefen von 200 m nicht überschritten. Diese Morphologie erinnert an durch Nivation (also durch abschmelzende Schneerücklagen) gestaltete Hohlformen, die durch perennierende, temporäre Schneefelder erosiv ausgestaltet wurden (Abbildungen 32 und 33). Ihre Entstehungsursache verdeutlicht modellhaft Abbildung 116. Nivationsnischen sind außerdem Ergebnis der Frostwirksamkeit (Kongelifraktion) und der Gelifluktion, also der frostgebundenen Solifluktion [z. B. *Zepp*, 2011]. Im Lauf der Zeit kommt es während der Auftauperioden an der Schwarz-Weiß-Grenze (Grenze Schnee/Gestein) zu Hangrückverlegungen durch erhöhte Rutschungen und Abspülungen als Folge der stärkeren Durchfeuchtung der oberen Boden- bzw. Regolithschicht, was zu einer Vergrößerung des Volumens dieser Nischen führt. Das ist wiederum mit einer Erhöhung ihrer Aufnahmekapazität für Schnee verbunden. Diese positive Rückkopplung schwenkt jedoch in eine negative Rückkopplung um, da die Hangrückverlegung mit einem Abflachen der Hänge verbunden ist; das wäre eine Erklärung dafür, dass einige Nischen flacher erscheinen als andere. Wieviel Schnee in ihnen in exakten Mengen akkumuliert worden ist und in welchen Zeiträumen dies geschah, kann nicht rekonstruiert werden. Einzig die potentielle Maximalhöhe ist bekannt, da diese Größe die maximale Tiefe der Nischen nicht überschreiten kann.

11.2 Klimatische Rahmenbedingungen zur Entstehung der fluvialen Strukturen an den Kraterrändern von Newton und Bakhuysen

Für die fluviale Morphogenese der untersuchten Kraterränder und ihrer zugrunde gelegten Modellierungen (siehe Kapitel 11.1), die zur Erklärung ihrer beobachteten Strukturen herangezogen wurden, muss von jeweils unterschiedlichen klimatischen Rahmenbedingungen

ausgegangen werden. Niederschlag in Form von Regen setzt mindestens ein warmgemäßigtes Klima voraus (monatliche Durchschnittstemperaturen liegen zwischen -3 °C und 18 °C [*Schönwiese*, 2013]). Dafür sind klimatische Bedingungen notwendig, die sich von denen der heutigen hyperariden Kältewüste stark unterscheiden. Zum einen ist eine dichtere Atmosphäre erforderlich, die einen geschlossenen atmosphärischen Wasserkreislauf ermöglicht, in welcher sämtliche Phasenübergänge des Wassers ermöglicht werden und in der die Verdunstung des Wassers und das Auskondensieren des Wasserdampfes die bestimmenden hydrologischen Prozesse sind. Zum anderen erhöht eine dichtere Atmosphäre zusätzlich den Luftdruck, sodass Wasser auch innerhalb seiner flüssigen Phase an der Oberfläche in Form von stehenden Gewässern (z. B. Seen und Meere) stabil bleiben kann. Weiterhin müssen auch in großer Höhe (Quellgebiete oftmals bei über 3.000 m) die atmosphärischen Bedingungen Regenfälle zulassen. Eine erhebliche Konvektion von Wasserdampf und das Auskondensieren zu Wolken und heftigen Stauniederschlägen, hervorgerufen durch die Orographie, benötigen dafür eine weitaus dichtere Atmosphäre als die heutige. Zugleich sind solare Einstrahlungsbedingungen notwendig, die als externe Hauptenergiezuvor diese Prozesse steuern. Geht man von Schneefall als Haupt- oder alleinige Niederschlagsart aus, so sind Temperaturen notwendig, die typisch für kaltklimatische Periglazialräume sind. Allerdings müssen für die Prozesse des Abschmelzens der akkumulierten Schnee- und Eisflächen Zeitfenster von mindestens kurzfristigen Perioden existieren, die es vermögen, erhebliche Mengen an Schnee und Eis zu schmelzen, um Schmelzwässer zu mobilisieren. Dafür ist auch für die frühen Epochen des Mars keine allzu dichte Atmosphäre, wie sie etwa für ein wärmeres Regenklima benötigt würde, notwendig, um Voraussetzungen für Schmelzwasserabfluss zu schaffen. Der Faktor Zeit könnte die intensiven, wolkenbruchartigen Stauniederschläge in Form von Regen dahingehend „korrigieren“, dass die Zeiträume zwischen Ablagerung von Schnee und Eis größer sind und sich so erhebliche Mengen an festem Niederschlag absetzen könnten, bevor es in wärmeren Perioden zum Abschmelzen und Abflussvorgang käme. Dem kurzfristigen Intensivniederschlag in Form von Regen und sofortigem Abfluss mit durchaus möglichen langen Pausen der fluvialen Inaktivität würde ein langfristiges Ablagerungsmodell unter kaltklimatischen Bedingungen entgegengesetzt werden, dessen Abflussdauer der Schmelzwässer allerdings bei entsprechenden klimatischen Wärmebedingungen sowie der jeweiligen Schnee- und Eismächtigkeit langanhaltender sein können als kurze aber intensive Platzregen. Kurze Schneefallphasen sind für dieses Modell unbrauchbar, da ein Mindestmaß an Abfluss gewährleistet sein muss, um die Trockenbetten

ebenso wie ganze Talzüge generieren zu können. Für ein Eingrenzen dieser Überlegungen hinsichtlich der klimatischen Rahmenbedingungen, unter der die fluviale Formung der Kraterinnenränder von Newton und Bakhuysen ablief, werden im folgenden Kapitel (siehe Kapitel 11.3) die Messungen und statistischen Zusammenhänge dieser Arbeit (aus den Kapiteln 8 und 10) und der Studien anderer Autoren eingeordnet. Ihre jeweiligen Ausprägungsmerkmale ebenso wie ihre Lage in einem Referenzsystem durch Ergebnisse anderer Autoren können wichtige Hinweise auf die Erosionsvorgänge sowie das damals entsprechende Klima geben.

11.3 Fluvialstatistische Auswertung der Krater Newton und Bakhuysen

Als Folge der Größenunterschiede beider Krater und den damit einhergehenden Einzugsgebietsgrößen erreichen einige fluviale Systeme Newtons einen höheren Komplexitätsgrad, was sich lokal in etwas höheren Flusszahlen der Ordnung 5 in EG-A und EG-B äußert als es bei Bakhuysen der Fall ist (Abbildungen 62 und 105). Dort liegen die höchsten Flusszahlen um eine Dimension tiefer bei 4. Da das Strahler‘sche Ordnungsprinzip dem Integrationsgrad eines dendritischen Systems entspricht, dem der Faktor Zeit übergeordnet ist, erstreckte sich die Entwicklung der fluvialen Systeme, zumindest am Nordostrand Newtons, wohl über längere Zeiträume als im Bakhuysen-Krater. Die Systeme, die sich auf den übrigen Kraterinnenrand Newtons verteilen, sind viel schwächer entwickelt und weisen geringere Größen auf. In aller Regel liegen ihre Flusszahlen bei 1 oder 2, sehr selten lokal bei 3, aber nie höher. Ihr erreichter Entwicklungszustand ist wohlmöglich auf ein viel geringeres Wasserangebot zurückzuführen als in den großen Einzugsgebieten des Nordostens, was auch darin zum Ausdruck kommt, dass die Trockenbetten geringere Distanzen überwinden, als diejenigen im Nordostabschnitt; legen jene oftmals nur einige zehner Kilometer zurück, überbrücken diese oftmals ein Vielfaches dieser Distanzen bis weit über 100 km. Im Vergleich zum Newton-Krater ließen die um mindestens den Faktor 10 erniedrigten Flächengrößen der Einzugsgebiete des Kraters Bakhuysen bei Annahme gleicher umweltspezifischen Rahmenbedingungen eine Entwicklung über die Flusszahl 4 hinaus nicht zu. Seine repräsentativen „Hauptordnungen“ liegen darum vielmehr bei der Flusszahl 2 und 3 als bei 4 und 5 am Nordostrand Newtons. Im Vergleich mit Ergebnissen anderer Autoren bewegen sich die Werte für Newton leicht über, die für Bakhuysen etwas unter dem Mittelwert der Systeme mit den größten Flusszahlen auf dem

Mars. Die höchste Strahler-Ordnung wird mit 7 angegeben [*Hynek et al.*, 2010]. Allerdings handelt es sich dabei meist um ausgedehnte Regionen wie Libya Montes (über 550.000 km²) südlich von Isidis [*Erkeling et al.*, 2010] oder Warrego Valles (zwischen 10.500 km² und 14.250 km²) [*Ansan und Mangold*, 2006] (Abbildung 5), die Newton und Bakhuysen in ihrer Größe um ein Vielfaches übertreffen. *Hoke und Hynek* [2009] kommen immerhin noch auf Flusszahlen von 5 bis 6 für Einzugsgebiete mit einer Flächengröße von nahezu 22.200 km² bis fast 290.000 km², ebenso *Hynek und Phillips* [2003]. Während bei den letztgenannten die Flusszahl 6 sich auf ein Einzugsgebiet mit einer Größe von über 11.000 km² bezieht, schwanken diejenigen Abflusssysteme der Flusszahl 5 in Einzugsgebieten zwischen 3.500 km² bis 8.400 km² Flächenausdehnung und liegen somit in der Größenordnung der Einzugsgebiete EG-A und EG-B des Newton-Kraters, deren Flusszahl ebenfalls bei 5 liegt. Flusszahlen von 4 bis 5 werden bei *Ansan und Mangold* [2013] für ähnlich große Einzugsgebiete und Flussbettlängen erreicht. Es lässt sich ebenfalls aus diesen Arbeiten der Trend ableiten, dass mit sinkender Flächengröße der Einzugsgebiete auch die Flusszahlen abnehmen, was bereits weiter oben diskutiert wurde. Mit ihren Flusszahlen bis 5 kann für Newton ein hoher Integrationsgrad der Trockenbetten im Nordosten nachgewiesen werden. Sein übriger Kraterrand bleibt im Vergleich dazu weit zurück. Bakhuysen liegt in der Komplexität seiner Entwicklung etwa zwischen dem nordöstlichen und dem übrigen Kraterinnenrand Newtons.

Bei der Betrachtung der Flussbettdichten (bzw. Taldichten) zeigen sich im Vergleich zwischen Newton und Bakhuysen bereits auf den ersten Blick erhebliche Unterschiede (Abbildungen 59 und 103). Während diese in Newton für die größten Einzugsgebiete zwischen 0,05 km^{-1} und 0,32 km^{-1} schwanken, liegen dieselben für die drei größten dendritischen Systeme Bakhuysens zwischen 0,46 km^{-1} und 0,6 km^{-1} um einiges höher. Hinzu kommt eine große Schwankungsweite der Flussbettdichten bei Newton, während diejenige Bakhuysens eine viel geringere Amplitude zeigt. Auch in der räumlichen Verteilung werden Unterschiede sofort sichtbar. Das zeigt sich in einer Zweiteilung des Kraterinnenrandes von Newton: Während vor allem der nördliche Abschnitt des Newton-Kraters eine relativ hohe Dichte zeigt, fällt der südliche Kraterinnenrand mit seinen eher schwach ausgebildeten fluvialen Kleinsystemen weit hinter demselben zurück. In Bakhuysen sind die Flussbettdichten relativ gleichwertig um seinen gesamten Kraterinnenrand herum ausgeprägt. Da Flussbettdichten lediglich einen Relativbetrag darstellen zwischen den Gesamtlängen eines fluvialen Systems zur Fläche ihres jeweiligen Einzugsgebietes, lässt sich

nicht auf eine höhere fluviale Aktivität in absoluten Abflussmengen schließen, sondern lediglich auf relativ hohe für die jeweils betrachtete Fläche. Genauere Einblicke in die Dimension der berechneten Flussbettdichten lassen sich im Vergleich mit Werten aus den Arbeiten anderer Autoren schließen. Die geringste Taldichte wird bei *Erkeling et al.* [2010] für die Region Libya Montes mit einem Wert von 0,19 km^{-1} angegeben und besitzt somit eine Zwischenstellung bezogen auf die Werte Newtons. Allerdings erreicht der maximale Wert in der Libya-Region die Höhe von 0,57 km^{-1} und entspricht damit den Werten Bakhuysens. *Ansan und Mangold* [2006] kommen mit 0,53 km^{-1} auf ähnliche hohe Werte für das System Warrego Valles. Bei *Hoke und Hynek* [2009] und *Hoke et al.* [2011] schwanken die Werte zwischen 0,05 km^{-1} und 0,13 km^{-1} innerhalb relativ große Einzugsgebiete von einigen 10.000 km² bis fast 300.000 km². Damit liegen sie im unteren Bereich der Werte von Newton der Einzugsgebiete EG-A bis EG-E, während die Taldichten von *Ansan und Mangold* [2013] bei etwa gleich großen Einzugsgebieten denen Newtons ähneln. Sie schwanken zwischen 0,03 km^{-1} und 0,23 km^{-1}. Geringere Taldichten zeigt die Arbeit von *Hynek und Phillips* [2003]. Sie liegen dort zwischen 0,007 km^{-1} und 0,095 km^{-1}. Allerdings muss erwähnt werden, dass ihre Messwerte sich mit den Missionen Mars-Express und MRO und der besseren Bildauflösung vermutlich deutlich nach oben korrigieren würden. *Stepinski und Collier* [2004] untersuchten 28 Talsysteme. Ihre Ergebnisse liegen in einem leicht höheren Bereich als die von *Hynek und Phillips* [2003] zwischen 0,06 km^{-1} und 0,22 km^{-1} bei einem durchschnittlichen Wert von 0,1 km^{-1}. Sehr hohe Taldichten konnten von *Mangold et al.* [2004] auf dem Echus Plateau festgestellt werden. Mit 0,6 km^{-1} beginnen sie bei den höchsten Werten des Bakhuysen-Kraters und reichen bis 1 km^{-1}. Noch höhere Ausprägungen zeigt dieselbe Arbeit im Melas Chasma zwischen 1,1 km^{-1} und 1,5 km^{-1}. Solche Extremwerte von 1,5 km^{-1} werden auch an den Flanken von Alba Patera [*Gulick und Baker*, 1990] und sogar bis 2,3 km^{-1} [*Gulick und Baker*, 1987] an denen von Hecates Tholus erreicht. Im Vergleich dazu liegen die höchsten Taldichten des Mars allerdings nur, wenn überhaupt, knapp über den geringsten Ausprägungen terrestrischer Taldichten, die bis 30 km^{-1} reichen können [*Carr*, 1995]. Geringe terrestrische Werte, die in etwa denen Newtons und Bakhuysens entsprechen, liefert *German* [1963] für Südwestdeutschland. In Abhängigkeit zur jeweiligen Lithologie werden für den Muschelkalk 0,28 km^{-1}, für den Buntsandstein 0,64 km^{-1} und für das Grundgebirge 1,9 km^{-1} erreicht. Noch geringere Werte treten vor allem in ariden Gebieten auf. Alles in allem liegen Newton und Bakhuysen mit den aufgeführten Marsregionen im Mittelfeld, was ebenso mit ihren Flusszahlen korrespondiert, die ihnen auch eine Zwischenstellung attestieren. Betrachtet man sich

die Entwicklung der gemittelten Taldichten als Funktion ihrer Epoche, so zeigt sich, wie in Kapitel 2 bereits erwähnt, eine deutliche Abnahme der Taldichten vom Noachium (0,0115 km^{-1}), über das Hesperium (0,00261 km^{-1}) hin zum Amazonium (0,00146 km^{-1}) [*Hynek et al.*, 2010]. Die maximalen Taldichten von Newton (0,32 km^{-1}) und Bakhuysen (0,6 km^{-1}) liegen somit weit über den Durchschnittswerten für sämtliche Epochen. Es existieren weitere Arbeiten [z. B. *Carr*, 1995; *Carr und Chuang*, 1997], in denen auf Taldichten eingegangen wird. Diese sollen an dieser Stelle jedoch nur erwähnt sein und nicht als Vergleichswerte herangezogen werden, da ihre Werte aufgrund der damaligen, aus heutiger Sicht schlechteren Auflösungsqualität der verwendeten Daten mittlerweile weitestgehend überholt sind, was z. B. *Hynek et al.* [2010] zeigen. Es ist schwierig, aus den ermittelten Taldichten direkt auf das zugehörige Niederschlagsregime (Regen oder Schnee) zu schließen. Fakt ist aber, dass hohe Taldichten an hohe Mengen abfließenden Wassers (bei gleichen Untergrundverhältnissen) gebunden sind. Allerdings kommen dafür intensive Regenfälle genauso in Frage wie Schmelzwässer von abtauenden Schneefeldern und Gletschermassen. Dennoch, aufgrund der zum Teil sehr gut ausgeprägten Entwicklungsstadien der Trockenbetten sowie der Talzüge in beiden untersuchten Kratern ist eher auf eine Entwicklung durch Schmelzwasserabfluss zu schließen, da intensive Regenfälle nur für kurze Zeiten von einigen Minuten bis Stunden auftreten können und somit nur unreife und, im Vergleich mit subarktischen Flusssystemen, relativ kurze Trockenbetten hinterlassen [*Blümel*, 2013]. Das abfließende Oberflächenwasser überbrückt durch hohe Verdunstungsraten und allmähliches Versickern oft nur relativ kurze Wegstrecken. Schmelzwasserabfluss hingegen kann je nach Schnee- bzw. Eismächtigkeit durchaus mehrere Dekaden bis Jahrhunderte anhalten. Eine stark reduzierte Verdunstung in kalten Klimaten und ein Abfluss auf Permafrost verhindern eine signifikante Änderung der Abflusswerte. Dadurch können weite Wegstrecken von oft weit über hundert Kilometern überwunden werden, wie es z. B. im Newton-Krater zu beobachten ist.

Betrachtet man sich die Bifurkationsverhältnisse (Abbildungen 65 und 107), so bewegen diese sich in beiden Kratern um den Zahlenwert 3; nahezu alle Werte liegen zwischen 2 und 4. In Newton werden lokal auch Werte von 5 bis 6 erreicht (EG-D und EG-E). In Bakhuysen übertreffen nur wenige das Bifurkationsverhältnis 4, aber niemals die 5. Im Vergleich dazu liegt das Bifurkationsverhältnis terrestrischer fluvialer Systeme im Allgemeinen zwischen 2 und 5 [*Cabrol und Grin*, 2001; *Horton*, 1945] und entspricht somit im Allgemeinen den Ausprägungen

der hier untersuchten Marskrater. In anderen Arbeiten über fluviale Systeme des Mars vergrößert sich das Intervall auf 2 bis 8,5 [*Cabrol und Grin*, 2001; *Carr*, 1995; *Jaumann und Reiss*, 2002; *Reiss*, 2001]. In aktuelleren Publikationen verkleinert sich das Intervall allerdings. So kommen *Ansan und Mangold* [2006] auf ein Gabelungsverhältnis um 3 im System Warrego Valles und auf 2,9 bis 4,7 für acht untersuchte Regionen. Die Verringerung der Werte aktuellerer Arbeiten ist mit verbesserter Datengrundlage und höherer Auflösung verknüpft, sodass auch kleinere Quelläste nachweisbar sind und die Bifurkationswerte sich dadurch nach unten „korrigieren". Eindeutige Hinweise auf die klimatischen Randbedingungen lassen sich allein aufgrund der Bifurkationsverhältnisse nicht geben. Sie geben lediglich den Integrationsgrad eines dendritischen Systems an und lassen auf ähnliche Erosionsabläufe schließen, unabhängig vom dabei herrschenden Klima. So ergeben die ermittelten Bifurkationswerte aus den untersuchten fluvialen Oberflächenstrukturen der Krater Newton und Bakhuysen, dass diese den Modellvorstellungen der Abbildung 115 folgend, unter heiß-ariden ebenso wie unter kalt-ariden Klimaten hätten gebildet werden können. Je ausgedehnter das entsprechende dendritische System ist, desto bedeutender wird der Faktor Zeit, damit das System einen hohen Integrationscharakter annehmen kann. Dieser würde bei langanhaltendem Abfluss somit leichter zu erreichen sein als bei intensiven Abflussereignissen, sodass langanhaltende Abschmelzvorgänge von Schnee- und Eisflächen für die Genese der untersuchten Trockenbett- und Talsysteme eher in Frage kommen als die Ursache durch kurzfristige Intensivregen.

Ähnlichkeiten mit den Bifurkationswerten weisen auch die Tallängenverhältnisse (R_l) auf (Abbildungen 66 und 108). Diese liegen im Allgemeinen für Newton in EG-A bis EG-C und EG-E zwischen 1,15 und 3,68. Mit 7,34 liegt EG-D weit außerhalb dieser Größenordnung. Allerdings ist es darauf zurückzuführen, dass dieses Einzugsgebiet fast nur aus einen Vorfluter mit relativ wenigen Zuflüssen besteht und somit eine Ausnahmestellung im System Newton einnimmt. Bakhuysen kommt für die größten Einzugsgebiete auf Werte zwischen 1 und 2,3. Aufgrund des nur sehr kurzen Vorfluterabschnitts im Nordwesten werden für R_l 4/3 nur eine Größe von 0,41 erreicht. *Carr* [1995] kommt auf Werte von 2,9 und liegt somit in der Dimension der Newton-Werte, aber leicht über denen Bakhuysens, während mit einem durchschnittlichen Wert von 1,7 Warrego Valles sich in der Dimension Bakhuysens befindet [*Ansan und Mangold*, 2006]. Die bereits bei den Bifurkationen erwähnten acht Untersuchungsgebiete von *Ansan und Mangold* [2013] besitzen Tallängenverhältnisse, die im Bereich von 1,6 bis 2,5 liegen und

zwischen Newton und Bakhuysen korrespondieren. Die aufgeführten Ergebnisse entsprechen im Allgemeinen denen terrestrischer fluvialer Systeme, die in der Regel Werte zwischen 1,5 und 3,5 annehmen [*Horton*, 1945]. Infolgedessen lässt sich aus den Tallängenverhältnissen ebenso wie aus den aufgeführten Bifurkationswerten ableiten, dass die Erosionsabläufe und die Entwicklung der fluvialen Systeme hin zu ihren typischen morphologischen Strukturen und Talnetzmustern mit denjenigen terrestrischer Systeme vergleichbar sind. Allerdings geben die Tallängenverhältnisse keine eindeutigen Gewissheiten über das vorherrschende Klima zur Zeit der Bildung der fluvialen Systeme.

Ähnliche Rückschlüsse lassen sich auch im Hinblick auf die Einzugsgebietsgrößen und ihrem jeweils längsten Trockenbettabschnitt ziehen [*Hack*, 1957]. Bei der Berechnung der Hack-Exponenten wurden Werte für das Proportionalitätsverhältnis $L \sim A^n$ zwischen 0,58 und 0,64 für Newton (Abbildungen 73) und 0,58 und 0,6 für Bakhuysen berechnet (Abbildung 112). Auf ähnliche Werte kommen *Ansan und Mangold* [2013], deren Werte zwischen 0,47 bis 0,78 für über ein halbes Dutzend Untersuchungsgebiete schwanken. Ihr Durchschnittswert liegt bei 0,64, das dem höchsten Wert des Newton-Kraters entspricht. Es lassen sich bei *Ansan und Mangold* [2013] auch keine Unterschiede feststellen hinsichtlich des Alters der jeweils untersuchten Regionen. Mit 0,73 liegen *Irwin et al.* [2008] leicht und mit 1,02 *Caprarelli und Wang* [2012] weit über diesen Werten. Terrestrische Hack-Exponenten liegen allgemein in der Größenordnung von etwa 0,6 mit Schwankungsweiten zwischen 0,5 und 0,7 [*Hack*, 1957; *Rigon et al.*, 1996]. Diese geometrische Gemeinsamkeit zwischen terrestrischen Talsystemen und den hier untersuchten, lassen den Rückschluss zu, dass die fluviale Erosion in Newton und Bakhuysen in ähnlicher Form ablief, wie es in der Regel auf der Erde geschieht. Auch *Stepinski und Stepinski* [2005] zeigen dahingehend eine analoge Entwicklung zwischen den Erosionsabläufen auf Mars und Erde, die zu identischen Einzugsgebietsformen führen.

Allerdings lassen sich im Hinblick auf die Abflussprofile Newtons und Bakhuysens Unterschiede im Vergleich mit Flusssystemen der Erde feststellen (Appendix S. 204-218, Figuren 1-25 und S. 222-225, Figuren 26-33). Wie die verschiedenen Profile zeigen, tendierten die Flusssysteme eher dazu, einen quasilinieren Verlauf auszubilden. Es konnte somit nur ein unausgeglichenes Abflussverhalten zwischen Erosion und Sedimentation erreicht werden. Selbst bei direkt nebeneinander angrenzenden Einzugsgebieten zeigt sich keine Tendenz zu ähnlich entwickelten Längsprofilen; sie fallen alle unterschiedlich aus. Ihre Gemeinsamkeit zeigt sich nur darin, dass

sie unausgeglichen sind. Auch andere fluviale Systeme auf dem Mars ganz anderen Typs wie Nirgal Vallis (durch Quellerosion generiertes Tal) neigen zu diesem Verhalten [*Reiss*, 2001]. Der Taltyp scheint dahingehend also keine Rolle zu spielen, sondern lediglich der Abflussvorgang. Jedes Flusssystem, welcher Größe auch immer, ist bestrebt ein Ausgleichsprofil zu erreichen [z. B. *Ahnert*, 2009], das einen stark konkaven Verlauf, mit steilem Gefälle im Ober- und schwachem im Unterlauf, annähme. Dieses wird von terrestrischen Systemen vor allem dann umso schneller erzielt, wenn die Wasserführung langanhaltend (perennierend) und die Erosionsleistung der Flüsse dazu noch entsprechend hoch ist [z. B. *Ahnert*, 2009]. Bei geringen Wassermengen würde der Fluss einen ähnlichen Profilausgleich erreichen, wenn entsprechend der Faktor Zeit erhöht würde. Da die Profillinien von Newton und Bakhuysen nun kein Ausgleichsgefälle zeigen (und auch andere Systeme wie Nirgal Vallis), ist entweder zu wenig Wasser für den Abfluss vorhanden gewesen oder viel Wasser in sehr kurzer Zeit abgelaufen, sodass sich ein ausgeglichenes Längsprofil nicht einstellen konnte. Da die ermittelten Durchflussraten aber hohe Werte zeigen (Abbildung 74 und 113), tendiert die Vermutung doch eher zu letzterem, worauf aber noch weiter unten einzugehen sein wird.

Bei der Untersuchung der Flussbettlängen zu ihren überbrückten Distanzen (Abbildungen 68, 71 und 110) konnte Ähnliches festgestellt werden. Bei Newton wie Bakhuysen fallen die jeweiligen Unterschiede zwischen beiden Werten gering aus. Das gilt in diesem Maße auch für die Gradienten (Abbildungen 67, 70 und 109). Die Flussbettgradienten besitzen oft nur geringere Werte als die des direkten Gefälles zwischen Beginn und Ende des Flussbettes (Distanzgefälle). Widergespiegelt werden die Verhältnisse durch die Werte der ermittelten Sinuositäten (Abbildungen 69, 72 und 111). In beiden Kratern liegen so gut wie alle Werte zwischen 1 und 1,5. Nur ganz vereinzelt können Werte oberhalb von 1,5 festgestellt werden, sind aber oftmals durch die lokale Topographie kontrollierte Zonen. Da die Sinuosität als Maß für die Ausprägung von Flussmäandern herangezogen wird, lässt sich festhalten, dass die untersuchten Flussbetten kaum zum Mäandrieren tendieren. Da ein Mäandrieren zumeist dort geschieht, wo das Gefälle gering ist und das Substrat geringe Korngrößen der Ton- und Siltfraktion voraussetzt, die die Ufer stabilisieren [*Schumm*, 1977], lässt sich folgern, dass 1. für ein Mäandrieren das Gefälle zu steil und 2. das mitgeführte Material zu grobkörnig (Sande, Kiese, Gerölle) sein muss. Da unter anderem der Faktor Zeit erheblichen Einfluss auf die Verwitterungsintensität besitzt, um zum Silt bis hinunter zum Ton das Gestein zu zerkleinern und die Verwitterungsraten generell in der

gesamten Marsgeschichte sehr gering ausfielen [*Golombek und Bridges*, 2000; *Golombek et al.*, 2006; 2007], lässt sich schließen, dass im Allgemeinen die Korngrößen relativ grob blieben, wenngleich auch Regionen auf dem Mars existieren, in denen große Mengen an Phyllosilikaten festgestellt werden konnten [z. B. *Chevrier et al.*, 2007; *Poulet et al.*, 2005]. Da die Marsoberfläche der Untersuchungsgebiete (wie der Hochländer generell) eine starke Zerkraterung aufweist und mit jeder Kraterbildung Material herausgeschleudert wird, das, in Bruchstücke zerkleinert, sich in seiner Umgebung absetzt, sind große Teile der Marsoberfläche aber tendenziell mit einer Regolithdecke überlagert [z. B. *Malin und Edgett*, 2001]. Abgeschätzt wird deren durchschnittliche Mächtigkeit mit 10 m [*Melosh*, 2011]. Tritt Mäandrieren auf, dann wurde es weniger durch das unterlagernde Substrat bedingt als vielmehr durch die Kontrolle der Topographie, wie es z. B. in EG-A Newtons und im Osten der Bakhuysen-Kraters im SE-Quadranten zu beobachten ist (Abbildung 16 und 86). Dennoch kann von einem eigentlichen Mäandrieren nicht gesprochen werden, vielmehr wird lokal der Flussverlauf durch starkes Abknicken rektangulär versetzt, was eher für eine tektonische Kontrolle spricht (Abbildung 22). Des Weiteren treten in Newton Flussbettabschnitte mit Konzentrationsabfluss (BV < 1) auf, die mit Verwildungsabschnitten (BV > 1) alternieren (z. B. EG-A bis EG-D, in verminderter Form EG-E), ein Zeichen dafür, dass je nach vorherrschendem Gefälle große Materialmengen, aus den Oberläufen kommend, transportiert wurden. In Flussabschnitten geringeren Gefälles reichte die Transportenergie nicht mehr aus, um zu Transportieren, weshalb ein Teil der Flussfracht akkumuliert wurde und es zur Herausbildung anastomisierender Flussverzeigungen kam (Abbildung 26). Für relativ große Mengen transportierten Materials spricht zusätzlich die Tatsache, dass die Durchflussraten in Spitzenzeiten in Newton und Bakhuysen relativ hohe Werte annehmen konnten (Abbildung 74 und 113). Während in Newton die eben beschriebenen Flussbettabschnitte zwischen Konzentrations- und Verwildungstendenz lokal zu schwanken schien, das auch zu unterschiedlichen Tälern (Kerbtälern, Sohlenkerbtälern, Kastentälern) durch den Wechsel von Tiefenerosion, Seitenerosion, Transport und Akkumulation führte, lässt sich eine starke Ausprägung dieser Alternierungstendenzen in Bakhuysen kaum feststellen. Dort herrschte mehr oder weniger überall Konzentrationsabfluss in zum Teil tiefen Einschnitten in den Untergrund vor (z. B. Abbildung 88, 94 und 96), der vor allem zum Entstehen der zu beobachtenden Kerbtäler führte. Da das mitgeführte Material so nicht zwischengelagert wurde, konnte es bis in die Mündungsregion transportiert und geschüttet werden, was zumindest lokal durch das Sichtbarwerden von Schüttungskörpern dokumentiert wird (Abbildungen 92 und 93).

Diese fehlen im Newton-Krater. Ob es sich in der Mündungszone von im EG-E um einen Schwemmkörper handelt, kann aufgrund der Datenlage nicht eindeutig festgelegt werden (Abbildung 53). *Parsons et al.* [2013] interpretieren allerdings zumindest im Westen des Kraters einen Akkumulationsfächer, der durch das Überlaufen eines hochgelegenen Kratersees und folgendem Abfließen am Kraterboden aufgeschüttet wurde. Betrachtet man sich die Entwicklung des fluvialen Systems im EG-E, so zeigt sich, dass die einzelnen Flussbetten nicht in einem Vorfluter endeten (Abbildung 53). Die Integration der Zuflüsse schien im Gegensatz zu EG-A bis EG-D vorher zum Stillstand gekommen zu sein, was für kurze Aktivphasen des Abflusses spricht. Da in EG-E Konzentrationsabfluss vorherrschend ist, konnten nur geringe Mengen an Material lokal akkumuliert werden. Die übrigen Mengen wurden bis in die Mündungszone transportiert und dann dort abgelagert, das für die Existenz eines Schüttungskörpers spräche.

Im Vergleich zu den Durchflussraten der großen Systeme Bakhuysens (zwischen 200 $m^3 s^{-1}$), liegen diejenigen EG-Es des Newton Kraters (> 400 $m^3 s^{-1}$) in gleicher Dimension bei Berücksichtigung des größeren Einzugsgebiets EG-Es. EG-E vermittelt sozusagen zwischen dem Abflussverhalten in Bakhuysen und Newton, wofür die ermittelten Durchflussraten, der fast ausschließliche Konzentrationsabfluss und die eventuelle Schüttung eines alluvialen Fächers bzw. Deltas sprechen. Die maximale Höhe der Durchflussraten nimmt bei Newton zum nördlichen Kraterrand deutlich zu (> 1.000 $m^3 s^{-1}$); gesagtes steht in gleichem Maß auch für die mittleren Durchflussraten. Die Höhe der Durchflussraten in Newton und Bakhuysen wurde bereits durch die ermittelten Abflussspenden verdeutlicht (Abbildungen 75 und 114). Diese liegen für den Pegelhöchststand im einstelligen Zentimeterbereich, für die mittleren Abflussspenden im einstelligen Millimeterbereich. Diese Beobachtung konnte sowohl im Newton- wie im Bakhuysen-Krater gemacht werden. Ihre Ausprägungswerte lassen auf große Wassermengen schließen, die für die Entwicklung der fluvialen Systeme maßgeblich waren. Da die Erosionsleistung sowohl mit der Zunahme des Gefälles als auch des Abflusses steigt, sind Newton und Bakhuysen Gebiete intensiver fluvialer Aktivität gewesen, worauf jeweils ebenso ihre angrenzenden, kaum von Abfluss geprägten Gebiete hindeuten, die im starken Kontrast zu ihnen stehen. Eine Entwicklung zu einzelnen Abflussbahnen lassen sich nur vereinzelt und schwach entwickelt im nördlichen und östlichen Umkreis Newtons (Abbildung 15) sowie im Osten Bakhuysens (Abbildung 79) nachvollziehen. Ansonsten sind angrenzende Gebiete um Newton und Bakhuysen herum von einstiger fluvialer Aktivität nicht oder kaum betroffen

gewesen. Da es zu ausgeprägten Talzügen in beiden Kratern gekommen ist, spricht auch das für tendenziell eine relativ große Menge abfließenden Wassers.

Bevor auf die Durchflussraten (Abbildungen 74 und 113) und Abflussspenden (Abbildungen 75 und 114) im Vergleich mit denen anderer Autoren eingegangen wird, soll jedoch zunächst festgehalten werden, dass bei der Betrachtung der Durchflussraten und Abflussspenden je nach Region und Autor ganz unterschiedliche Größenordnungen sich ergeben können. Das liegt zum einen daran, dass es äußerst schwierig ist, den Verlauf der topographischen Wasserscheiden und damit eine genaue Größe der Einzugsgebiete für die Berechnung der Abflussspenden zu bestimmen, zum anderen sind Messungenauigkeiten der Flussbettbreite nicht zu vermeiden, da nachfolgende erosive Überprägungen und Modifikationen der Uferbänke keine eindeutigen Grenzen aufweisen von Uferlinie zu Uferlinie zulassen und deren Fehlergröße um den Faktor 2 bis 3 schwanken können [*Irwin et al.*, 2005]. Zusätzlich befinden sich in den Trockenbetten meist Sedimente. Der eigentliche Flussbettboden ist so nicht sichtbar. Somit entsprechen die Durchflussraten eher Größendimensionsabschätzungen als exakten Werten (siehe Kapitel 6.7). *Parsons et al.* [2013] geben eine Abflussspende zwischen 1 cm d^{-1} bis 10 cm d^{-1} für den Westrand Newtons an und liegen damit bei den in dieser Arbeit ermittelten Größenordnungen für den Nordostrand desselben Kraters. Bei Ableitung der in ihrer Arbeit angegebenen Flussbettbreite von 40 m, lässt sich eine Durchflussrate von über 200 m^3 s^{-1} errechnen. Dasselbe gilt für *Barnhart et al.* [2009]. Ihre Durchflussraten liegen zwischen einigen 100 m^3 s^{-1} (Central Parana, Samara), 300 m^3 s^{-1} bis 3.000 m^3 s^{-1} (Loire Valles) und bis zu über 4.600 m^3 s^{-1} (Parama Basin ins Loire Valles). Die Werte der Durchflussraten von *Howard et al.* [2005] liegen ebenfalls in dieser Größenordnung von 700 m^3 s^{-1} bis knapp 1.300 m^3 s^{-1} wie diejenigen von *Irwin et al.* [2005]. Ihre Werte umfassen im Allgemeinen eine Größenordnung von 300 m^3 s^{-1} bis 3.000 m^3 s^{-1} (teilweise aber auch bis über 6.000 m^3 s^{-1}) und ergeben Abflussspenden von 0,1 cm d^{-1} bis 6 cm d^{-1}. Auch die durch *Mangold et al.* [2012] im Eberswalde-Krater ermittelten Werte zeigen Durchflussraten zwischen 500 m^3 s^{-1} und 1.000 m^3 s^{-1}, ebenso bis 1.000 m^3 s^{-1} die Abschätzungen von *Burr et al.* [2010], während *Jaumann et al.* [2005] in Libya Montes 4.800 m^3 s^{-1} angibt. Im Gegensatz zu dieser Studie untersuchten *Hoke et al.* [2011] räumlich weit ausgedehnte Talsysteme, wodurch sich Durchflussraten in der Größenordnung von 7.000 m^3 s^{-1} als untersten Wert und 700.000 m^3 s^{-1} als obersten ergeben. Das ergibt Abflussspenden von 0,4 cm d^{-1} bis 63 cm d^{-1}. In der Regel liegen die in dieser Arbeit ermittelten Werte jedoch, wie sich gezeigt hat,

für die maximalen Durchflussraten und Abflussspenden in der Größenordnung anderer Autoren und können auf ähnliche Abläufe der Erosions-, Transport- und Ablagerungsbedingungen auch in ausgedehnten Regionen zurückgeführt werden. Bei der Betrachtung der Durchflussraten sind vor allem die Raten für den Hochwasserabfluss von Bedeutung, da Hochwasserevents, anders als gemittelte Werte, ganz konkrete Ereignisse widerspiegeln. Regen als Ursache für abfließendes Wasser könnte dann nur in Frage kommen, wenn die Regenfälle bis in die höchsten Regionen der Oberläufe reichten. Da die Quellgebiete (vor allem die, in welchen die am stärksten entwickelten dendritischen Systeme entspringen) in beiden untersuchten Kratern allerdings zum Teil bis weit über 3.000 m hoch in den höchsten Regionen sich befinden, liegt es nahe, dass zumindest in diesen höchsten Regionen Niederschlag in Form von Regen nicht mehr oder zumindest nicht mehr in den Mengen auftritt, dass es zu Durchflussraten von bis zu über 1.000 m^3 s^{-1} in den Mündungszonen kommen kann, da mit zunehmender Höhe die Temperaturen sinken und Niederschlag somit in Form von Schnee fällt; selbst eine viel dichtere Atmosphäre in der Frühphase der Marsgeschichte würde Regen als Niederschlag in den höchsten Lagen nicht zulassen [*Forget et al.*, 2013; *Kite et al.*, 2014; *Scanlon et al.*, 2013; *Wordsworth et al.*, 2013]. Im Gegensatz zu Regen würde es bei Schneefällen zur Akkumulation von Schnee zu mächtigen Schnee- und Eisdecken über lange Zeiträume hinweg auch in den höchsten Arealen der Quellgebiete kommen [z. B. *Scanlon et al.*, 2013; *Wordsworth et al.*, 2013]. Damit sprechen die ermittelten Durchflussraten der Hochwasserereignisse eher für Oberflächenabfluss durch Schmelzwässer als durch Regen induzierten Abfluss. Die Frage nach der Häufigkeit des Abflusses, ob perennierend, periodisch oder episodisch, kann allerdings nicht ohne weiteres geklärt werden. Allerdings weisen Hochwasserabflüsse darauf hin, dass innerhalb eines Abflussgeschehens die Ausformung der Flussbetten durch Hochwässer sporadisch auftrat, da Hochwässer singuläre Abflussereignisse in einem betrachteten Zeitraum (z. B. ein Jahr) darstellen. Ob die Flussbetten zwischenzeitlich gänzlich trockenfielen (periodischer und/oder episodischer Abfluss) oder nur weniger, aber durchgängig Wasser führten (perennierender Abfluss), lässt sich aus den gewonnenen Daten nicht ermitteln. Zusätzlich, wie eben gezeigt, liegen die für die Krater Newton und Bakhuysen abgeleiteten maximalen Abflussspenden (Abbildungen 75 und 114) im einstelligen Zentimeterbereich, ebenso auch die Werte anderer Publikationen, ganz gleich, ob es sich um Regionen mit relativ großen oder kleinen Einzugsgebieten handelt. Die mittleren Abflussspenden befinden sich im einstelligen Millimeterbereich. Betrachtet man sich die terrestrischen Werte der mittleren Abflussspenden, so

liegen sie in der Regel um eine ganze Dimension tiefer für diejenigen Gebiete, die sich außerhalb der durch Schneeschmelze und Gletscherspende geprägten Regionen befinden, also vorrangig durch Regen beeinflusst sind und somit ein pluviales Abflussregime besitzen [*Hendl und Liedtke*, 2002]. Gleiches gilt ebenso für die Abflussspenden der Hochwässer. Diese Größendimensionsunterschiede der Abflussspenden sprechen darum ebenfalls eher gegen ein durch Regen und folgenden Oberflächenabfluss gesteuertes Klima. Die mittleren Abflussspenden, die durch das Abschmelzen von Schnee- und Eismassen in den terrestrischen Alpen generiert werden [z. B. *Veit*, 2002], stimmen hingegen mit derjenigen Größenordnung überein, die in dieser Arbeit ermittelten werden konnten; gleiches gilt für die Maximalwerte [z. B. *Escher-Vetter und Reinwarth*, 1994]. Die Summe der obigen Ausführungen deutet somit im Ganzen eher auf kaltklimatische Bedingungen auch in der frühen Marszeit hin, die durch Schneefall, Akkumulation desselben und späteren Schmelzwasserabfluss geprägt wurde.

In den folgenden Kapiteln (siehe Kapitel 11.4 und 11.5) soll darum nun noch eingehender beleuchtet und rekonstruiert werden, wie das Abflussgeschehen auf einem kalten Mars durch Schmelzwässer ablief, da aufgrund der statistischen Auswertung, der Messungen und Berechnungen der Durchflussraten und Abflussspenden Regenfälle mehr oder minder ausgeschlossen werden können.

11.4 Eingrenzung der klimatischen Rahmenbedingungen für die Entstehung der untersuchten Trockenbetten und Talsysteme

Die obigen Ausführungen sind für klimatische Rahmenbedingungen besprochen, die entweder mindestens ein warmgemäßigtes Klima voraussetzen, wie es zum Beispiel *Craddock und Howard* [2002] und *Howard et al.* [2005] annehmen oder die von kaltklimatischen Bedingungen ausgehen, wie es zum Beispiel *Kite et al.* [2013], *Scanlon et al.* [2013] und *Jaumann* [2003] tun. Allerdings bestehen nach wie vor Zweifel daran, ob der Mars überhaupt jemals einer „zweiten Erde“ in seiner Frühphase glich. Klimamodellierungen stehen bis jetzt noch aus, die einen „warmen und feuchten“ Mars mit einer dichten Atmosphäre rechtfertigen würden. Lediglich aus der geomorphologischen Arbeit sind Ableitungen zum damaligen vermuteten Klima bekannt [*Craddock und Howard*, 2002]. Aktuelle Arbeiten und Klimamodellierungen [*Forget et al.*, 2013;

Kite et al., 2014; *Scanlon et al.*, 2013; *Wordsworth et al.*, 2013] tendieren dagegen eher zu subpolaren Umweltbedingungen. Das würde eine Veränderung des Geländeklimas von Newtons und Bakhuysens bedeuten, welches Regenfälle ausschließt, was auch mit den Ergebnissen und Interpretationen von Kapitel 11.3 korrespondiert. *Scanlon et al.* [2013] zeigen die Entwicklung von Niederschlagsgebieten durch die vorherrschende Orographie und das entsprechende Windfeld. Die Niederschläge fallen dort in den Höhen ausschließlich als Schnee, der dort akkumuliert und in wärmeren Perioden zum Abschmelzen gebracht wird [*Laskar et al.*, 2004]. Des Weiteren zeigen zum Beispiel *Wordsworth et al.* [2013], dass die durchschnittlichen Jahresmitteltemperaturen für modellierte Atmosphären an der Noachium-Hesperium-Grenze mit Luftdrücken von 8 mbar, 200 mbar und 1 bar bei weitem nicht die Jahresmitteltemperatur von 0 °C überschreiten. Lediglich die Höchsttemperaturen können regional in den niederen bis mittleren Breiten Lufttemperaturen von über 0 °C kurzfristig annehmen. Allerdings liegen diese vor allem in den Tieflagen (z. B. nördlich der Dichotomie in den Tiefländern oder im Hellas-Becken). Da diese Arbeit aber vor allem auf globale Skalierungen beschränkt ist, bleibt eine Auflösung auf regionale und lokale Ebene demgemäß recht ungenau und Geländeklimate unberücksichtigt. Für ein Schneeregime in der Frühphase der Marsgeschichte, da die meisten fluvialen Systeme aktiv waren, trägt auch der Umstand Rechnung, dass die Sonnenaktivität und somit ihr Energiefluss etwa 25 % schwächer im Vergleich zu heute ausfiel [*Gough*, 1981]. Sollte der Mars auch in seiner Frühphase als „Kältewüste“ bestanden haben, so müsste das nicht nur mit Schneefällen, sondern auch mit einem erhöhten Kryosphärenvolumen erklärt werden können, in welcher Wasser als Permafrost ausgefroren vorliegt. Die Temperaturgrenze, bis zu der kontinuierlicher Permafrost auftritt, lässt sich mit der -7 °C- bis -6 °C-Isotherme der Jahresdurchschnittstemperatur definieren [*Semmel*, 1994; *Wilhelmy*, 1974]. Da, wie *Wordsworth et al.* [2013] und *Forget et al.* [2013] zeigen, diese mittlere Jahresdurchschnittstemperatur selbst für eine Atmosphäre von 1 bar nicht annähernd erreicht wird, muss davon ausgegangen werden, dass weitverbreitet auch in der Frühphase des Mars der Regolith in starkem Maße mit Permafrost durchsetzt war und ein stabiles System bildete, worauf ebenfalls auch die Ergebnisse aus Kapitel 11.3 hinweisen. Im Ganzen sprechen die gewonnenen Messungen und statistischen Ausprägungen der fluvialen Strukturen dieser Arbeit ebenfalls für eine Morphogenese durch Schmelzwasserabfluss. Ein kaltklimatisches Regime muss daher als Ursache für Schneefall und Schmelzwasserabfluss zur Entstehung und Entwicklung der Trockenbetten und Talsysteme angenommen werden.

Daraus ergibt sich die Überlegung, ob die beobachteten fluvialen Strukturen dieser Arbeit durch Schneefall und anschließendem Abschmelzen erklären werden können, wenn vom Mars als einer Kältewüste subpolaren Typs ausgegangen wird. Da die neuesten Klimamodellierungen [z. B. *Forget et al.*, 2013; *Wordsworth et al.*, 2013] eher von einem stets kalten Mars sprechen, die von wärmeren Perioden unterbrochen sein konnten, sollen diese Überlegungen in einem eigenständigen Teilkapitel (siehe Kapitel 11.4.1 und 11.4.2) näher beleuchtet sein. Zusätzlich stellt sich die Frage, welche Durchflussraten und Abflussspenden sich bei entsprechenden Einstrahlungsbegebenheiten über welche Zeiträume ergeben würden. *Laskar et al.* [2004] konnte die Marsbahnparameter zwar für die letzten Millionen Jahre vor heute modellieren, allerdings werden bereits für zweistellige Millionenbeträge die Berechnungen chaotisch und erst recht für die letzten Milliarden Jahre unbrauchbar (die Marsachsneigung zeigt eine dermaßen große Schwankungsweite, die fast alle Werte zulässt), dass so gut wie sämtliche Werte in Frage kämen. Da, mit anderen Worten, die Marsachsneigung (Obliquität) für den frühen Mars nicht bekannt ist, sollen die potentiellen Abschmelzraten sowie deren Durchflussraten und Abflussspenden auf anderem Wege modellhaft hergeleitet werden.

11.4.1 Potentielle Abschmelzdauer und maximale Abflussspenden

Für die Bestimmung der potentiellen Abschmelzraten der frühen Marszeit ist zunächst die Solarkonstante zu definieren. Man versteht darunter die Strahlungsstromdichte (I in W m^{-2}) der Sonne, die einen Planeten an seiner „gedachten Atmosphärenoberseite“ erreicht, noch bevor sie durch die Lufthülle gelangen konnte und durch Reflexion, Streuung und Absorption als verminderte Größe die Planetenoberfläche erreicht. Der Wert I_E beträgt für die Erde 1.368 W m^{-2} [*Weischet und Endlicher*, 2012]. Aufgrund der größeren Entfernung des Mars von der Sonne, fällt sie dementsprechend niedriger aus und erreicht einen Wert von I_M 589 W m^{-2} [*Kieffer et al.*, 1992]. Nach *Gough* [1981] besaß die Sonne in der Frühzeit des Mars eine Strahlungsstromdichte, die um etwa 25 % niedriger ausfiel als die heutige. Damit würde die Solarkonstante vom gegenwärtigen Wert abweichen und 442 W m^{-2} für die Zeit des frühen Mars annehmen. Um die Abschmelzdauer (t in s) einer potentiellen Schneeschicht (h in m) zu bestimmen, werden folgende allgemeine Überlegungen vorgenommen:

Zunächst ist die Wärmemenge Q [J], die für das Schmelzen von Schnee bzw. Eis benötigt wird, abhängig von der Masse des Eises m_{Eis} [kg] und der benötigten Schmelzwärme λ [J kg^{-1}]. Daraus folgt

$$Q = m_{Eis} * \lambda$$

m_{Eis} geht mit einem Wert von 920 kg, λ mit 332.500 J kg^{-1} in die Berechnung von Q ein, welche wiederum für die Bestimmung der Strahlungsstromdichte des Mars I_M [W m^{-2}] notwendig ist, da folgender Zusammenhang zwischen Q und I_M existiert:

$$I_M = \frac{Q}{A * t}$$

Darin ist A [m^2] eine betrachtete Fläche und t [s] die Zeit. Nach Q aufgelöst entspricht dies:

$$Q = I_M * A * t$$

Daraus resultiert:

$$m_{Eis} * \lambda = I_M * A * t$$

Da die Masse m das Produkt aus der Dichte ρ und seinem Volumen V ist, besteht folgender Zusammenhang:

$$\rho * V * \lambda = I_M * A * t$$

Das Volumen V ist hingegen das Produkt der Fläche A und der entsprechenden Höhe h. So wird aus der letztgenannten Formel:

$$\rho * A * h * \lambda = I_M * A * t$$

Da für diese Arbeit die Abschmelzraten, also die Zeitdauer im Interesse steht, ergibt sich nach t umgestellt:

$$t = \frac{\rho * h * \lambda}{I_M}$$

Darin bezeichnet t die Abschmelzrate pro s, ρ 920 kg m^{-3}, h [m] eine potentielle Schnee- bzw. Eismächtigkeit und λ die Schmelzwärme von 332.500 J kg^{-1}. Für I_M gingen die oben genannten

442 W m^{-2} der Solarkonstante in die Berechnung ein. Allerdings ergeben sich aufgrund des Durchgangs der Strahlung durch die Lufthülle des Mars noch Modifikationen für diesen Parameter.

Wie von der Erde her bekannt und wie bereits erläutert, wird die Strahlung beim Durchqueren der Atmosphäre an vor allem Wolken, aber auch Aerosolen, Luftmolekülen und anderen Bestandteilen in unterschiedlichen Intensitäten reflektiert, absorbiert und gestreut, weswegen sie nur in geschwächter Form die Erdoberfläche erreicht [*Schönwiese*, 2013]. Im globalen Mittel steht durch diese Vorgänge etwa die Hälfte der Strahlung durch ebengenannte Prozesse nicht mehr für einen Energieumsatz, zum Beispiel die Erwärmung der Planetenoberfläche oder das Schmelzen von Schnee- und Eisflächen, zur Verfügung. Da bis heute zuverlässige Angaben über die frühe Marsatmosphäre nicht existieren und es auch große Unstimmigkeiten im Raum stehen, welcher Luftdruck geherrscht hat, welche Wolkenverteilung, welcher Aerosolgehalt usw. sie bestimmte und somit keinerlei verlässlichen Einblicke gegeben sind, wird an dieser Stelle die Marsatmosphäre analog zur Erdatmosphäre gleichgesetzt, wohl wissend, dass ein globales Mittel keine lokalspezifischen Begebenheiten zum Ausdruck bringen können; zumindest aber erlaubt es jedoch eine Annäherung. Würde die Hälfte des Strahlungsstroms von 442 W m^{-2} die Marsoberfläche erreichen, so blieben für das Abschmelzen von Schnee- und Eisflächen lediglich 221 W m^{-2} übrig. Geht man davon aus, dass Schnee- und Eisflächen über lange Zeiträume zur Ablagerung kamen und bedeckt sind mit Material abgesetzter Ejektadecken und Staub, würde sich die Albedo frischen Schnees von 75 % bis 95 % reduzieren auf 40 % bis 75 % [*Schönwiese*, 2013]. Hier wird ein ungefährer Mittelwert von 60 % benutzt. Somit verbleiben also abzüglich der Albedo von 60 % nur noch 40 % der Strahlung, die zum Schmelzen von Schnee und Eis zur Verfügung stände. Das entspricht einem Wert für I_M von 88,4 W m^{-2} bei senkrechtem Einfallen der Sonnenstrahlung. Es ergibt sich somit für die Berechnung der Abschmelzraten:

$$t = \frac{920\ kg\ m^{-3} * 332.500\ J\ kg^{-1} * h}{88{,}4\ W\ m^{-2}}$$

Diese Gleichung lässt sich dahingehend noch modifizieren, wollte man die Abschmelzraten unter verschiedenen Einstrahlungswinkeln berücksichtigen. Nach dem Lambert'schen Gesetz besteht folgender Zusammenhang:

$$I_n = I_M * \sin\beta$$

Darin entspricht β dem Einstrahlungswinkel. Bei 90° Einfallswinkel würden I_M (Strahlungseinfall senkrecht zur Zielfläche) und I_n (Strahlungseinfall unter einem Winkel von n Grad) gleich groß sein. Da, wie bereits erläutert, keine zuverlässigen Erkenntnisse bisher darüber bestehen, in welcher Amplitude die Marsachse im Laufe der Frühzeit schwankte, wird angenommen, dass die Abschmelzraten als Funktion einer Auswahl vorherrschender Einstrahlungswinkel betrachtet werden kann. Tabelle 4 zeigt diese für senkrechtes Einfallen auf die Bezugsfläche, also für 90°, aber auch für unterschiedliche Einstrahlungswinkel von 70°, 50° und 30°. Für 70° ergäbe sich somit eine verfügbare Strahlungsstromdichte I_{70} von 83 W m^{-2}, für I_{50} von 68 W m^{-2} und für I_{30} von 44 W m^{-2}. Ebenso ist in Tabelle 4 eine Auswahl an unterschiedlichen Schneemächtigkeiten von 2 mm bis 2.000 m angegeben, umfasst also ein Fenster ausgehend von einem dünnen Schneefilm bis zur Größenordnung von Inlandvergletscherungen terrestrischer Eiszeiten.

Tabelle 4: Potentielle Abschmelzdauer und maximale Abflussspenden (q_{max}) bei verschiedenenen Einstrahlungswinkeln (I_n) [n in °] für unterschiedliche Schnee- bzw. Eismächtigkeiten

Schnee- bzw. Eismächtigkeit [m]	Pot. Abschmelzdauer für I_{90} (88.4 W m^{-2})	Pot. Abschmelzdauer für I_{70} (83.6 W m^{-2})	Pot. Abschmelzdauer für I_{50} (67.7 W m^{-2})	Pot. Abschmelzdauer für I_{30} (44.2 W m^{-2})	q_{max} für I_{90} [cm d^{-1}]	q_{max} für I_{70} [cm d^{-1}]	q_{max} für I_{50} [cm d^{-1}]	q_{max} für I_{30} [cm d^{-1}]
0.002	0,08 d	0,08 d	0.1 d	0,16 d	2.51	2.36	1.91	1.25
2	79,8 d	84,7 d	104 d	159,7 d	2.51	2.36	1.91	1.25
10	399,2 d	1,2 a	1,4 a	2,2 a	2.51	2.36	1.91	1.25
20	2,2 a	2,3 a	2,9 a	4,4 a	2.51	2.36	1.91	1.25
50	5.3 a	5,8 a	7,2 a	9,8 a	2.51	2.36	1.91	1.25
100	10.9 a	11, 6 a	14,3 a	20 a	2.51	2.36	1.91	1.25
200	21,8 a	23,2 a	28,6 a	40,1 a	2.51	2.36	1.91	1.25
500	54,9 a	58,1 a	71,6 a	101,1 a	2.51	2.36	1.91	1.25
1000	109,6 a	116,1 a	142,8 a	201,7 a	2.51	2.36	1.91	1.25
2000	219,2 a	232 a	285,5 a	403,4 a	2.51	2.36	1.91	1.25

Für jeweils gegebene verschiedene Höhenstände werden je nach betrachteten Einstrahlungswinkeln unterschiedliche *potentielle* Abschmelzraten generiert; potentiell bedeutet in diesem Fall, dass sie unter der Annahme eines kontinuierlichen solaren Strahlungsstromes stünden, der also keinerlei Unterbrechung der Einstrahlungsdauer besäße. Da dies allerdings an

der Wirklichkeit vorbeigeht, sind die Abschmelzdauern keine repräsentativen Angaben über tatsächliche Ereignisse, sondern vielmehr eine „virtuelle“ Größenordnung, die aber einer Mindestabschmelzdauer für vollständiges Abschmelzen gleichkommt. Diese entspricht bei senkrechtem Einfallen der Strahlung auf eine gegebene Schnee- und Eisdecke für 2 m einem Wert von 80 d und für 20 m etwas mehr als 2 a. Ungefähr 10 a würden benötigt werden, wenn es sich um eine 100 m mächtige Schicht aus Schnee oder Eis handeln würde (immer bei kontinuierlicher Strahlungsdauer unter gleichem Winkel ohne Berücksichtigung der Nacht und der Jahreszeiten und weitere Einflüsse). Für geringere Neigungswinkel werden somit geringere potentielle Abschmelzraten generiert (Tabelle 4). Wird die betrachtete Schnee- bzw. Eismächtigkeit in Bezug zu ihrer jeweiligen potentiellen Abschmelzdauer gesetzt, so ergeben sich für die unterschiedlichen Einstrahlungswinkel Abflussspenden zwischen 1,25 cm d^{-1} und 2,51 cm d^{-1}. Diese entsprechen einer Maximalspende, die, unabhängig vom betrachteten Zeitraum, zumindest bei Sonnenhöchststand kurzzeitig erreicht werden würde. Sie liegen ebenso im einstelligen Zentimeterbereich wie diejenigen Hochwasserwerte der Abflussspenden, die in Kapitel 8 und 10 dieser Arbeit aus dem Verhältnis der Durchflussrate bei Hochwasser zu ihrem jeweiligen Einzugsgebiet errechnet wurden (Abbildungen 75 und 114). Über welche Zeiträume sich der jeweilige Spitzenabfluss erstrecken würde, kann allerdings nicht abgeleitet werden. Realistisch wären Werte von einigen Minuten und Stunden, verteilt und wiederkehrend auf mehrere Tage, Wochen und Monate. Da die Abflussspenden der Hochwasserereignisse die gleiche Dimension besitzen wie die in diesem Kapitel ermittelten Abflussspenden, liegt der Schluss nahe, dass ihre durchschnittlichen Abflussspenden sich ebenso im einstelligen Millimeterbereich pro Tag befinden sollten, wie die in Kapitel 8 und 10 bestimmten Werte. Das würde bedeuten, dass bei einer Schnee- und Eisschicht von z. B. 20 m nicht 2 a (zur besserem Vergleichbarkeit mit terrestrischen Werten werden Jahresangaben hier immer in Erdenjahren gegeben) zum kompletten Abschmelzen benötigt würden, sondern ein deutlich größerer Zeitraum. Ein Beispiel: Im Newton-Krater besitzt das EG-D eine maximale Abflussspende von 2 cm d^{-1}, das in etwa der Größenordnung den aus den Abschmelzraten errechneten Werten für den Abfluss entspricht. Der durchschnittliche Wert für EG-D beträgt 0,35 cm d^{-1}. Das ist etwa ein sechstel seiner Maximalwertes. Das entspräche einer potentiellen Abschmelzdauer, die um den Faktor 6 erhöht wäre. Für eine Schnee- und Eisdecke von 20 m ergäben sich somit nicht etwa etwas mehr als 2 a (für I_{90}), sondern über 13 a (wieder ohne Unterbrechung des Strahlungsstroms).

Betrachtet man sich EG-C, so erreichte sein östlicher Abschnitt im Vorfluterbereich eine maximale Durchflussrate von etwa 150 $m^3 s^{-1}$. Für den westlichen Bereich ließ sich aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes des Vorfluters die Durchflussrate nicht ermitteln. Da aber das östliche und westliche Gebiet von EG-C jeweils 30 Quellabschnitte und die Einzugsgebiete etwa dieselbe Größe besitzen, würden dem Mündungsbecken ungefähr 300 $m^3 s^{-1}$ bei anhaltendem Hochwasser für den westlichen und den östlichen Abschnitt zugeführt werden. Die durchschnittliche Durchflussrate läge bei gleicher Annahme bei ungefähr 25 $m^3 s^{-1}$. Da die Vorfluter in einem Becken enden, stellt sich die Frage, welchen Zeitraum es einnehmen würde, bis der See auf Mündungshöhe seiner Vorfluter gefüllt oder bis das gesamte Becken überfüllt wäre. Durch Berechnungen mittels HRSC-DTMs wurde das Fassungsvermögen des Sees berechnet; dieses liegt bei 3,9 km^3. Bei einem kontinuierlichen Maximaldurchfluss von 300 $m^3 s^{-1}$ würde es 150 d dauern, bis der See auf Höhe der Mündungsbetten gefüllt sein würde. Bei einem gemittelten kontinuierlichen Durchfluss von 25 $m^3 s^{-1}$ wären es bereits 5 a. Das Volumen des Gesamtbeckens beträgt 41 km^3. Es würde bereits bei kontinuierlichem Maximaldurchfluss 4,3 a benötigen, bis dieses bis zum Rand gefüllt wäre; 52 a wären es bei mittleren Durchflussraten, sofern kein Wasser aus dem System dazukäme oder entfernt würde. Die niedrigste Stelle des Beckens befindet sich am südlichen Rand. Da diese keine Überlaufkerbe zeigt und auch keinerlei fluviale Strukturen dort zu beobachten sind, wo das überfließende Wasser sich ausbreiten und abfließen würde, muss davon ausgegangen werden, dass es nie zu einem Überlaufen des Beckens gekommen ist. Das würde nichts anderes bedeuten, als dass die fluvialen Systeme höchstens nur über wenige Jahrzehnte aktiv gewesen wären, wenn sie perennierend Wasser führten. Allerdings erhöht sich dieser Wert um ein Vielfaches bei sporadischem Abflussverhalten, das angenommen werden muss, da die unausgeglichenen Tallängsprofile (Appendix S. 204-218, Figuren 1-25 und S. 222-225, Figuren 26-33) dafür sprechen. Ob periodischer oder episodischer Abfluss erfolgte, darüber besteht allerdings keine Einsicht.

Bei der Untersuchung der Nivationsnischen EG-Cs (Abbildungen 32 und 33) wurde gesagt, dass die Tiefen der Hohlformen im Schnitt bei 200 m liegen. Wären sie bis oben hin mit Schnee bzw. Eis gefüllt, würde es unter allen in der Tabelle 4 aufgeführten Einstrahlungswinkeln von 30° bis 90° bei vollständigem Abschmelzen ebenfalls nicht einmal unter kontinuierlichem Strahlungsgenuss ausreichen, das Becken zum Überlauf zu bringen. Eine Schnee- und Eismächtigkeit von wenigen Metern als Untergrenze würde allerdings ausreichen, dass der See

zumindest bis zu den Mündungen seiner Vorfluter gefüllt gewesen wäre. Raum für entsprechende Schnee- und Eisvolumina stünden in den Nivationsnischen zur Verfügung.

Es soll an dieser Stelle noch einmal ausdrücklich betont werden, dass diese Berechnungen nur eine starke Abstrahierung der Wirklichkeit darstellen. Weder sind Tag-und-Nacht-Zyklen, noch Jahreszeiten in diese Berechnungen eingegangen. Auch sind Sublimationsverlust, Veränderungen der Eisdichte als Funktion der Auflast und eine eventuelle Versickerung von Schmelzwasser in den Untergrund unberücksichtigt geblieben, ebenso wie die Wärmeflussdichten des Bodenwärmestroms. Ziel der Überlegung ist lediglich, die ungefähre Dimension einer maximalen Abflussspende zu erhalten und sie mit den Werten dieser Arbeit und denen anderer Autoren zu vergleichen, um die Möglichkeit für Schmelzwasserspenden auszuschließen oder zu bestätigen. Da die Maximalwerte beider Berechnungswege Abflussspenden im Zentimeterbereich innerhalb eines Tages nahelegen, ist die Möglichkeit, dass die Trockenbetten einst Schmelzwässer geführt haben könnten und von ihnen ausgestaltet wurden, naheliegend. Käme es zum vollständigen Abschmelzen der Schnee- und Eiskörper, so läge im Vergleich zu den potentiellen Abschmelzraten der tatsächliche Wert einer Abschmelzdauer um einige Faktoren höher, vor allem in Hinblick auf die Berücksichtigung, dass während der Nacht und der kalten Jahreszeiten ein Abschmelzen stark vermindert wäre oder ganz ausbliebe. D. h., dass beispielsweise ein Eiskörper mit einer Mächtigkeit von 10 m nicht 2,2 a zum gänzlichen Abschmelzen benötigte, wie es die potentielle Abschmelzrate zeigt, sondern etwa mindestens 9 a, sofern keine zusätzlichen Schneemengen dazukämen. Allerdings können zur Zeit stärksten Strahlungsgenusses (Sommerhalbjahr mit wolkenlosem Himmel) die potentiellen Abflussraten kurzfristig für einige Minuten bis Stunden dem tatsächlichen Abfluss entsprechen. Die übrigen Parameter wie z. B. Bodenwärmestrom und eventuelle Versickerung sind lokale Phänomene und würden die Abschmelzraten entsprechend nach ihren örtlichen Gegebenheiten zusätzlich modifizieren.

Noch ein Umstand unterstützt die Möglichkeit von Schmelzwasserabfluss. Die Magnitude des dendritischen System C5-9 in Newton liegt bei 30. Das heißt, der Vorfluter besitzt 30 Quellgebiete. Bei der oben genannten maximalen Durchflussrate von 145 $m^3 s^{-1}$ würden sich bei gleichen Wasserschüttungsmengen der Quellen in diesem Einzugsgebiet etwa 5 $m^3 s^{-1}$ auf dieselben verteilen. Verglichen mit terrestrisch-alpinen Werten, liegen sie in derselben Größenordnung von einigen Kubikmetern pro Sekunde im Quellgebiet des vergletscherten

Einzugsgebiets z. B. des Vernagtferners für die maximalen Durchflussraten im Quellgebiet während sommerlicher Schönwetterperioden [*Escher-Vetter und Reinwarth*, 1994]. Im August 1992 lagen die höchsten Monatsmittelwerte bei etwa 4 $m^3 s^{-1}$, das höchste Tagesmittel wurde im Juli 1987 mit über 6 $m^3 s^{-1}$ ermittelt. Das höchste Stundenmittel wurde im August 1993 mit über 10 $m^3 s^{-1}$ registriert. Bei *Braun* [2002] sind durchaus auch Spitzenwerte von knapp über 30 $m^3 s^{-1}$ gemessen worden. Diese höheren Werte würden sich erklären, dass zum einen die gegenwärtige Strahlungsleistung der Sonne um 25 % höher liegt als in der Marsfrühzeit [*Gough*, 1981] und zum anderen die Erde näher zur Sonne steht. Setzt man die maximalen Abflussspenden von *Escher-Vetter und Reinwarth* [1994] in Bezug zur Fläche des Einzugsgebietes des Vernagtferners, welches eine Fläche 11,44 km^2 umfasst [*Escher-Vetter und Reinwarth*, 1994], so ergeben sich maximale Abflussspenden von ungefähr 3 cm d^{-1} bis 8 cm d^{-1}. Ähnliche Durchflusswerte liefert *Ellenrieder* [2002]. Seine Durchflussspitzen schwanken zwischen 3,1 $m^3 s^{-1}$ und 8,9 $m^3 s^{-1}$ für dieselbe Region zu anderen Messzeiten. Das entspricht einer maximalen Abflussspende von 2,3 cm d^{-1} bis 6,7 cm d^{-1}. Obere Grenzwerte für Schmelzwasserabflüsse von 5,5 cm d^{-1} für mittelgroße Talgletscher und bis 10 cm d^{-1} für kleinere Abflussflächen gibt *Lang* [1974] an. All diese liegen in derselben Größenordnung wie die Werte in den Kraterrändern von Newton und Bakhuysen und der der meisten anderen Autoren. *Veit* [2002] gibt mittlere Abflussspenden für den Alpenraum von 50 l s^{-1} km^{-2} bis 60 l s^{-1} km^{-2} an. Das entspricht mittleren Abflussspenden von 0,43 cm d^{-1} bis 0,52 cm d^{-1}. Die mittleren Abflussspenden von *Ellenrieder* [2002] schwanken zwischen 0,36 cm d^{-1} und 0,85 cm d^{-1}, diejenigen von *Braun* [2002] liegen im Schnitt bei 0,1 cm d^{-1} bis 0,4 cm d^{-1}, können aber bis zu 2 cm d^{-1} in Einzelfällen steigen. Das gleiche gilt für verschiedene Messungen in stark vergletscherten Gebieten Venter Ache, was *Escher-Vetter et al.* [1998] zeigen; im nepalesischen Himalaya geben *Gabet et al.* [2008] Durchschnittswerte für die Abflussspenden an, die zwischen 0,04 cm d^{-1} und 0,97 cm d^{-1} liegen. Auch ihre Werte liegen in der Regel im einstelligen Millimeterbereich wie die in dieser Arbeit ermittelten. Hinzu kommen die zu beobachtenden Rücken, die an Moränenzüge erinnern und somit auf ein Schnee- und Eisregime zusätzlich hindeuten (Abbildung 33, 34 und 48), ebenso wie die zahlreichen Nivationsnischen (Abbildung 32 und 33). Die Einsturzsenken im EG-C (Abbildung 38) und EG-D (Abbildung 47) könnten auf Mobilität von Eis im Untergrund an tektonischen Schwächezonen hindeuten, die ebenfalls für Kaltklimate sprechen.

Zurück zu Newton: Andere Einzugsgebiete wie beispielsweise EG-A würden bei einer maximalen Durchflussrate von 1.200 $m^3 s^{-1}$ und einer Magnitude von 75 auf 16 $m^3 s^{-1}$ in den Quellregionen kommen, für EG-B 20 $m^3 s^{-1}$ usw. Das entspräche etwa dem Mittelfeld bekannter maximaler Quellschüttungen in (teil-)vergletscherten und nivalen Gebieten der Erde (siehe oben). Angenommen, es würden die in dieser Arbeit identifizierten Quelläste nicht der Flusszahl 1 entsprechen, sondern eigentlich der 2, die eine 1 nur „vortäuscht“, müssten sich die Werte der Quellschüttungen um die Hälfte reduzieren (da nach Strahler zwei Einsen eine Zwei ergeben). Somit ergäben sich für EG-A Quellschüttungen von 8 $m^3 s^{-1}$, EG-B 10 $m^3 s^{-1}$ usw. Dieses „Vortäuschen“ würde dadurch erklärt werden können, dass sie bereits erodiert oder überdeckt worden sind oder im DTM nicht aufgelöst werden, da sie zu kleine Strukturen und somit nicht sichtbar sind. Vor allem in Quellgebieten relativ geringen Gefälles werden vermeintlich hohe Quellschüttungen erreicht. Da die Tiefenerosion neben der Durchflussmenge aber immer auch eine Funktion des Gefälles ist, konnten sich die Quellzuflüsse weniger in den Untergrund eintiefen und sind somit schlechter erhalten oder bereits erodiert worden.

11.4.2 Abflussgeschehen unter einem kaltklimatischen Regime

Unter kaltklimatischen Bedingungen (Jahresdurchschnittstemperatur < 0 °C) lässt sich das fluviale Abflussregime lediglich durch das Abschmelzen von Eis- und Schneeflächen in wärmeren Perioden erklären; Regen spielt, wenn überhaupt, aufgrund der niedrigen Lufttemperaturen und des niedrigen Sättigungsdampfdrucks nur eine untergeordnete Rolle. Auf der Erde konzentrieren sich solche Regionen auf die Hochlagen der alpinen, subnivalen und nivalen Höhenstufe der Gebirge, in denen der gefallene Niederschlag nicht mehr als Regen, sondern in Form von Schneefall auftritt. Des Weiteren entsprechen die Periglazialgebiete der subpolaren Zone kaltklimatischer Gebiete. Aus klimageomorphologischer Sicht entsprechen diese Zonen den nach Julius Büdel ausgewiesenen Frostschuttzonen [*Büdel*, 1977]. Da in dieser Arbeit überlegt wird, dass Schmelzwässer als Ursache für die fluviale Entwicklung in den Kratern Newton und Bakhuysen verantwortlich waren, was sich auch mit den Überlegungen von *Howard und Moore* [2011] deckt, die den westlichen Kraterinnenrand Newtons untersucht haben, so stellt sich die Frage nach dem Ablauf dieser Prozesse. Da einmal die Durchflussraten wie die Abflussspenden relativ hohe Werte erreichten und die Entwicklung von zum Teil

hochintegrierten dendritischen Systemen lange Zeiträume einnimmt, müssen Schnee- und Eisflächen auch über längere Epochenabschnitte zur Ablagerung gebracht werden und an der Oberfläche verbleiben. Dünne Schnee- und Eisfilme von einigen Millimetern bis Dezimetern können die abgeschätzten Durchflussraten nicht erklären, da der Faktor Zeit zu klein bliebe. Erst bei mindestens einigen Metern bis Dekametern Eismächtigkeit ist die Ausprägung der beobachteten Strukturen überhaupt denkbar (siehe Tabelle 4). Das heißt nichts anderes als dass jahreszeitenbedingte Abschmelzraten (zumindest in Kaltphasen) ausgeschlossen werden müssen, denn so würde sich keine Schneeanhäufung einstellen. Denkbar wäre allerdings, dass weniger Schnee in den Jahreszeiten zum Abschmelzen kam als nachgeliefert werden konnte, sodass die Bilanz der Schneeneubildung positiv bliebe. Das würde die Anhäufungszeiten erhöhen. Allerdings lässt sich das nicht beweisen. *Wordsworth et al.* [2013] geben in ihrem globalen Klimamodell für die Region des Newton-Kraters des frühen Mars Schneefallhöhen von maximal 2 kg m^{-2} pro Jahr an, bei einer um 25° geneigten Planetenachse. Das entspricht einer Niederschlagssäule von 2 mm pro Jahr. Für das Entstehen einer 10 m mächtigen Schnee- und Eisschicht würde das z. B. bedeuten, dass ein statistischer Akkumulationszeitraum von 5.000 a benötigt würde, um diese zu erzeugen.

Die starke fluviale Ausprägung der dendritischen Strukturen konzentrieren sich auf den Nord-, vor allem aber Nordostrand des Kraters Newton. Da Newton auf der Südhalbkugel liegt, zieht die Sonne von Osten, über Norden nach Westen ihre Bahn. Die Nordosthänge generell bekämen dadurch einen geringeren Strahlungsgenuss als die gegenüberliegenden Hänge des Südwestrandes Newtons, die kaum bis keine fluvialen Strukturen zeigen, da eventuelle Schneeflächen schnell wieder abgeschmolzen bzw. sublimiert wären und es so zu einer Ansammlung von Schnee und Eis nicht in so großem Umfang wie am gegenüberliegenden Kraterinnenrand kam. Schnee- und Eisablagerungen im Nordostabschnitt würden aufgrund der dortigen erhöhten Schattenlage längere Verweilzeiten besitzen und erst in wärmeren Perioden abschmelzen. Gleiches gilt in schwächerem Maße ebenso für Bakhuysen, dessen Nordostinnenrand auch eine leichte Erhöhung seiner fluvialen Aktivität zeigt (Abbildung 104). Seine größere Nähe zum Äquator aber und die damit verbundenen höheren Sonnenhöchststände, die erreicht würden, dürfte die Expositionsunterschiede vermindern, was sich schließlich in einer relativ gleichartigen fluvialen Prägung der Kraterinnenränder im Vergleich zu Newton äußern würde, mit einer schwachen Erhöhung des Nordostrandes aber verbunden bleibt. Der Verlauf des

Sonnenhöchststandes würde allerdings doch für ein Abschmelzen in Abhängigkeit zu den Jahreszeiten sprechen, wovon *Kite et al.* [2013] ausgehen. Setzt man voraus, dass dies aber nur während einer abschmelzfördernden Phase bei „günstiger“ Obliquität und einer synchron „passenden“ Exzentrizität geschah, wovon *Kite et al.* [2013] sprechen, würde in wärmeren Zeitabschnitten der Marsgeschichte ein Abschmelzen von Eis und Schnee möglich werden, in kälteren Phasen dagegen nicht. Die Zeiträume könnten sich je nach Marsbahnparametern somit über entsprechende Zeiträume erstrecken, in denen die Flusssysteme aktiv waren. Diese wiederum in größeren übergeordneten Zeitintervallen, die eine Abflussaktivierung immer wieder bedingt haben könnten. So geben *Jaumann et al.* [2010] für die Region Western Libya Montes einen Zeitraum über alle Epochen der Marsgeschichte an, in denen es immer wieder zur Aktivierung der Flusssysteme kam. Es werden dort noachische, hesperische und amazonische Einheiten von Trockenbetten in einem Gesamtzeitraum von 2,8 Ga durchschnitten. Für die Bildung der dortigen Trockenbetten werden etwa 10^3 a bis 10^5 a angenommen [*Jaumann et al.*, 2005], die in nachfolgenden Phasen immer wieder vom Abfluss benutzt werden. Auf eine ähnliche Größenordnung von mindestens 10^3 a bis 10^4 a kommen für die Region Parana Basin in ihrer Modellierung *Barnhart et al.* [2009], allerdings unter kontinuierlichem Abfluss mit kurzzeitigen Hochwasserspitzen von wenigen Tagen im Jahr. Für episodische Abflussereignisse verschieben sich die Dimensionen auf 10^5 a bis 10^6 a. 10^5 a bis 10^7 a geben *Hoke et al.* [2011], allerdings für große Talsysteme, an. Die Unterschiede in den Angaben der Zeiträume verdeutlichen, dass gegenwärtig noch große Unsicherheiten darüber bestehen, wie lange aufeinanderfolgende fluviale Phasen bestanden haben könnten. Auch für Newton und Bakhuysen lässt sich das in dieser Arbeit nicht feststellen. Aufgrund der ermittelten Tallängsprofile untersuchter Talzüge überall auf dem Mars ist jedoch davon auszugehen, dass es immer wieder über kürzere Zeitabschnitte zu fluvialen Aktivitäten kam [*Jaumann*, 2003].

Für einen episodischen Abfluss sprechen die unausgeglichenen Längsprofile, für eine durchaus „schnelle“ Bildungs- und Eintiefungsphase der Flussbetten von einigen tausend Jahren außerdem der Umstand, dass die oberen Meter der Marskruste in der Regel aus Regolith bestehen [*Melosh*, 2011]. Dieser wäre allerdings unter kaltklimatischen Bedingungen weit unter 0 °C mit kontinuierlichem Permafrost durchsetzt, der auch in wärmeren Epochen nicht ohne weiteres zum Abschmelzen gebracht werden könnte. Auf der Erde haben in Sibirien weite Flächen von Permafrostböden seit dem Ende der letzten Eiszeit vor 10.000 a überdauert, obwohl seitdem das

Erdsystem sich in einem Interglazial mit einer globalen Durchschnittstemperatur von 15 °C befindet [*Wilhelmy*, 1974]. Beim Abschmelzen der Eiskörper in wärmeren Epochen würden die Schmelzwässer darum über den gefrorenen Untergrund des Marsregoliths fließen. Dabei verhindert der Permafrost das Versickern der Schmelzwässer in den Untergrund; zudem würde eine kalte Marsatmosphäre kaum zur Verdunstung der abfließenden Schmelzwässer beitragen, da ihr Sättigungsdampfdruck schnell erreicht wäre. So gut wie der gesamte Schmelzwasserabfluss verbleibt somit direkt an der Oberfläche. Die in dieser Arbeit ermittelten Spitzenabflüsse entsprächen damit im Allgemeinen den maximalen Wasserspenden der Eis- und Schneeflächen. Aufgrund dessen, dass die Dimensionen derjenigen Abflussspenden, die aus der Durchflussrate als Funktion der Einzugsgebietsgröße ermittelt wurden, in der gleichen Größenordnung sich befinden, wie die der potentiellen Abschmelzraten, wird die Annahme einer unterdrückten Infiltration in den Untergrund und schwachen Verdunstungsverlusten entsprochen. Ansonsten müssten die Abflussspenden der Hochwasserspitzen im Mittel- und Unterlauf der Systeme bereits eine geringe Wassermenge enthalten, was jedoch nicht der Fall ist. Da die Temperatur des Schmelzwassers höhere Werte besitzt als die Temperatur des Permafrostbodens, ist mit einem Antauen derjenigen Bereiche des Permafrostes zu rechnen, über die die Schmelzwässer, dem Gefälle folgend, ihren Weg zur Erosionsbasis suchen. Das bedeutet, dass der abgetaute Permafrost nicht mehr den Regolith zusammenhalten kann. Der Wasseranteil des ehemaligen Regolitheises (Permafrost) geht in die abfließenden Wassermengen mit ein, die nun losen Regolithscherben können vor allem in Phasen der Hochwasserführung mitgeführt und lokal aufgeschüttet werden, wofür die zahlreichen Flussverwilderungsabschnitte oder erhalten gebliebene Mündungsschüttungen sprechen; im Newton-Krater geschah dies lokal immer wieder in Form von Zwischenablagerungen (z. B. Abbildung 26 und 27), sodass Restmaterialmengen zu gering blieben, um eindeutige Sedimentationskörper vor die Mündungen der Vorfluter zu schütten. Im Krater Bakhuysen fehlen Zwischenschüttungen weitgehend, weshalb, vor allem am Nordostrand, das mitgeführte Regolithmaterial dem Kraterboden zugeführt und akkumuliert wurde (Abbildung 92 und 93). In anderen Bereichen Bakhuysens ist allerdings eine starke Überdeckung festzustellen, sodass weitere Schüttungen wohlmöglich verdeckt sind. Bei nachfolgenden Abschmelzvorgängen späterer Warmperioden würden einmal gebildete Flussbetten (immer) wieder aktiviert werden, sich vergrößern und eintiefen und so im Sinne einer positiven Rückkopplung die Trockenbettsysteme immer mehr zu sich selbst integrierenden Systemen führen, wobei mitgeführtes Regolithmaterial und im Wasser treibende Eisschollen

ebenso für eine erhebliche tiefen- und seitenerosive Wirkung zur Verfügung stünden, die zusätzliche eine Tieferlegung beschleunigen. Fragmente von Lava- und Ejektablöcken können daran ebenso beteiligt sein [*Matsubara et al.*, 2013]. Solche Vorgänge sind vor allem für die subpolaren Gebiete der Erde postuliert worden [*Büdel*, 1977]. Nach *Büdel* [1977] entsprechen diese Zonen der Frostschuttzone mit exzessiver Talbildung. Der Prozess wird dort als Eisrindeneffekt diskutiert. Charakteristisch sind in diesen Frostschuttzonen Flusssysteme, die während des Frühjahrs ihre Schmelzwasserspitzen besitzen [*Bøggild et al.*, 1999; *Woo*, 1986], die über wenige Tage bis Wochen bereits etwa 80 % des Jahresabflusses erfahren können [*Semmel*, 1994]. Die Hochwasserspitzen dieses kurzen Zeitraums sind vor allem für die erosive Ausgestaltung der Flussbetten verantwortlich zu machen. Die übrigen 20 % verteilen sich auf das restliche Jahr [*Bavay et al.*, 2009]. Diese Ablaufverhalten sind typisch für die Mehrzahl der Flusssysteme der nördlichen Mittelbreiten [*Weingartner et al.*, 2013] und subpolaren Regionen [*Woo*, 2012], in denen Schneeschmelze vorherrscht [*Barnett et al.*, 2005; *Ferguson*, 1999]. Der Frostschutt wird aufgenommen und so lange transportiert, bis die Durchflussraten oder die Höhengradienten abnehmen und sich Verwilderungsabschnitte einstellen, da die Schleppkraft für den Transport des Materials nicht mehr ausreicht, was zwangsläufig zu Ablagerungen führt. Die Flüsse sind in der Regel weitaus breiter als tief. *Finnegan et al.* [2005] gehen bei solchen Trockenbetten von einem Tiefen-Breiten-Verhältnis von durchschnittlich 1:58 aus. Bei einer Trockenbettbreite von etwa 250 m, wie es für EG-A im Newton-Krater realisiert ist, würde demnach eine Tiefe gegenüberstehen, die etwa 4 m betragen würde. Das würde erklären, weswegen die Flussbetttiefe in den Höhenmodellen nicht aufgelöst werden kann; die Trockenbetten sind schlicht zu flach. Betrachtet man sich die Eintiefungsbeträge der subpolaren Flüsse der Frostschuttzone, so gibt *Büdel* [1977] dafür sehr hohe Eintiefungsraten von 1 m bis 3 m pro 1.000 a an. Diese hohen Werte sind vor allem eine Folge der „thermischen Tiefenerosion“, da der die Schmelzwässer überflossene Permafrost von oben nur angetaut werden muss, was eine Eintiefung im Gegensatz zu anstehendem Gestein erleichtert und beschleunigt. Diese Größenordnung entspricht der errechneten Zeit von 10^3 a, die von für die Bildung der Talsysteme in Libya Montes durch *Jaumann et al.* [2005] errechnet wurde.

12 Schlussfolgerungen

Der Mars ist heute eine Kältewüste, dessen globale Durchschnittstemperaturen bei etwa -60 °C liegen und dessen mittlerer Luftdruck 6 mbar entspricht und sich damit knapp unterhalb des Tripelpunktes für Wasser befindet. Infolgedessen liegt H_2O unter diesen gegenwärtigen Bedingungen nicht in liquider Form vor, sondern lediglich als Eis (vor allem im Untergrund, Polkappen ausgenommen) sowie als Gasphase in der Atmosphäre. Aufgrund der zahlreichen linearen Strukturen an der Oberfläche des Mars, die eindeutig als fluviale Strukturen zu identifizieren sind, ist davon auszugehen, dass diese Bedingungen an der Oberfläche nicht immer so vorgeherrscht haben können, wie sie die Gegenwart präsentiert. Es muss demnach zu großen Umbrüchen hinsichtlich des Klimas, der Hydrologie und damit der fluvialen Morphodynamik gekommen sein. Allerdings liegen bis zum jetzigen Zeitpunkt keine eindeutigen Ergebnisse in der Marsforschung zu, welche Prozesse hinter der Bildung und Entwicklung der Trockenbetten und Talsysteme standen. Die Erklärungsmuster reichen von einem warmen und feuchten Mars in der Frühphase (der Hauptphase des Auftretens der Talsysteme), über warmgemäßigte Modelle bis hin zu Erosionsabläufen unter kaltklimatischen Bedingungen. Welche fluvialmorphologischen Abläufe dafür verantwortlich waren und in welcher Größenordnung diese Prozessreaktionssysteme abliefen, wurde versucht mit Hilfe dieser Arbeit näher zu beleuchten. Dabei wurde mit Hilfe von Detailstudien der Einschlagskrater Newton und Bakhuysen versucht, spezifische Einblicke auf regionaler und lokaler Ebene zu erschließen, das bei einer globalen Analyse so nicht zu bewerkstelligen wäre. Aufgrund der zum Teil sehr gut erhalten gebliebenen Trockenbettstrukturen wurden diese Untersuchungsgebiete gewählt, da vor allem auch an Kraterrändern die Größe der Einzugsgebiete besser definiert werden konnten, die für die Bestimmung und Einschätzung einiger Detailwerte wie der Abflussspenden unerlässlich sind.

Der nordöstliche Kraterrand Newtons und der Krater Bakhuysen waren zu unterschiedlichen Zeiten von fluvialen Prozessen geprägt. Mit Hilfe der Altersdatierung durch Kraterzählung wurden unterschiedliche Zeiträume ermittelt, in denen der Oberflächenabfluss zur Bildung der Trockenbetten führte. Während das am nordöstlichen Kraterinnenrand Newtons an der noachisch-hesperischen Zeitgrenze und bis höchstens in die späthesperische Zeit geschah, fand dies an den Kraterinnenrändern Bakhuysens bis ins Amazonium statt, was die Altersbestimmungen von Schüttungskörpern belegen.

Dass die Entwässerungsbahnen durch Grundwasseraustritt geprägt wurden, lässt die inhomogene Verteilung der Quellursprungsgebiete und die dendritischen Trockenbettmuster nicht zu. Diese liegen am nordöstlichen Kraterrand Newtons nicht in einem Quell- oder mehreren Quellhorizonten, sondern jeweils auf ganz unterschiedliche Höhenregionen verteilt; gleiches gilt für Bakhuysen. Lediglich für den Nordrand Newtons lassen sich mehrere Entwässerungsstockwerke ableiten, allerdings sind diese Ausdruck der unterschiedlich intensiv erfolgten Tiefenerosion, damit abhängig vom dort vorherrschenden Höhengradienten und dort nur erhalten geblieben, wo dieselben hohe Werte erreichen, sodass es sich lediglich um „Scheinstockwerke“ handelt. Nur der nördliche Kraterboden Newtons zeigt die durch Quellerosion, also Grundwasseraustritt, bedingten fluvialen Strukturen, die darum durch Grundwasseraustritt entstanden sein müssen und deutlich jünger sind als diejenigen dendritischen Strukturen des nordöstlichen Kraterrandes, da sie sich in späthesperische Oberflächensegmente hineinerodierten. Während Newton als Ganzes somit vom Oberflächenabfluss hin zum Grundwasseraustritt sich entwickelte, ist bei Bakhuysen lediglich von Oberflächenentwässerung auszugehen.

Ein weiterer Unterschied beider Krater liegt in der Entwicklung der fluvialen Strukturen nicht nur als Funktion der Zeit, sondern auch des Raumes. Newton zeigt vor allem an seinem nordöstlichen Kraterinnenrand hochintegrierte Trockenbettsysteme mit Flusszahlen nach Strahler bis 5. Der übrige Norden ist ebenfalls durch eine mäßig hohe fluviale Gestaltung durch Oberflächenabfluss geprägt gewesen. Die dortigen Trockenbetten sind im Vergleich mit den großen Systemen des Nordostens aber nur schwach entwickelt, aber deutlich besser als die übrigen Systeme des südlichen Kraterrandes. Lediglich die Strukturen, die durch Quellerosion am nördlichen Kraterboden zur Entstehung gebracht wurden, zeigen sehr gut erhalten gebliebene Segmente, das aber auch aufgrund ihres jüngeren Alters berücksichtigt werden muss. Diese räumliche Heterogenität kann mittels eines regionalklimatischen thermodynamischen Zirkulationssystems erklärt werden. Dabei werden bei vorherrschenden Südwestwinden wasserdampfreiche Luftpakete dem Nordosthang Newtons zugeführt und durch den orographischen Effekt zum Aufsteigen gezwungen, was mit einer Abkühlung und folgender Kondensation des Wasserdampfes zu Staubewölkung am Nordostinnenrand führte. Der ausfallende Niederschlag würde als Regen zum direkten Oberflächenabfluss kommen, dem Newton-Krater zugeführt werden und einen stagnierenden Wasserkörper bilden, der erneut als „Wasserdampfquelle“

nachfolgender Luftpakete zur Verfügung steht. Sowohl der Luftkissen- wie auch der Splash-Effekt würden dabei erheblich eine Versickerung von Wasser in den Untergrund reduzieren. Regenfälle wären somit die Erklärung für einen einstigen „warmen und feuchten“ Mars. Aufgrund neuester Klimamodellierungen und der extensiven Talbildung ist eine „Kältewüste Mars“ auch in der Frühzeit wahrscheinlicher. Schnee kam in den Höhenlagen der Kraterinnenränder zur Akkumulation und somit zur Anhäufung von Schnee- und Eisflächen über längere Zeiträume, die in wärmeren Perioden abschmolzen, sodass die Trockenbetten Zeugen einstigen Schmelzwasserabflusses sind. Langgezogene moränenartige Rücken und identifizierte Nivationsnischen in unmittelbarer Umgebung zueinander sprechen zusätzlich für ein kaltklimatisches Klima und daher für ein Abschmelzen von Eis und Schnee als für Regenfälle mit nachfolgendem Oberflächenabfluss. Die ermittelten Durchflussspitzen, die für die Genese der Flussbetten verantwortlich sind, liegen für den Untersuchungsraum des Nordostens von Newton bei 150 $m^3 s^{-1}$ bis 1.200 $m^3 s^{-1}$ und entsprechen Abflussspenden von 1,4 cm d^{-1} bis 5,6 cm d^{-1}. Damit liegen sie in derselben Größendimension von einigen Zentimetern pro Tag wie die maximalen Abflussspenden, die durch Abschmelzen von Eis- und Schneeflächen für einige Stunden über einen längerfristigen Zeitraum immer wieder generiert werden könnten. Ein Vergleich mit terrestrischen Abflussspenden ergibt dieselbe Größendimension, wobei letztere auch maximale Abflussspenden im unteren bis mittleren zweistelligen Zentimeterbereich erreichen können, was allerdings auf die größere Sonnennähe und die höhere Aktivität des gegenwärtigen Strahlungsstromes der Sonne zurückgeführt werden muss. Die mittleren Durchflussraten des Nordostrandes von 12 $m^3 s^{-1}$ bis 230 $m^3 s^1$ ergeben Abflussspenden im einstelligen Millimeterbereich, dem auch die mittleren Abflussspenden stark vergletscherter Gebiete der Erde entspricht. Aufgrund der tiefen, weit unter der Nullgradgrenze sich befindlichen Durchschnittstemperaturen, wie neuste Klimamodellierungen von *Forget et al.* [2013] und *Wordsworth et al.* [2013], ist von einem generellen Permafrostklima des Mars auszugehen. Dieser verhindert das Versickern von Wasser in den Untergrund und die tiefen Lufttemperaturen tragen dazu bei, dass nur wenig Wasser in die Atmosphäre durch Evaporation gelangt. Infiltrations- und Verdunstungsverlust sind somit extrem minimiert und tendieren gegen Null. Der Vergleich der maximalen Abflussspenden, die aus den potentiellen Abschmelzraten errechnet wurden und denjenigen maximalen Abflussspenden, die sich aus dem Verhältnis der Durchflussspitzen zur Größe des Einzugsgebietes oberhalb der Messstelle an den Mündungen der Vorfluter ergeben, ergibt Werte gleicher Größenordnung und unterstreicht somit, dass durch

Verdunstung und Infiltration in den Regolith keine nennenswerten Mengen an Wasser vom Oberlauf bis zur Mündungshöhe verloren gegangen sein können, was die These für eine kaltes Klima zusätzlich unterstützt. Aufgrund der „thermischen Erosion“ (Eisrindeneffekt) des abfließenden Schmelzwassers wurden schnelle Eintiefungsraten der fluvialen Systeme von einigen Metern in 1.000 a erreicht. Aufgrund der unausgeglichenen Längsprofile der Trockenbetten ist davon auszugehen, dass diese Abflussereignisse jedoch nur sporadisch in Jahreszeiten wärmerer Epochen (Interglazialen) abliefen.

Was Bakhuysen betrifft, so sind seine Einzugsgebietsflächen im Vergleich zu denen Newtons reduziert und erreichen maximal 400 km²; Newtons größtes Einzugsgebiet bringt es auf 4.100 km². Infolgedessen fallen auch die maximalen (200 $m^3\ s^{-1}$ bis 290 $m^3\ s^{-1}$) sowie die mittleren Durchflussraten (20 $m^3\ s^{-1}$ bis 30 $m^3\ s^{-1}$) allein der größten fluvialen Systeme der Flusszahl 4 entsprechend geringer aus als es in Newton der Fall ist. Infolgedessen ist die beteiligte absolute Wassermenge des Oberflächenabflusses deutlich kleiner als es in Newton der Fall war. Allerdings zeigen im Vergleich zu Newton die maximalen wie die mittleren Abflussspenden im Bakhuysen-Krater dieselben Größenordnungen von mehreren Zentimetern pro Tag für jene und Millimetern pro Tag für diese, sodass sich die geringeren Durchflussraten und Einzugsgebietsgrößen wieder ausgleichen und auf gleiche Erosions- und Klimabedingungen in Newton und Bakhuysen hinweisen. Allerdings sind dennoch die Trockenbetten in Bakhuysen zum Teil besser erhalten geblieben als diejenigen Newtons, was mit dem jüngeren Alter erklärt werden kann. Ein großer Unterschied zu Newton weist Bakhuysen allerdings im Hinblick auf die räumliche Verteilung seiner Trockenbetten auf, die im Allgemeinen homogen um seinen gesamten Kraterinnenrand konzentriert sind. Dennoch lässt sich eine etwas stärkere fluviale Prägung des Nordinnenrandes, vor allem des nordöstlichen Kraterinnenrandes, zeigen, was mit Newton konform geht. Aufgrund der näheren Lage Bakhuysens zum Äquator (etwa 23 °S) sind bei ihm Schattenhänge zeitlich weniger lang entwickelt als bei Newton (etwa 38 °S), da die Sonne alle Hänge bei einer Marsachsneigung von über 23° erwärmen würde. Auf das Jahr bezogen, erhielten dennoch die nördlichen Kraterränder weniger Sonnenenergie, dass ein schnellzeitiges Abschmelzen unterdrückt und Akkumulation erhöht. In wärmeren Epochen käme an den nördlichen Kraterinnenrändern beider Krater dadurch ein größeres Volumen von Schnee und Eis zum Abschmelzen, was sich in erhöhter fluvialer Aktivität äußerte, wenngleich die Unterschiede im Krater Newton aufgrund der südlicheren Lage größer ausfielen als im

Bakhuysen-Krater. Dennoch scheint aber im Allgemeinen die fluviale Aktivität in verschiedenen Regionen auf dem Mars (Newton-Krater und Bakhuysen-Krater) und über die verschiedenen Epochen hinweg (Noachium bis Amazonium) in gleichartiger Weise abgelaufen zu sein, was auf eine Konstanz der Erosions- und Abflussprozesse hindeutet. Lediglich der Volumenanteil des für die fluviale Erosion beteiligten Wassers scheint sich mit der Zeit vermindert zu haben, worauf die unterschiedlichen hohen Durchflussraten der Krater Newton und Bakhuysen hinweisen.

Dass diese fluvialen Prozesse unter kaltklimatischen nicht nur in Newton sich ereignet haben, sondern auch in anderen Regionen des Mars abliefen, zeigen aber die Ergebnisse nicht nur von Bakhuysen, sondern auch andere Publikationen. Die Hack-Koeffizienten, Bifurkations- und Talbettlängenverhältnisse liegen im Allgemeinen für den Nordostrand Newtons und Bakhuysens in derselben Größenordnung, die Taldichten sind im Vergleich mit Newton allerdings etwa um das Doppelte erhöht. In der Regel befinden sich aber sämtliche Werte im Mittelfeld der meisten Publikationen anderer Autoren. Diese Ergebnisse legen nahe, dass das Erosionsgeschehen durch Oberflächenabfluss überall auf dem Mars unter gleichen Bedingungen stattfand und ähnlich abgelaufen sein muss wie auf der Erde. Lediglich in ihrer Ausprägung aber wurden sie durch lokale Verhältnisse variiert.

Literaturverzeichnis

Abshire, J. B., X. Sun, und R. S. Afzal (2000), Mars Orbiter Laser Altimeter: Receiver Model and Performance Analysis, *Applied Optics*, *39*, 2449-2460.

Acuna, M. H., et al. (1999), Global Distribution of Crustal Magnetization Discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment, *Science*, *284*, 790.

Aharonson, O., M. T. Zuber, und D. H. Rothman (2001), Statistics of Mars' topography from the Mars Orbiter Laser Altimeter: Slopes, correlations, and physical models, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 23723-23736.

Ahnert, F. (2009), *Einführung in die Geomorphologie*, 4. Aufl. ed., 393 S. pp., Ulmer, Stuttgart (Hohenheim).

Andrews-Hanna, J. C., und K. W. Lewis (2011), Early Mars hydrology: 2. Hydrological evolution in the Noachian and Hesperian epochs, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *116*, 2007.

Andrews-Hanna, J. C., M. T. Zuber, und W. B. Banerdt (2008), The Borealis basin and the origin of the martian crustal dichotomy, *Nature*, *453*, 1212-1215.

Ansan, V., und N. Mangold (2006), New observations of Warrego Valles, Mars: Evidence for precipitation and surface runoff, *Planetary and Space Science*, *54*, 219-242.

Ansan, V., und N. Mangold (2013), 3D morphometry of valley networks on Mars from HRSC/MEX DEMs: Implications for climatic evolution through time, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *118*, 1873-1894.

Arvidson, R., et al. (1978), Standard techniques for presentation and analysis of crater size-frequency data*Rep.*, 338-339 pp.

Arvidson, R. E., F. P. Seelos, K. S. Deal, W. C. Koeppen, N. O. Snider, J. M. Kieniewicz, B. M. Hynek, M. T. Mellon, und J. B. Garvin (2003), Mantled and exhumed terrains in Terra Meridiani, Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *108*, 8073.

Arvidson, R. E., et al. (2006), Nature and origin of the hematite-bearing plains of Terra Meridiani based on analyses of orbital and Mars Exploration rover data sets, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *111*.

Balme, M., D. C. Berman, M. C. Bourke, und J. R. Zimbelman (2008), Transverse Aeolian Ridges (TARs) on Mars, *Geomorphology*, *101*, 703-720.

Bandfield, J. L., V. E. Hamilton, und P. R. Christensen (2000), A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES, *Science*, *287*, 1626-1630.

Barnett, T. P., J. C. Adam, und D. P. Lettenmaier (2005), Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, *438*, 303–309.

Barnhart, C. J., A. D. Howard, und J. M. Moore (2009), Long-term precipitation and late-stage valley network formation: Landform simulations of Parana Basin, Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *114*, 1003.

Bavay, M., M. Lehning, T. Jonas, und H. Löwe (2009), Simulations of future snow cover and discharge in Alpine headwater catchments, *Hydrological Processes*, *23*, 95-108.

Berman, D. C., D. A. Crown, und L. F. Bleamaster (2009), Degradation of mid-latitude craters on Mars, *Icarus*, *200*, 77-95.

Bibring, J.-P., et al. (2006), Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data, *Science*, *312*, 400-404.

Blümel, W. D. (2013), *Wüsten : Entstehung, Kennzeichen, Lebensraum*, 327 pp., Ulmer, Stuttgart (Hohenheim).

Blümel, W. D., J. Eberle, K. Hüser, und B. Eitel (2009), Holozäner Klima- und Landschaftswandel in der Namib?, *Nova Acta Leopoldina*, *NF 108*(373), 125-150.

Bøggild, C. E., C. J. Knudby, M. B. Knudsen, und W. Starzer (1999), Snowmelt and runoff modelling of an Arctic hydrological basin in west Greenland, *Hydrological Processes*, *13*, 1989–2002.

Borg, L. E., L. E. Nyquist, H. Wiesmann, C.-Y. Shih, und Y. Reese (2003), The age of Dar al Gani 476 and the differentiation history of the martian meteorites inferred from their radiogenic isotopic systematics, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *67*, 3519-3536.

Brandon, A. D., R. J. Walker, J. W. Morgan, und G. G. Goles (2000), Re-Os isotopic evidence for early differentiation of the Martian mantle, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *64*, 4083-4095.

Braun, L. N. (2002), Das Wasser der Alpen: Hydrologische Empfindlichkeit der Alpenregion gegenüber einer Klimaveränderung(Tagung der Nationalparkakademie Hohe Tauern), 5 S.

Büdel, J. (1977), *Klima-Geomorphologie*, VIII, 304 pp., Borntraeger, Berlin, Stuttgart.

Burr, D. M., R. M. E. Williams, K. D. Wendell, M. Chojnacki, und J. P. Emery (2010), Inverted fluvial features in the Aeolis/Zephyria Plana region, Mars: Formation mechanism and initial paleodischarge estimates, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *115*, 7011.

Cabrol, N. A., und E. A. Grin (2001), Composition of the drainage network on early Mars, *Geomorphology*, *37*, 269-287.

Cabrol, N. A., und E. A. Grin (2010), *Lakes on Mars*.

Caprarelli, G., und B. Y. Wang (2012), Wet Mars implications of revised scaling calculations for Evros Vallis, *Australian Journal of Earth Sciences*, *59*, 263-276.

Carr, M. H. (1978), Formation of Martian flood features by release of water from confined aquifers*Rep.*, 260-262 pp.

Carr, M. H. (1986), Mars - A water-rich planet?, *Icarus*, *68*, 187-216.

Carr, M. H. (1995), The Martain drainage system and the origin of valley networks and fretted channels, *Journal of Geophysical Research*, *100*, 7479-7507.

Carr, M. H. (1996), *Water on Mars*.

Carr, M. H. (2001), Mars Global Surveyor observations of Martian fretted terrain, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 23571-23594.

Carr, M. H. (2006), *The Surface of Mars*.

Carr, M. H., und G. D. Clow (1981), Martian channels and valleys - Their characteristics, distribution, and age, *Icarus*, *48*, 91-117.

Carr, M. H., und F. C. Chuang (1997), Martian drainage densities, *Journal of Geophysical Research*, *102*, 9145-9152.

Carr, M. H., und J. W. Head (2010), Geologic history of Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, *294*, 185-203.

Carr, M. H., L. S. Crumpler, J. A. Cutts, R. Greeley, J. E. Guest, und H. Masursky (1977), Martian impact craters and emplacement of ejecta by surface flow, *Journal of Geophysical Research*, *82*, 4055-4065.

Cerbe, G., und H.-J. Hoffmann (2002), *Einführung in die Thermodynamik : von den Grundlagen zur technischen Anwendung ; mit 130 Beispielen, 135 Aufgaben und 175 Kontrollfragen*, 13., verb. und erw. Aufl. ed., 484 pp., Hanser-Verl., München [u.a.].

Chevrier, V., F. Poulet, und J.-P. Bibring (2007), Early geochemical environment of Mars as determined from thermodynamics of phyllosilicates, *Nature*, *448*, 60-63.

Christensen, P. R., et al. (2001), Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: Investigation description and surface science results, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 23823-23872.

Clifford, S. M. (1980), Chasma.Boreale (85°N, 0°W): Remnant of a Martian Jokulhlaup?, in *Bulletin of the American Astronomical Society*, edited, p. 678.

Clifford, S. M. (1993), A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars, *Journal of Geophysical Research*, *98*, 10973.

Connerney, J. E. P., M. H. Acuna, P. J. Wasilewski, N. F. Ness, H. Reme, C. Mazelle, D. Vignes, R. P. Lin, D. L. Mitchell, und P. A. Cloutier (1999), Magnetic Lineations in the Ancient Crust of Mars, *Science*, *284*, 794.

Craddock, R. A., und A. D. Howard (2002), The case for rainfall on a warm, wet early Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *107*, 5111.

Davis, W. L., I. de Pater, und C. P. McKay (2010), Rain infiltration and crust formation in the extreme arid zone of the Atacama Desert, Chile, *Planetary and Space Science*, *58*, 616-622.

Ellenrieder, T. (2002), Abfluss und Gletschermassenbilanz im Einzugsgebiet des Vernagtferners: Eine Rekonstruktion für die Wende vpm 19. zum 20. Jahrhundert, diplomarbeit thesis, 123 pp, Julius-Maximilians-Universität, Würzburg.

Erkeling, G., D. Reiss, H. Hiesinger, und R. Jaumann (2010), Morphologic, stratigraphic and morphometric investigations of valley networks in eastern Libya Montes, Mars: Implications for the Noachian/Hesperian climate change, *Earth and Planetary Science Letters*, *294*, 291-305.

Erkeling, G., D. Reiss, H. Hiesinger, F. Poulet, J. Carter, M. A. Ivanov, E. Hauber, und R. Jaumann (2012), Valleys, paleolakes and possible shorelines at the Libya Montes/Isidis boundary: Implications for the hydrologic evolution of Mars, *Icarus*, *219*, 393-413.

Erkeling, G., D. Reiss, F. Poulet, J. Carter, D. Loizeau, H. Hiesinger, M. A. Ivanov, E. Hauber, und R. Jaumann (2011), Morphology and Mineralogy of Libya Montes Layered Delta Deposits, Mars: Implications for Long-Term Aqueous Alteration, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, edited, p. 2028.

Escher-Vetter, H., und O. Reinwarth (1994), Two Decades of Runoff Measurements (1974 to 1993) at the Pegelstation Vernagtbach/Ötztal Alps, *Z. f. Gletscherk. u. Glazialg.*, *30*, 53-98.

Escher-Vetter, H., M. Weber, und L. N. Braun (1998), *Gletscherverhalten als klimatische Information - Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt alpiner, teilweise vergletscherter Gebiete*, 61 S. pp., Bayrische Akademie der Wissenschaften - Kommission für Glaziologie, München.

Evenari, M. (1985), *The Desert Environment*, Elsevier, Amsterdam.

Fairén, A. G. (2010), A cold and wet Mars, *Icarus*, *208*, 165-175.

Fairén, A. G., J. Ruiz, und F. Anguita (2002), An Origin for the Linear Magnetic Anomalies on Mars through Accretion of Terranes: Implications for Dynamo Timing, *Icarus*, *160*, 220-223.

Fassett, C. I., und J. W. Head (2008a), Valley network-fed, open-basin lakes on Mars: Distribution and implications for Noachian surface and subsurface hydrology, *Icarus*, *198*, 37-56.

Fassett, C. I., und J. W. Head (2008b), The timing of martian valley network activity: Constraints from buffered crater counting, *Icarus*, *195*, 61-89.

Fastook, J. L., J. W. Head, D. R. Marchant, F. Forget, und J.-B. Madeleine (2012), Early Mars climate near the Noachian-Hesperian boundary: Independent evidence for cold conditions from basal melting of the south polar ice sheet (Dorsa Argentea Formation) and implications for valley network formation, *Icarus*, *219*, 25-40.

Ferguson, R. (1999), Snowmelt runoff models, *Prog. Phys. Geogr*, *23*, 205–227.

Finnegan, N. J., G. Roe, D. R. Montgomery, und B. Hallet (2005), Controls on the channel width of rivers: Implications for modeling fluvial incision of bedrock, *Geology*, *33*, 229.

Fishbaugh, K. E., und J. W. Head (2002), Chasma Boreale, Mars: Topographic characterization from Mars Orbiter Laser Altimeter data and implications for mechanisms of formation, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *107*, 5013.

Forget, F., R. Wordsworth, E. Millour, J.-B. Madeleine, L. Kerber, J. Leconte, E. Marcq, und R. M. Haberle (2013), 3D modelling of the early martian climate under a denser CO2 atmosphere: Temperatures and CO2 ice clouds, *Icarus*, *222*, 81-99.

Frey, H. V. (2003), Buried Impact Basins and the Earliest History of Mars, in *Sixth International Conference on Mars*, edited by A. L. Albee, p. 3104.

Fryirs, K., und G. J. Brierley (2013), *Geomorphic Ananlysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape*, John Wiley and Sons, Chichester, U.K.

Gabet, E. J., D. W. Burbank, B. Pratt-Sitaula, J. Putkonen, und B. Bookhagen (2008), Modern erosion rates in the High Himalayas of Nepal, *Earth and Planetary Science Letters*, *267*, 482-494.

Gardner, C. S. (1992), Ranging performance of satellite laser altimeters, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *30*, 1061-1072.

Gardner, T. W., D. W. Jorgensen, C. Shuman, und C. R. Lemieux (1987), Geomorphic and tectonic process rates: Effects of measured time interval, *Geology*, *15*, 259.

Geissler, P. E., R. B. Singer, und B. K. Lucchitta (1990), Dark materials in Valles Marineris - Indications of the style of volcanism and magmatism on Mars, *Journal of Geophysical Research*, *95*, 14399-14413.

German, R. (1963), Taldichte und Flussdichte in Südwestdeutschland - ein Beitrag zur klimabedingten Oberflächenformung, *Berichte zur Dt. Landeskunde*, *31*, 12-32.

Ghatan, G. J., J. W. Head, und L. Wilson (2005), Mangala Valles, Mars: Assessment of Early Stages of Flooding and Downstream Flood Evolution, *Earth Moon and Planets*, *96*, 1-57.

Goldspiel, J. M., und S. W. Squyres (1991), Ancient aqueous sedimentation on Mars, *Icarus*, *89*, 392-410.

Goldspiel, J. M., und S. W. Squyres (2000), Groundwater Sapping and Valley Formation on Mars, *Icarus*, *148*, 176-192.

Golombek, M. P., und N. T. Bridges (2000), Erosion rates on Mars and implications for climate change: Constraints from the Pathfinder landing site, *Journal of Geophysical Research*, *105*, 1841-1854.

Golombek, M. P., et al. (2006), Erosion rates at the Mars Exploration Rover landing sites and long-term climate change on Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *111*.

Golombek, M. P., et al. (2007), Climate Change on Mars from Erosion Rates at the Mars Exploration Rover Landing Sites, *LPI Contributions*, *1353*, 3034.

Gough, D. O. (1981), Solar interior structure and luminosity variations, *Solar Physics*, *74*, 21-34.

Grant, J. A., R. P. Irwin, S. A. Wilson, D. Buczkowski, und K. Siebach (2011), A lake in Uzboi Vallis and implications for Late Noachian-Early Hesperian climate on Mars, *Icarus*, *212*, 110-122.

Greeley, R., und J. E. Guest (1987), Geological map of the eastern equatorial region of Mars, USGS Miscellaneous Investigations Series Map I-1802-B, 1:15000000.

Greeley, R., und B. D. Schneid (1991), Magma generation on Mars - Amounts, rates, and comparisons with earth, moon, and Venus, *Science*, *254*, 996-998.

Greeley, R., A. Skypeck, und J. B. Pollack (1993), Martian aeolian features and deposits - Comparisons with general circulation model results, *Journal of Geophysical Research*, *98*, 3183-3196.

Gulick, V. C., und V. R. Baker (1987), Origin and Evolution of Valleys on Martian Volcanoes: The Hawaiian Analog, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, edited, p. 376.

Gulick, V. C., und V. R. Baker (1990), Origin and evolution of valleys on Martian volcanoes, *Journal of Geophysical Research*, *95*, 14325-14344.

Gwinner, K., F, F. Scholten, M. Spiegel, R. Schmidt, B. Giese, J. Oberst, C. Heipke, R. Jaumann, und G. Neukum (2009), Derivation and Validation of High-Resolution Digital Terrain Models from Mars Express HRSC Data, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, *75(9)*, 1127-1142.

Hack, J. T. (1957), Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, *USGS Prof. Pap.*, *294-B*, 45-97.

Hanna, J. C., und R. J. Phillips (2005), Hydrological modeling of the Martian crust with application to the pressurization of aquifers, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *110*, 1004.

Hartmann, W. K. (1970), Note: Lunar Cratering Chronology, *Icarus*, *13*, 299-301.

Hartmann, W. K. (1971), Martian Cratering III: Theory of Crater Obliteration, *Icarus*, *15*, 410-428.

Hartmann, W. K., und G. Neukum (2001), Cratering Chronology and the Evolution of Mars, *Space Science Reviews*, *96*, 165-194.

Haskin, L. A., et al. (2005), Water alteration of rocks and soils on Mars at the Spirit rover site in Gusev crater, *Nature*, *436*, 66-69.

Hauck, S. A., und R. J. Phillips (2002), Thermal and crustal evolution of Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *107*, 5052.

Head, J. W., und D. R. Marchant (2003), Cold-based mountain glaciers on Mars: Western Arsia Mons, *Geology*, *31*, 641.

Head, J. W., M. A. Kreslavsky, und S. Pratt (2002), Northern lowlands of Mars: Evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian Period, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *107*, 5003.

Head, J. W., A. L. Nahm, D. R. Marchant, und G. Neukum (2006a), Modification of the dichotomy boundary on Mars by Amazonian mid-latitude regional glaciation, *Geophysical Research Letters*, *33*.

Head, J. W., J. F. Mustard, M. A. Kreslavsky, R. E. Milliken, und D. R. Marchant (2003), Recent ice ages on Mars, *Nature*, *426*, 797-802.

Head, J. W., D. R. Marchant, M. C. Agnew, C. I. Fassett, und M. A. Kreslavsky (2006b), Extensive valley glacier deposits in the northern mid-latitudes of Mars: Evidence for Late Amazonian obliquity-driven climate change, *Earth and Planetary Science Letters*, *241*, 663-671.

Head, J. W., R. Greeley, M. P. Golombek, W. K. Hartmann, E. Hauber, R. Jaumann, P. Masson, G. Neukum, L. E. Nyquist, und M. H. Carr (2001), Geological Processes and Evolution, *Space Science Reviews*, *96*, 263-292.

Hendl, M., und H. Liedtke (2002), *Lehrbuch der allgemeinen physischen Geographie*, 3., überarb. und erw. Aufl., [Nachrdr.] ed., 866 S. pp., Julius Perthes, Gotha.

Hoefen, T. M., R. N. Clark, J. L. Bandfield, M. D. Smith, J. C. Pearl, und P. R. Christensen (2003), Discovery of Olivine in the Nili Fossae Region of Mars, *Science*, *302*, 627-630.

Hoke, M. R. T., und B. M. Hynek (2009), Roaming zones of precipitation on ancient Mars as recorded in valley networks, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *114*, 8002.

Hoke, M. R. T., B. M. Hynek, und G. E. Tucker (2011), Formation timescales of large Martian valley networks, *Earth and Planetary Science Letters*, *312*, 1-12.

Horton, R. E. (1945), Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins; Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology, *Geological Society of America Bulletin*, *56*, 275.

Hovius, N., A. Lea-Cox, und J. M. Turowski (2008), Recent volcano ice interaction and outburst flooding in a Mars polar cap re-entrant, *Icarus*, *197*, 24-38.

Howard, A. D., und J. M. Moore (2009), Young Mid-latitude Martian Valleys: Evidence from Newton and Gorgonum Basins, *AGU Fall Meeting Abstracts*, *51*, 0605.

Howard, A. D., und J. M. Moore (2011), Late Hesperian to early Amazonian midlatitude Martian valleys: Evidence from Newton and Gorgonum basins, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *116*, 5003.

Howard, A. D., R. C. Kochel, und H. E. Holt (1988), Sapping Features of the Colorado Plateau: A Comparative Geology Field Guide. NASA SP-491, *NASA Special Publication*, *491*.

Howard, A. D., J. M. Moore, und R. P. Irwin (2005), An intense terminal epoch of widespread fluvial activity on early Mars: 1. Valley network incision and associated deposits, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *110*.

Hynek, B. M., und R. J. Phillips (2003), New data reveal mature, integrated drainage systems on Mars indicative of past precipitation, *Geology*, *31*, 757.

Hynek, B. M., M. Beach, und M. R. T. Hoke (2010), Updated global map of Martian valley networks and implications for climate and hydrologic processes, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *115*, 9008.

Irwin, R. P., und T. R. Watters (2010), Geology of the Martian crustal dichotomy boundary: Age, modifications, and implications for modeling efforts, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *115*, 11006.

Irwin, R. P., R. A. Craddock, und A. D. Howard (2005), Interior channels in Martian valley networks: Discharge and runoff production, *Geology*, *33*, 489.

Irwin, R. P., A. D. Howard, und R. A. Craddock (2008), Fluvial valley networks on Mars, in *River confluences, tributaries and the fluvial network*, edited by S. P. Rice, A. G. Roy und B. L. Rhoads, pp. 419–451, Wiley, Chichester, U. K.

Ivanov, B. A. (2001), Mars/Moon Cratering Rate Ratio Estimates, *Space Science Reviews*, *96*, 87-104.

Jakosky, B. M., und M. H. Carr (1985), Possible precipitation of ice at low latitudes of Mars during periods of high obliquity, *Nature*, *315*, 559-561.

Jakosky, B. M., und J. H. Jones (1997), The history of Martian volatiles, *Reviews of Geophysics*, *35*, 1-16.

Jaumann, R. (2003), Die Erosionsmorphologie des Mars, Verteilung und Stratigraphie von Erosionsformen und deren klimatische Bedeutung Habitilation thesis, 261 S. pp, Ludwig-Maximilians-Universität München, Berlin.

Jaumann, R., und D. Reiss (2002), Nirgal Vallis: Evidence for Extensive Sapping, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, edited, p. 1579.

Jaumann, R., A. Nass, D. Tirsch, D. Reiss, und G. Neukum (2010), The Western Libya Montes Valley System on Mars: Evidence for episodic and multi-genetic erosion events during the Martian history, *Earth and Planetary Science Letters*, *294*, 272-290.

Jaumann, R., D. Tirsch, E. Hauber, G. Erkeling, H. Hiesinger, L. Le Deit, M. Sowe, S. Adeli, A. Petau, und D. Reiss (2014), Water and Martian habitability: Results of an integrative study of water related processes on Mars in context with an interdisciplinary Helmholtz research alliance "Planetary Evolution and Life", *Planetary and Space Science*, *98*, 128-145.

Jaumann, R., et al. (2005), Interior channels in Martian valleys: Constraints on fluvial erosion by measurements of the Mars Express High Resolution Stereo Camera, *Geophysical Research Letters*, *32*, 16203.

Jaumann, R., et al. (2007), The high-resolution stereo camera (HRSC) experiment on Mars Express: Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission, *Planetary and Space Science*, *55*, 928-952.

Johnson, C. L., S. C. Solomon, J. W. Head, R. J. Phillips, D. E. Smith, und M. T. Zuber (2000), Lithospheric Loading by the Northern Polar Cap on Mars, *Icarus*, *144*, 313-328.

Kargel, J. S., und R. G. Strom (1992), Ancient glaciation on Mars, *Geology*, *20*, 3.

Kieffer, H. H., B. M. Jakosky, C. W. Snyder, und M. S. Matthews (1992), The planet Mars - From antiquity to the present, in *Mars*, edited by H. H. Kieffer, pp. 1-33.

Kite, E. S., J.-P. Williams, A. Lucas, und O. Aharonson (2014), Low palaeopressure of the martian atmosphere estimated from the size distribution of ancient craters, *Nature Geoscience*, *7*, 335-339.

Kite, E. S., I. Halevy, M. A. Kahre, M. J. Wolff, und M. Manga (2013), Seasonal melting and the formation of sedimentary rocks on Mars, with predictions for the Gale Crater mound, *Icarus*, *223*, 181-210.

Kleinhans, M. G. (2005), Flow discharge and sediment transport models for estimating a minimum timescale of hydrological activity and channel and delta formation on Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *110*, 12003.

Kleinhans, M. G., H. E. van de Kasteele, und E. Hauber (2010), Palaeoflow reconstruction from fan delta morphology on Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, *294*, 378-392.

Kneissl, T., D. Reiss, S. van Gasselt, und G. Neukum (2009), Northern-Hemisphere Gullies on Mars -- Distribution and Orientation from the Evaluation of HRSC and MOC-NA Data, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, edited, p. 1590.

Korteniemi, J., J. Raitala, M. Aittola, V. Kostama, E. Hauber, P. Kronberg, G. Neukum, und H. C.-I. Team (2005), Alluvial Fan in Icaria Planum, Mars, *AGU Fall Meeting Abstracts*, *21*, 0143.

Krohn, K. (2010), Planetare Geologische Kartierung und Untersuchungen zur Entstehung und Entwicklung der Arsia Mons Fan-Shaped Deposits, Mars, Diplom thesis, Freie Universität Berlin.

Lane, M. D., P. R. Christensen, und W. K. Hartmann (2003), Utilization of the THEMIS visible and infrared imaging data for crater population studies of the Meridiani Planum landing site, *Geophysical Research Letters*, *30*, 1770.

Lang, H. (1974), Die meteorologischen Faktoren und ihre Bedeutung für hydrologische Prognosen, in *Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie - Hydrologische Prognosen für die Wasserwirtschaft*, edited, pp. 67-94 S., Vischer, D., Zürich.

Laskar, J., A. C. M. Correia, M. Gastineau, F. Joutel, B. Levrard, und P. Robutel (2004), Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars, *Icarus*, *170*, 343-364.

Lee, D.-C., und A. N. Halliday (1997), Core formation on Mars and differentiated asteroids, *Nature*, *388*, 854-857.

Leopold, L. B., M. G. Wolman, und J. P. Miller (1964), *Fluvial processes in geomorphology*, Dover Publications. Inc., New York.

Leverington, D. W. (2004), Volcanic rilles, streamlined islands, and the origin of outflow channels on Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *109*, 10011.

Levy, J. (2012), Hydrological characteristics of recurrent slope lineae on Mars: Evidence for liquid flow through regolith and comparisons with Antarctic terrestrial analogs, *Icarus*, *219*, 1-4.

Levy, J., J. W. Head, und D. Marchant (2009), Thermal contraction crack polygons on Mars: Classification, distribution, and climate implications from HiRISE observations, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *114*, 1007.

Lucchitta, B. K. (1981), Mars and earth - Comparison of cold-climate features, *Icarus*, *45*, 264-303.

Madden, M. E., R. J. Bodnar, und J. D. Rimstidt (2004), Jarosite as an indicator of water-limited chemical weathering on Mars, *Nature*, *431*, 821-823.

Malin, M. C., und K. S. Edgett (2001), Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera: Interplanetary cruise through primary mission, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 23429-23570.

Malin, M. C., G. E. Danielson, A. P. Ingersoll, H. Masursky, J. Veverka, M. A. Ravine, und T. A. Soulanille (1992), Mars Observer camera, *Journal of Geophysical Research*, *97*, 7699-7718.

Malin, M. C., et al. (2007), Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *112*.

Malin, M. C., et al. (1998), Early Views of the Martian Surface from the Mars Orbiter Camera of Mars Global Surveyor, *Science*, *279*, 1681.

Mangold, N., C. Quantin, V. Ansan, C. Delacourt, und P. Allemand (2004), Evidence for Precipitation on Mars from Dendritic Valleys in the Valles Marineris Area, *Science*, *305*, 78-81.

Mangold, N., E. S. Kite, M. G. Kleinhans, H. Newsom, V. Ansan, E. Hauber, E. Kraal, C. Quantin, und K. Tanaka (2012), The origin and timing of fluvial activity at Eberswalde crater, Mars, *Icarus*, *220*, 530-551.

Marinova, M. M., O. Aharonson, und E. Asphaug (2008), Mega-impact formation of the Mars hemispheric dichotomy, *Nature*, *453*, 1216-1219.

Mars Channel Working Group (1983), Channels and valleys on Mars, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *94*, 1035-1054.

Matsubara, Y., A. D. Howard, und J. P. Gochenour (2013), Hydrology of early Mars: Valley network incision, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *118*, 1365-1387.

Matsui, T., und Y. Abe (1987), Evolutionary tracks of the terrestrial planets, *Earth Moon and Planets*, *39*, 207-214.

McEwen, A. S., et al. (2007), Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE), *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *112*.

McEwen, A. S., et al. (2010), The High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) during MRO's Primary Science Phase (PSP), *Icarus*, *205*, 2-37.

McGill, G. E., und S. W. Squyres (1991), Origin of the Martian crustal dichotomy - Evaluating hypotheses, *Icarus*, *93*, 386-393.

McLennan, S. M., et al. (2005), Provenance and diagenesis of the evaporite-bearing Burns formation, Meridiani Planum, Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, *240*, 95-121.

McSween, H. Y., G. J. Taylor, und M. B. Wyatt (2009), Elemental Composition of the Martian Crust, *Science*, *324*, 736-.

Mellon, M. T., und B. M. Jakosky (1995), The distribution and behavior of Martian ground ice during past and present epochs, *Journal of Geophysical Research*, *100*, 11781-11799.

Melosh, H. J. (2011), *Planetary Surface Processes*, Cambridge University Press, New York.

Melosh, H. J., und A. M. Vickery (1989), Impact erosion of the primordial atmosphere of Mars, *Nature*, *338*, 487-489.

Michael, G. G., und G. Neukum (2010), Planetary surface dating from crater size-frequency distribution measurements: Partial resurfacing events and statistical age uncertainty, *Earth and Planetary Science Letters*, *294*, 223-229.

Milliken, R. E., J. F. Mustard, und D. L. Goldsby (2003), Viscous flow features on the surface of Mars: Observations from high-resolution Mars Orbiter Camera (MOC) images, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *108*, 5057.

Milliken, R. E., K. S. Edgett, G. Swayze, R. N. Clark, B. J. Thomson, R. Anderson, und J. F. Bell (2009), Clay and Sulfate-bearing Rocks in a Stratigraphic Sequence in Gale Crater, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, edited, p. 1479.

Milton, D. J. (1973), Water and processes of degradation in the Martian landscape, *Journal of Geophysical Research*, *78*, 4037-4047.

Moore, J. M., A. D. Howard, W. E. Dietrich, und P. M. Schenk (2003), Martian Layered Fluvial Deposits: Implications for Noachian Climate Scenarios, *Geophysical Research Letters*, *30*, 2292.

Morgan, G. A., und J. W. Head (2009), Sinton crater, Mars: Evidence for impact into a plateau icefield and melting to produce valley networks at the Hesperian-Amazonian boundary, *Icarus*, *202*, 39-59.

Mouginis-Mark, P. J. (1990), Recent water release in the Tharsis region of Mars, *Icarus*, *84*, 362-373.

Mouginis-Mark, P. J., und E. A. Cloutis (1983), Ejecta Areas of Impact Craters on the Martian Ridged Plains, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, edited, pp. 532-533.

Murchie, S., C. Science, und E. Teams (2007), First Results from the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM), in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, edited, p. 1472.

Mustard, J. F., C. D. Cooper, und M. K. Rifkin (2001), Evidence for recent climate change on Mars from the identification of youthful near-surface ground ice, *Nature*, *412*, 411-414.

Mustard, J. F., F. Poulet, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, N. Mangold, G. Bellucci, und F. Altieri (2005), Olivine and Pyroxene Diversity in the Crust of Mars, *Science*, *307*, 1594-1597.

Neukum, G. (1983), Meteoritenbombardement und Datierung planetarer Oberflächen, habitilation thesis, *Ludwig-Maximilians-Universität, München, Germany*, 186 pp.

Neukum, G., und D. U. Wise (1976), Mars - A standard crater curve and possible new time scale, *Science*, *194*, 1381-1387.

Neukum, G., B. A. Ivanov, und W. K. Hartmann (2001), Cratering Records in the Inner Solar System in Relation to the Lunar Reference System, *Space Science Reviews*, *96*, 55-86.

Neukum, G., R. Jaumann, und A. Chicarro (2004), HRSC: the High Resolution Stereo Camera of Mars Express, in *Mars Express: the Scientific Payload*, edited by A. Wilson, pp. 17-35.

Neumann, G. A., M. T. Zuber, M. A. Wieczorek, P. J. McGovern, F. G. Lemoine, und D. E. Smith (2004), Crustal structure of Mars from gravity and topography, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *109*, 8002.

Nimmo, F., und K. L. Tanaka (2005), Early Crustal Evolution of Mars, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *33*, 133-161.

Nimmo, F., S. D. Hart, D. G. Korycansky, und C. B. Agnor (2008), Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy, *Nature*, *453*, 1220-1223.

Nyquist, L. E., D. D. Bogard, C.-Y. Shih, A. Greshake, D. Stöffler, und O. Eugster (2001), Ages and Geologic Histories of Martian Meteorites, *Space Science Reviews*, *96*, 105-164.

Osinski, G. R., et al. (2013), Impact-generated hydrothermal systems on Earth and Mars, *Icarus*, *224*, 347-363.

Osterkamp, W. R., und E. R. Hedman (1982), *Perennial-streamflow Characteristics Related to Channel Geometry and Sediment in the Missouri River Basin*, U.S. Government Printing Office.

Parsons, R. A., J. M. Moore, und A. D. Howard (2013), Evidence for a short period of hydrologic activity in Newton crater, Mars, near the Hesperian-Amazonian transition, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *118*, 1082-1093.

Pepin, R. O. (1994), Evolution of the martian atmosphere, *Icarus*, *111*, 289-304.

Perotti, C. R., und M. Rinaldi (2011), Mars and Earth topography: a preliminary comparative analysis, *Memorie della Societa Astronomica Italiana*, *82*, 334.

Petau, A., D. Tirsch, und R. Jaumann (2012a), Geomorphological Study of Fluvial Environments in Terra Sirenum, Mars, in *European Planetary Science Congress 2012*, edited, p. 329.

Petau, A., D. Tirsch, und J. Jaumann (2012b), Geomorphological Analysis of Mass Balances of Martian Valley Networks in Western Terra Sirenum, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, edited, p. 1834.

Phillips, R. J., et al. (2001), Ancient Geodynamics and Global-Scale Hydrology on Mars, *Science*, *291*, 2587-2591.

Phillips, R. J., et al. (2008), Mars North Polar Deposits: Stratigraphy, Age, and Geodynamical Response, *Science*, *320*, 1182-.

Pierce, T. L., und D. A. Crown (2003), Morphologic and topographic analyses of debris aprons in the eastern Hellas region, Mars, *Icarus*, *163*, 46-65.

Pieri, D. C. (1980), Martian valleys - Morphology, distribution, age, and origin, *Science*, *210*, 895-897.

Plescia, J. B. (2003), Cerberus Fossae, Elysium, Mars: a source for lava and water, *Icarus*, *164*, 79-95.

Pondrelli, M., A. P. Rossi, L. Marinangeli, E. Hauber, K. Gwinner, A. Baliva, und S. di Lorenzo (2008), Evolution and depositional environments of the Eberswalde fan delta, Mars, *Icarus*, *197*, 429-451.

Poulet, F., J.-P. Bibring, J. F. Mustard, A. Gendrin, N. Mangold, Y. Langevin, R. E. Arvidson, B. Gondet, und C. Gomez (2005), Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate, *Nature*, *438*, 623-627.

Putzig, N. E., M. T. Mellon, K. A. Kretke, und R. E. Arvidson (2005), Global thermal inertia and surface properties of Mars from the MGS mapping mission, *Icarus*, *173*, 325-341.

Raack, J., D. Reiss, und H. Hiesinger (2010), Stratigraphic relationships and ages of gullies in the northwestern Argyre Basin, Mars, in *European Planetary Science Congress 2010*, edited, p. 511.

Reiss, D. (2001), Untersuchungen zur Morphologie des Nirgal Vallis, Mars, Diplomarbeit thesis, 94 pp, Georg August Universität, Göttingen.

Rigon, R., I. Rodriguez-Iturbe, A. Maritan, A. Giacometti, D. G. Tarboton, und A. Rinaldo (1996), On Hack's Law, *Water Resources Research*, *32*, 3367-3374.

Scanlon, K. E., J. W. Head, J.-B. Madeleine, R. D. Wordsworth, und F. Forget (2013), Orographic precipitation in valley network headwaters: Constraints on the ancient Martian atmosphere, *Geophysical Research Letters*, *40*, 4182-4187.

Schönwiese, C.-D. (2013), *Klimatologie : 31 Tabellen*, 4., überarb. und aktualisierte Aufl. ed., 489 pp., Ulmer

Ulmer, E, Stuttgart.

Schumm, S. A. (1977), *The fluvial system*, John Wiley & Sons, New York.

Schwenzer, S. P., et al. (2012), Puncturing Mars: How impact craters interact with the Martian cryosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, *335*, 9-17.

Scott, D. H., und M. H. Carr (1978), The New Geologic Map of Mars (1:25 Million Scale), Technical report.

Scott, D. H., und K. L. Tanaka (1986), Geology map of the western equatorial region of Mars, USGS, Miscellaneous Investigations Series Map I-1802-A.

Segura, T. L., O. B. Toon, A. Colaprete, und K. Zahnle (2002), Environmental Effects of Large Impacts on Mars, *Science*, *298*, 1977-1980.

Semmel, A. (1994), *Periglazialmorphologie*, 2., unveränd. Aufl. ed., IX, 116 pp., Wiss. Buchges., Darmstadt.

Sharp, R. P., und M. C. Malin (1975), Channels on Mars, *Geological Society of America Bulletin*, *86*, 593-609.

Shean, D. E., J. W. Head, und D. R. Marchant (2005), Origin and evolution of a cold-based tropical mountain glacier on Mars: The Pavonis Mons fan-shaped deposit, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *110*, 5001.

Shreve, R. L. (1966), Statistical Law of Stream Numbers, *Journal of Geology*, *74*, 17-37.

Shreve, R. L. (1967), Infinite Topologically Random Channel Networks, *Journal of Geology*, *75*, 178-186.

Sleep, N. H., und K. Zahnle (1998), Refugia from asteroid impacts on early Mars and the early Earth, *Journal of Geophysical Research*, *103*, 28529-28544.

Smith, D. E., et al. (2001), Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 23689-23722.

Solomon, S. C., und J. W. Head (2007), If the Late Heavy Bombardment of the Moon Was a Terminal Cataclysm, What are Some Implications for Mars?, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, edited, p. 1636.

Solomon, S. C., et al. (2005), New Perspectives on Ancient Mars, *Science*, *307*, 1214-1220.

Squyres, S. W., und J. F. Kasting (1994), Early Mars: How Warm and How Wet?, *Science*, *265*, 744-749.

Squyres, S. W., S. M. Clifford, R. O. Kuz'min, J. R. Zimbelman, und F. M. Costard (1992), Ice in the Martian regolith, in *Mars*, edited by M. George, pp. 523-554.

Stepinski, T. F., und M. L. Collier (2004), Extraction of Martian valley networks from digital topography, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *109*, 11005.

Stepinski, T. F., und A. P. Stepinski (2005), Morphology of drainage basins as an indicator of climate on early Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *110*.

Stöffler, D., G. Ryder, B. A. Ivanov, N. A. Artemieva, M. J. Cintala, und R. A. F. Grieve (2006), Cratering History and Lunar Chronology, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *60*(1), 519-596.

Strahler, A. N. (1952), Hypsometric Area-Altitude Analysis of Erosional Topography, *Geological Society of America Bulletin*, *63*, 1117.

Strahler, A. N. (1958), Dimensional Analysis Applied to Fluvially Eroded Landforms, *Geological Society of America Bulletin*, *69*, 279.

Sullivan, R., P. Thomas, J. Veverka, M. C. Malin, und K. S. Edgett (2001), Mass movement slope streaks imaged by the Mars Orbiter Camera, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 23607-23634.

Tanaka, K. L. (1986), The stratigraphy of Mars, *Journal of Geophysical Research*, *91*, 139.

Tanaka, K. L., und D. H. Scott (1987), Geology map of the polar regions of Mars, USGS Miscellaneous Investigations Series Map I-1802-C, 15000000.

Tanaka, K. L., J. A. Skinner, und T. M. Hare (2005), Geologic Map of the Northern Plains of Mars, *USGS Scientific Investigations Map: 2888*.

Tanaka, K. L., D. H. Scott, R. Greeley, B. M. Jakosky, C. W. Snyder, und M. S. Matthews (1992), Global stratigraphy, in *Mars*, edited by H. H. Kieffer, pp. 345-382.

Tera, F., D. A. Papanastassiou, und G. J. Wasserburg (1974), Isotopic evidence for a terminal lunar cataclysm, *Earth and Planetary Science Letters*, *22*, 1.

Tirsch, D., R. Jaumann, A. Pacifici, und F. Poulet (2011), Dark aeolian sediments in Martian craters: Composition and sources, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *116*, 3002.

Tirsch, D., R. Jaumann, F. Poulet, K.-D. Matz, J.-P. Bibring, und G. Neukum (2008), A Global View on the Mineralogical Composition of Dark Dunes on Mars, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, edited, p. 1693.

van Gasselt, S. (2007), Cold-Climate Landforms on Mars, 264 pp, Freie Universität zu Berlin.

Veit, H. (2002), *Die Alpen - Geoökologie und Landschaftsentwicklung*, 352 S. pp., Ulmer, Stuttgart.

Weingartner, R., et al. (2013), Prediction of seasonal runoff in ungauged basins., in *Runoff Prediction in Ungauged Basins: Synthesis across Processes, Places, and Scales*, edited, pp. 102-134, Cambridge University Press, Cambridge.

Weischet, W., und W. Endlicher (2012), *Einführung in die Allgemeine Klimatologie : mit 13 Tabellen und einer Tafel*, 8., durchges. Aufl. ed., 342 pp., Borntraeger, Berlin [u.a.].

Wilhelms, D. E., und S. W. Squyres (1984), The martian hemispheric dichotomy may be due to a giant impact, *Nature*, *309*, 138-140.

Wilhelmy, H. (1974), *Klimageomorphologie in Stichworten*, 375 pp.

Williams, K. E., O. B. Toon, J. L. Heldmann, und M. T. Mellon (2009), Ancient melting of mid-latitude snowpacks on Mars as a water source for gullies, *Icarus*, *200*, 418-425.

Willmes, M., D. Reiss, H. Hiesinger, und M. Zanetti (2012), Surface age of the ice-dust mantle deposit in Malea Planum, Mars, *Planetary and Space Science*, *60*, 199-206.

Wilson, L., und J. W. Head (2004), Evidence for a massive phreatomagmatic eruption in the initial stages of formation of the Mangala Valles outflow channel, Mars, *Geophysical Research Letters*, *31*, 15701.

Wise, D. U., M. P. Golombek, und G. E. McGill (1979), Tectonic evolution of Mars, *Journal of Geophysical Research*, *84*, 7934-7939.

Woo, M. (1986), Permafrost hydrology in North America, *Atmosphere-Ocean*, *24*, 201-234.

Woo, M. (2012), *Permafrost hydrology*, XII, 563 pp., Springer, Berlin [u.a.].

Wordsworth, R., F. Forget, E. Millour, J. W. Head, J.-B. Madeleine, und B. Charnay (2013), Global modelling of the early martian climate under a denser CO2 atmosphere: Water cycle and ice evolution, *Icarus*, *222*, 1-19.

Wyatt, M. B., und H. Y. McSween (2002), Spectral evidence for weathered basalt as an alternative to andesite in the northern lowlands of Mars, *Nature*, *417*, 263-266.

Wyatt, M. B., H. Y. McSween, Jr., K. L. Tanaka, und J. W. Head (2004), Global geologic context for rock types and surface alteration on Mars, *Geology*, *32*, 645.

Zahnle, K. J., J. F. Kasting, und J. B. Pollack (1988), Evolution of a steam atmosphere during earth's accretion, *Icarus*, *74*, 62-97.

Zepp, H. (2011), *Geomorphologie : eine Einführung*, 5., durchges. Aufl. ed., 385 pp., Schöningh, Paderborn [u.a.].

Zhong, S., und M. T. Zuber (2001), Degree-1 mantle convection and the crustal dichotomy on Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, *189*, 75-84.

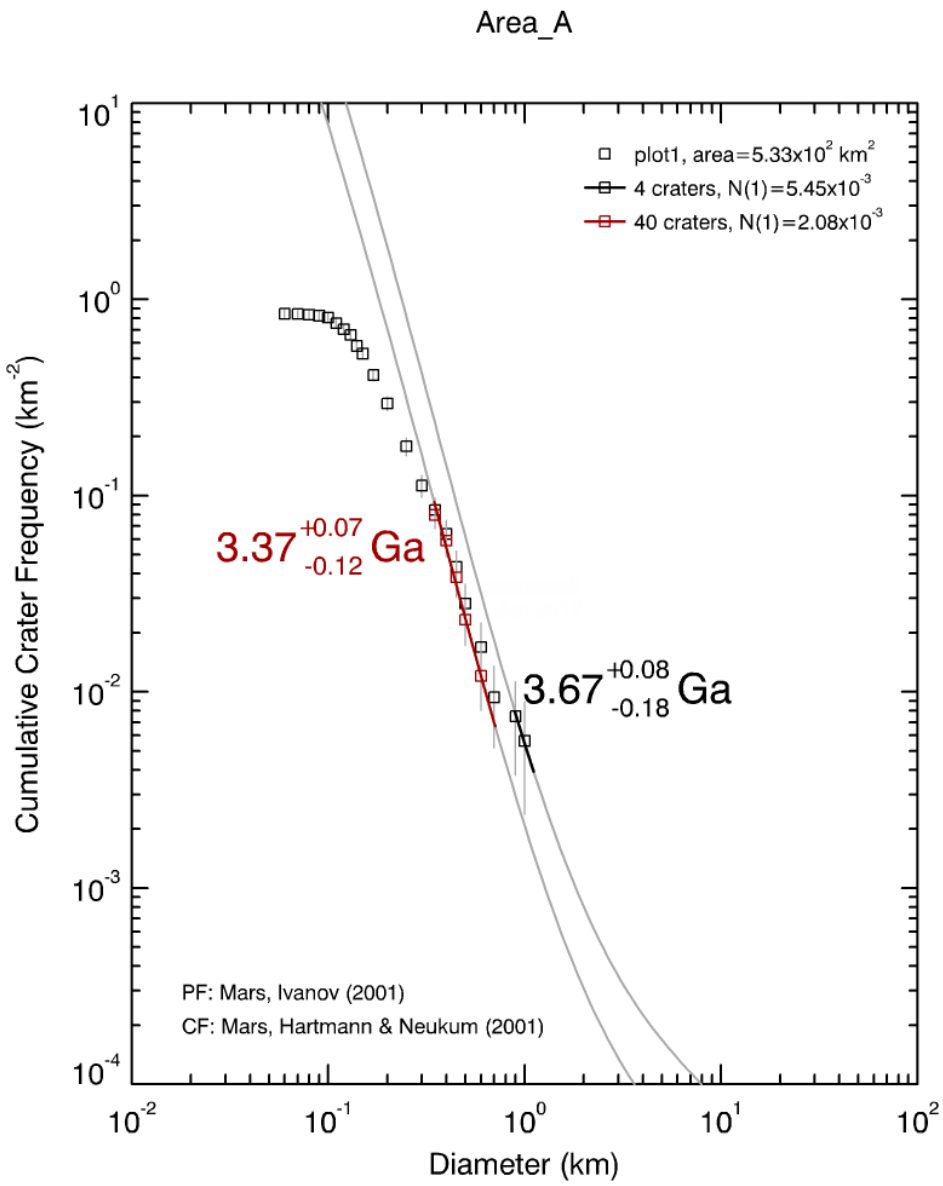
Zolotov, M. Y., und M. V. Mironenko (2007), Formation and Fate of Phyllosilicates on the Surface of Mars: Geochemical Modeling of Aqueous Weathering, *LPI Contributions*, *1353*, 3365.

Zuber, M. T., D. E. Smith, R. J. Phillips, S. C. Solomon, W. B. Banerdt, G. A. Neumann, und O. Aharonson (1998), Shape of the northern hemisphere of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA), *Geophysical Research Letters*, *25*, 4393-4396.

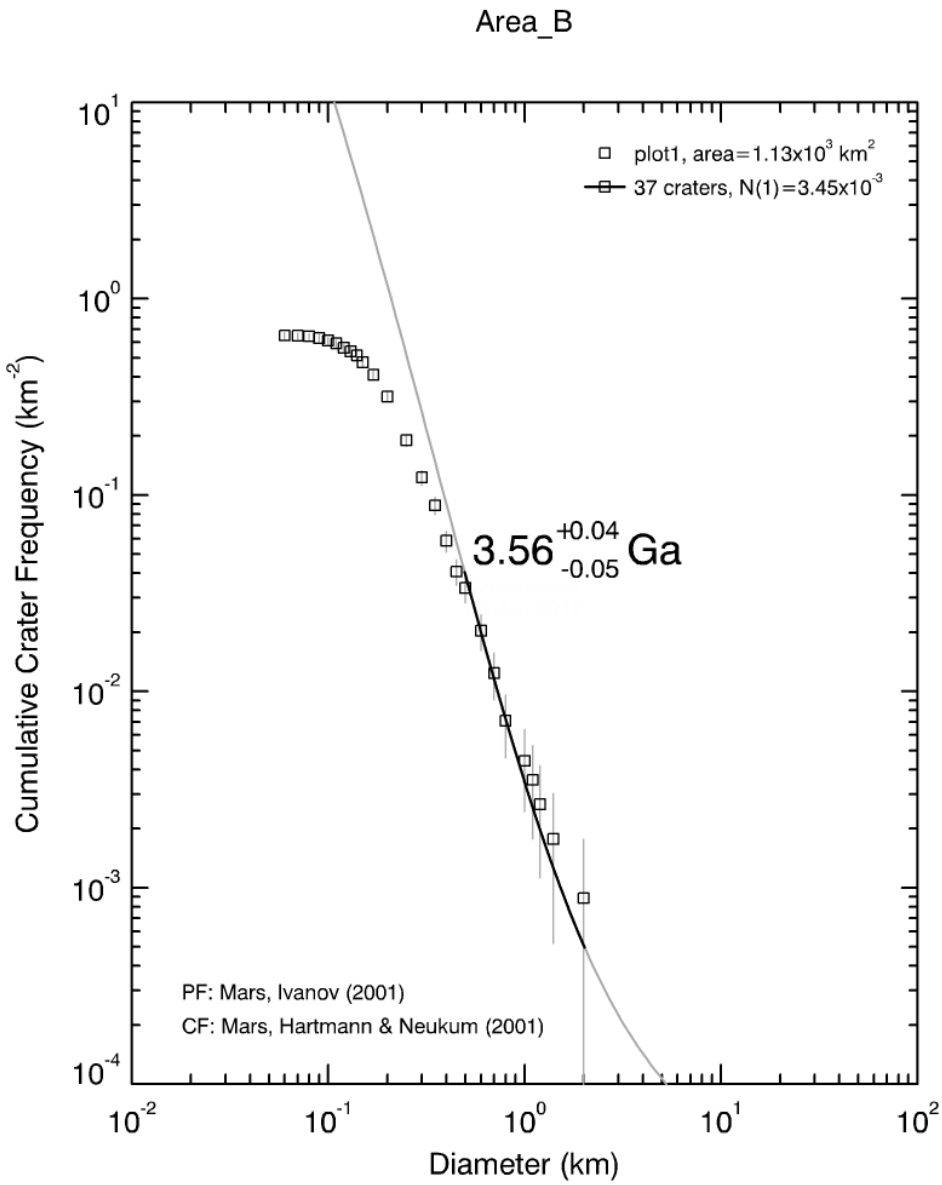
Zuber, M. T., et al. (2000), Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity, *Science*, *287*, 1788-1793.

Appendix

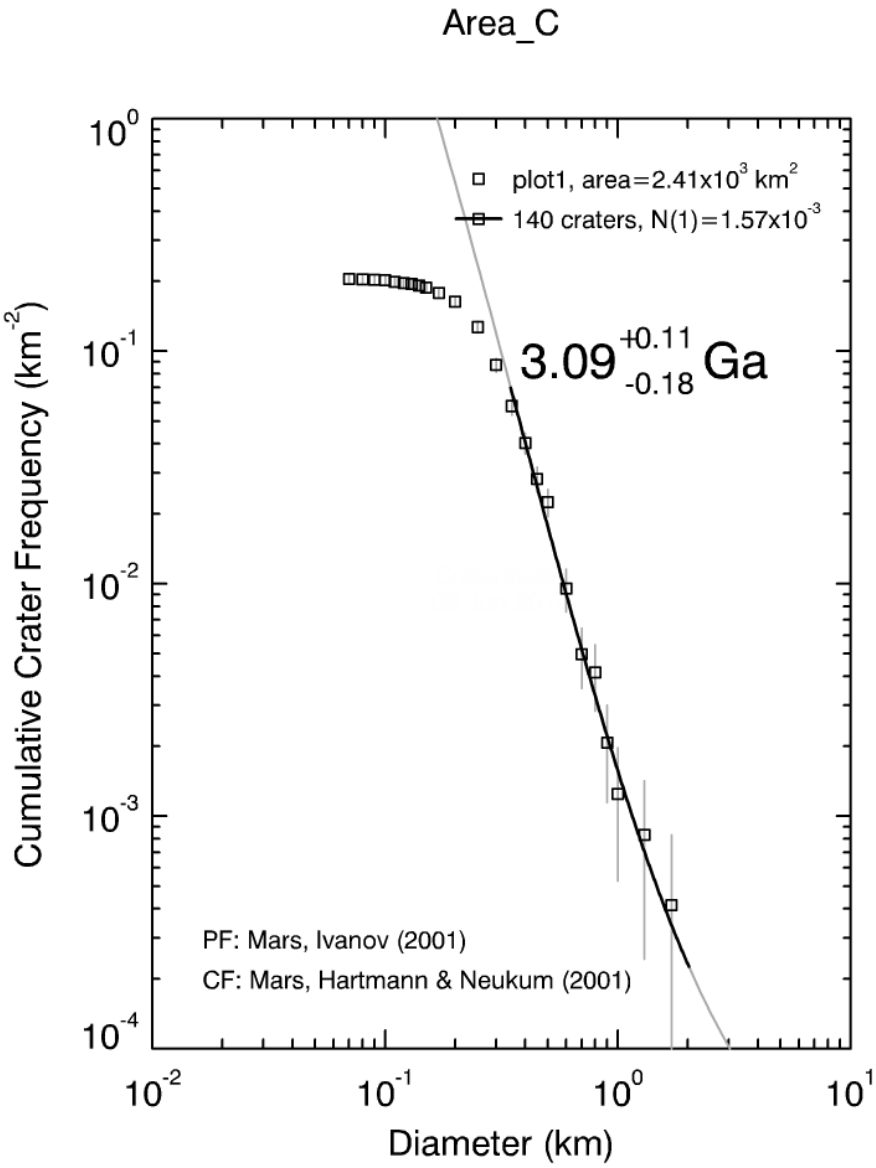
Newton-Krater – Alterskurven



Figur A

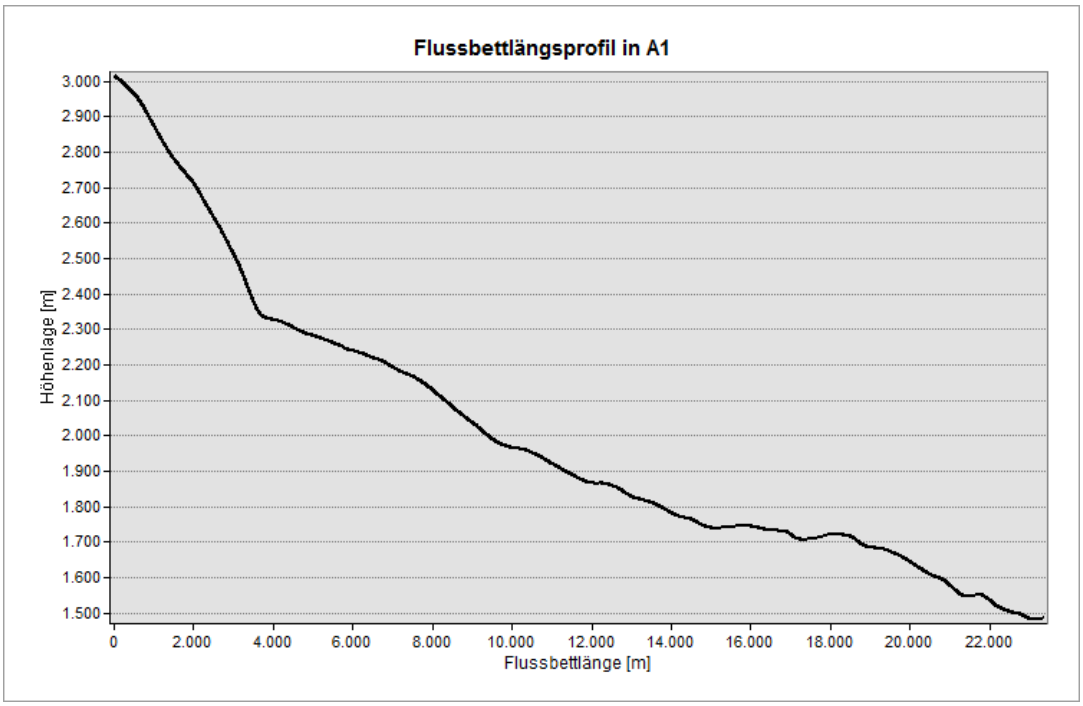

Area_B
plot1, area=1.13x10^3 km^2
37 craters, N(1)=3.45x10^-3
3.56 +0.04 -0.05 Ga
PF: Mars, Ivanov (2001)
CF: Mars, Hartmann & Neukum (2001)
Cumulative Crater Frequency (km^-2)
Diameter (km)

Figur B

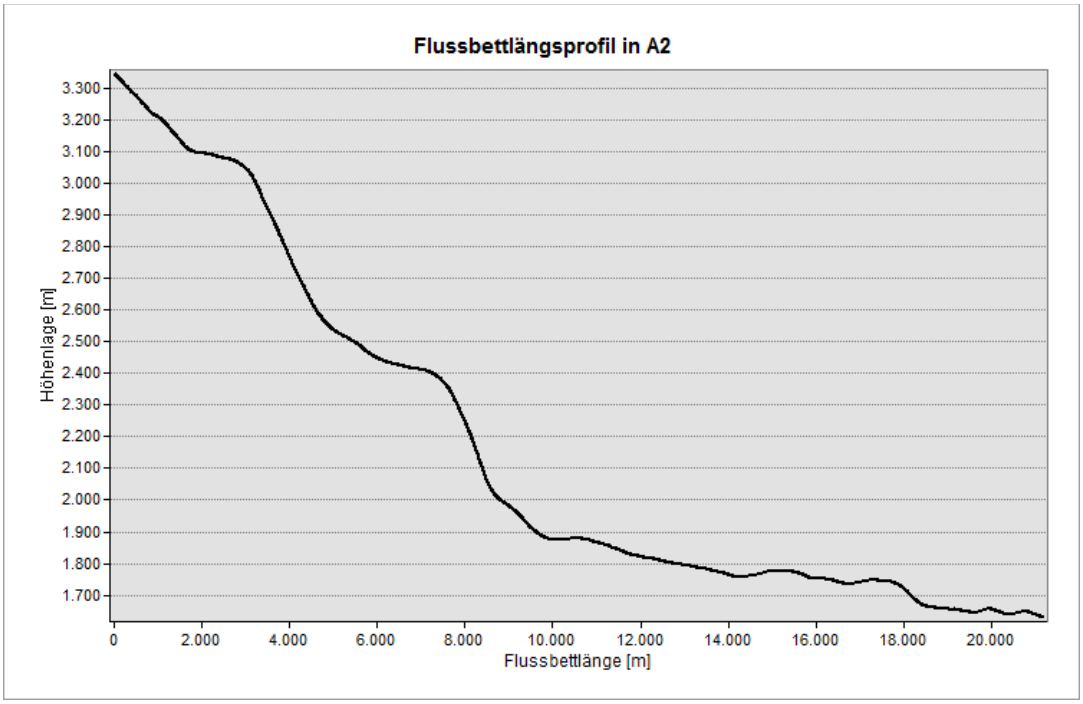

Area_C
plot1, area=2.41x10^3 km^2
140 craters, N(1)=1.57x10^-3
3.09 +0.11 -0.18 Ga
PF: Mars, Ivanov (2001)
CF: Mars, Hartmann & Neukum (2001)
Cumulative Crater Frequency (km^-2)
Diameter (km)
10^0
10^-1
10^-2
10^-3
10^-4
10^-2
10^-1
10^0
10^1

Figur C

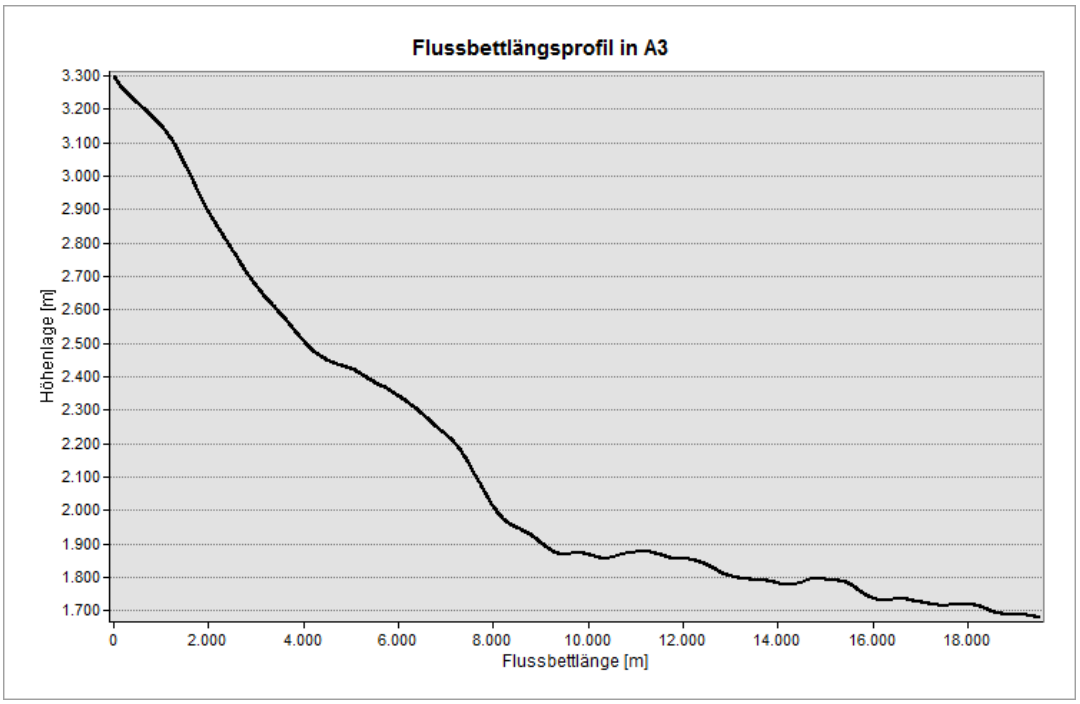
Newton-Krater – Längsprofile der Trockenbetten EG-A



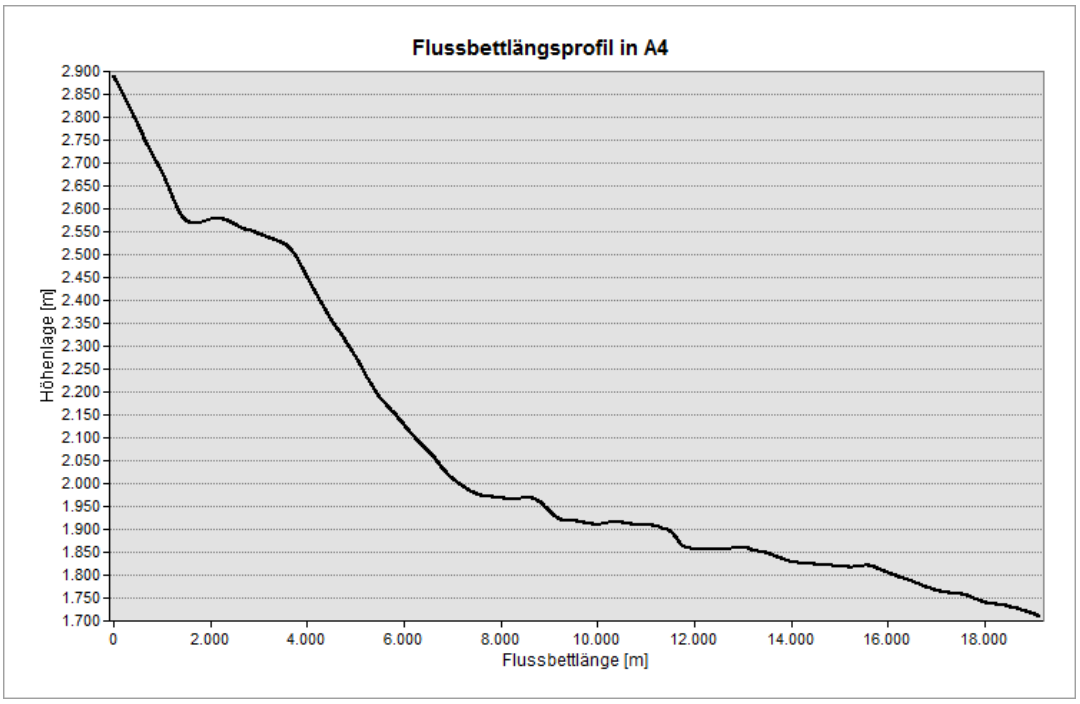
Figur 1



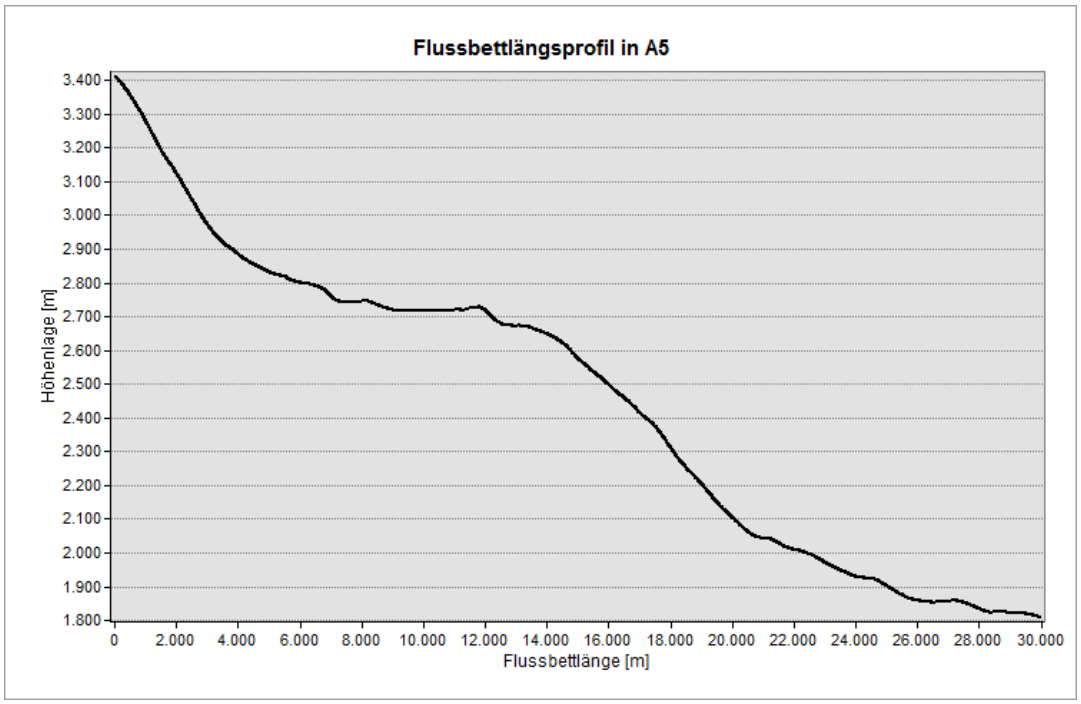
Figur 2



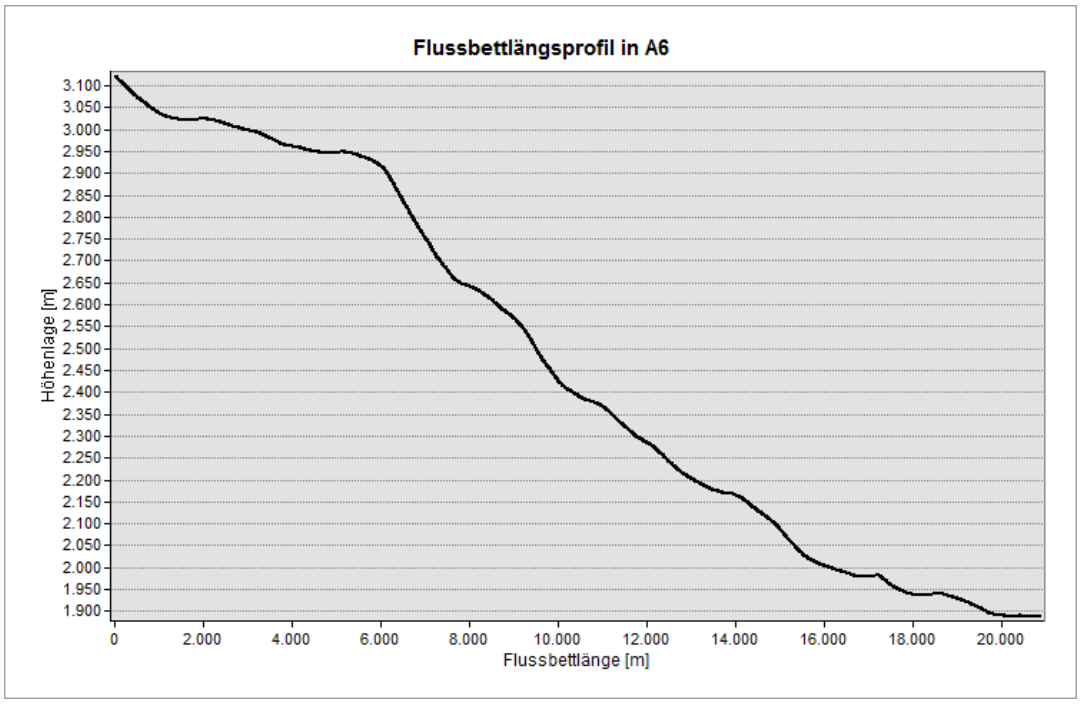
Figur 3



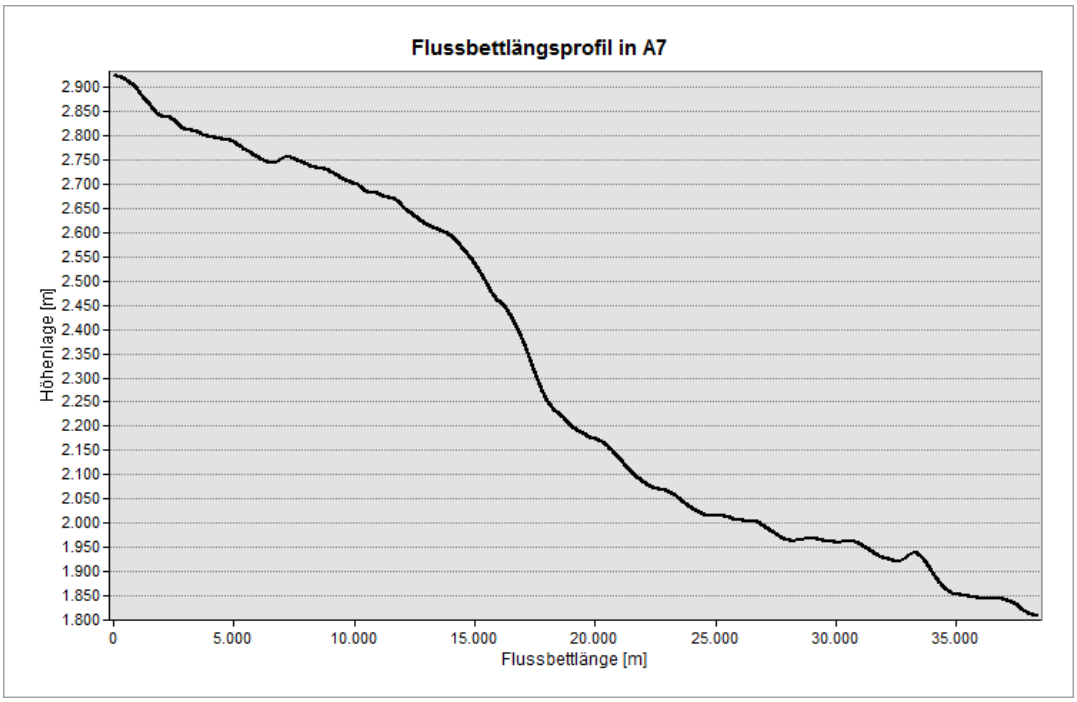
Figur 4



Figur 5

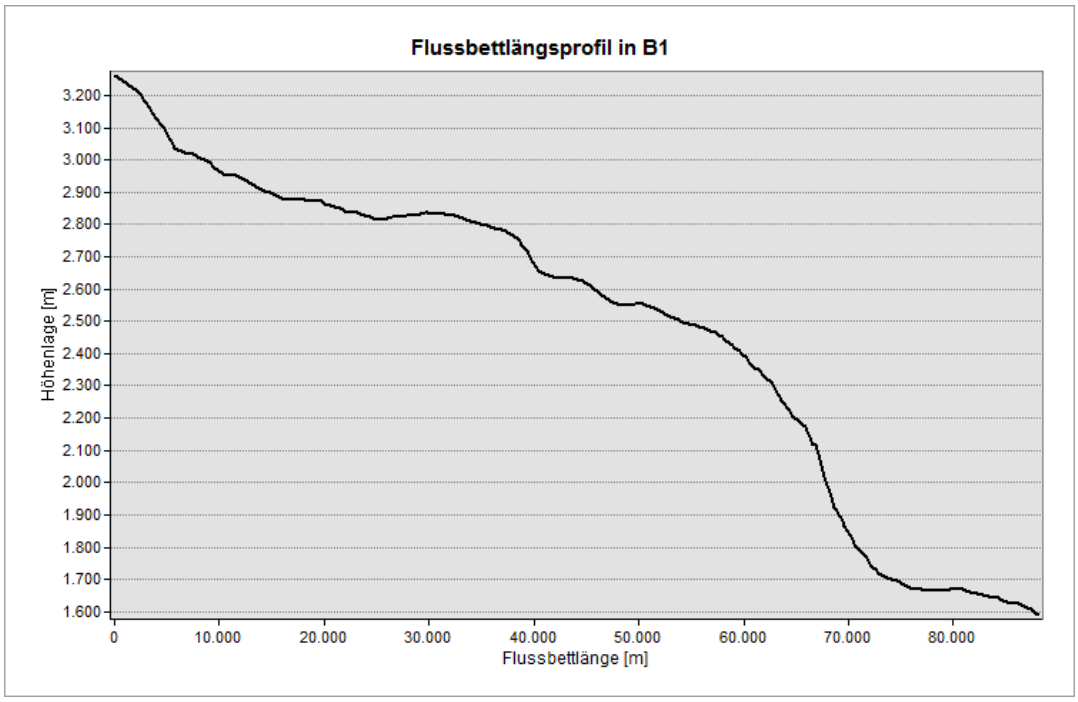


Figur 6

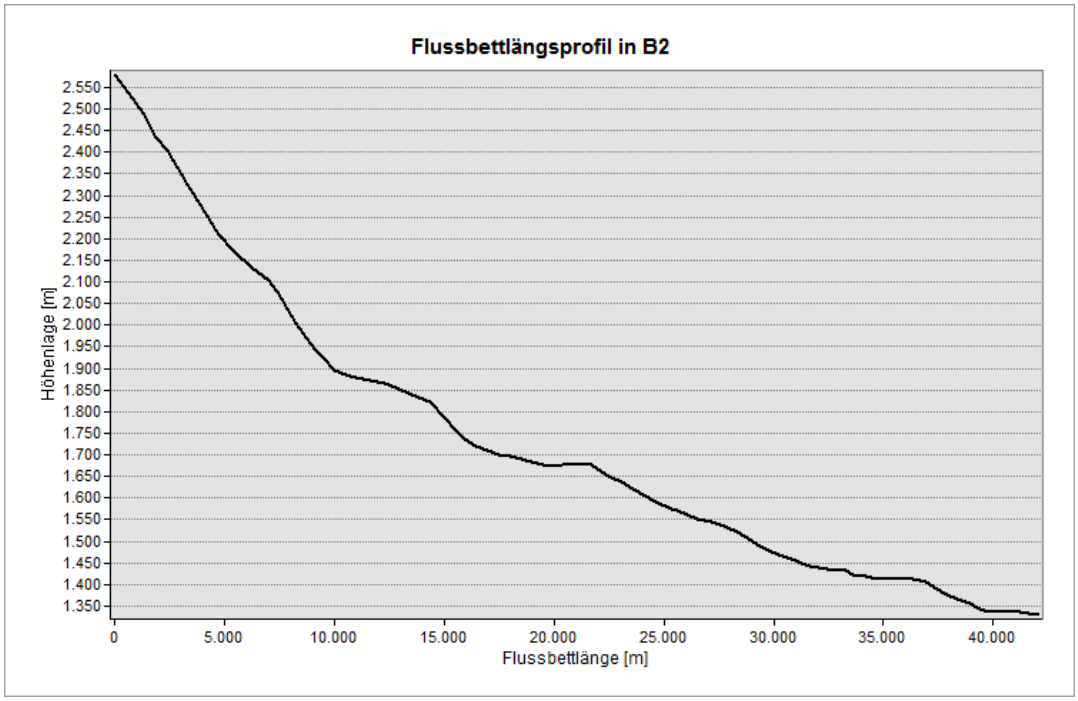

Flussbettlängsprofil in A7
Höhenlage [m]
2.900
2.850
2.800
2.750
2.700
2.650
2.600
2.550
2.500
2.450
2.400
2.350
2.300
2.250
2.200
2.150
2.100
2.050
2.000
1.950
1.900
1.850
1.800
0
5.000
10.000
15.000
20.000
25.000
30.000
35.000
Flussbettlänge [m]

Figur 7

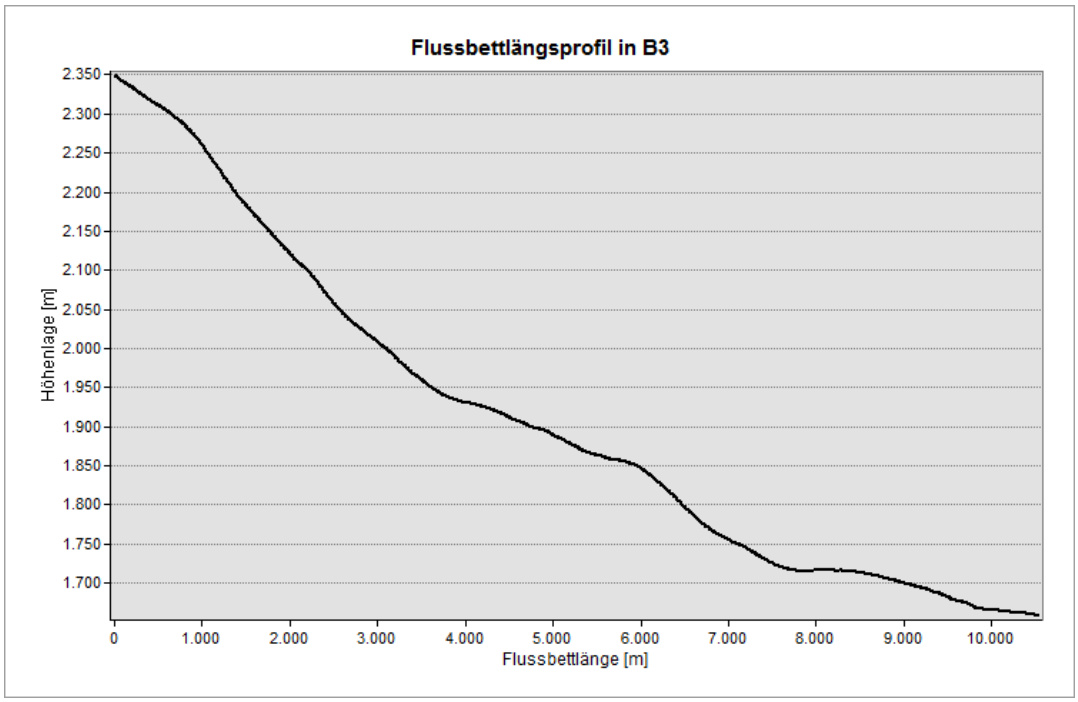
Newton- Krater – Längsprofile der Trockenbetten EG-B



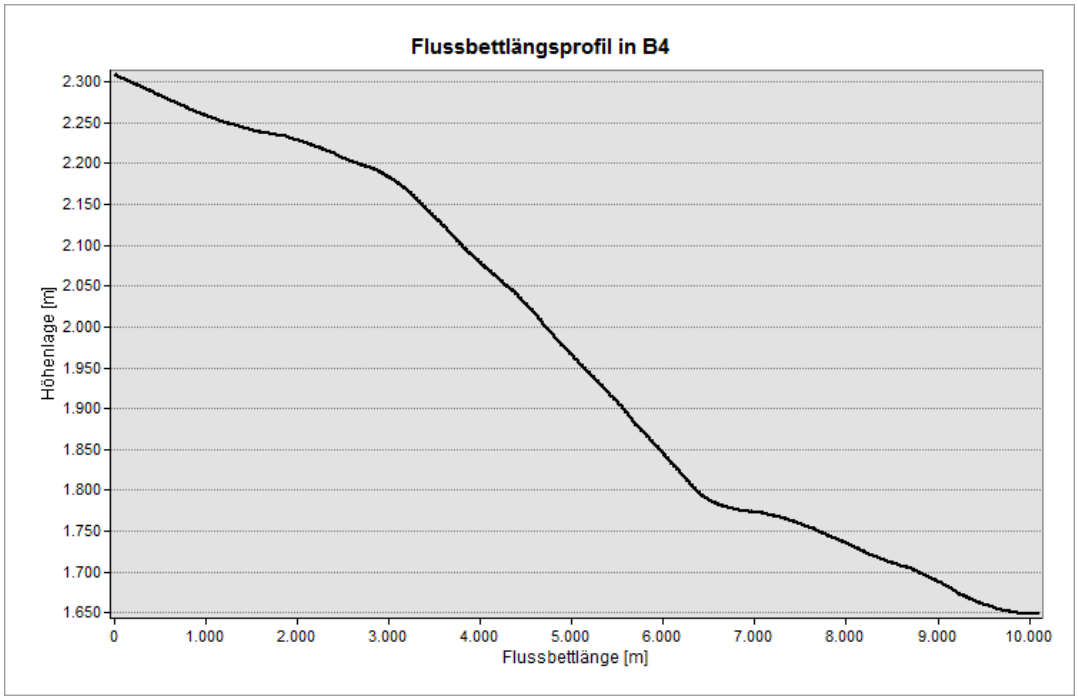
Figur 8



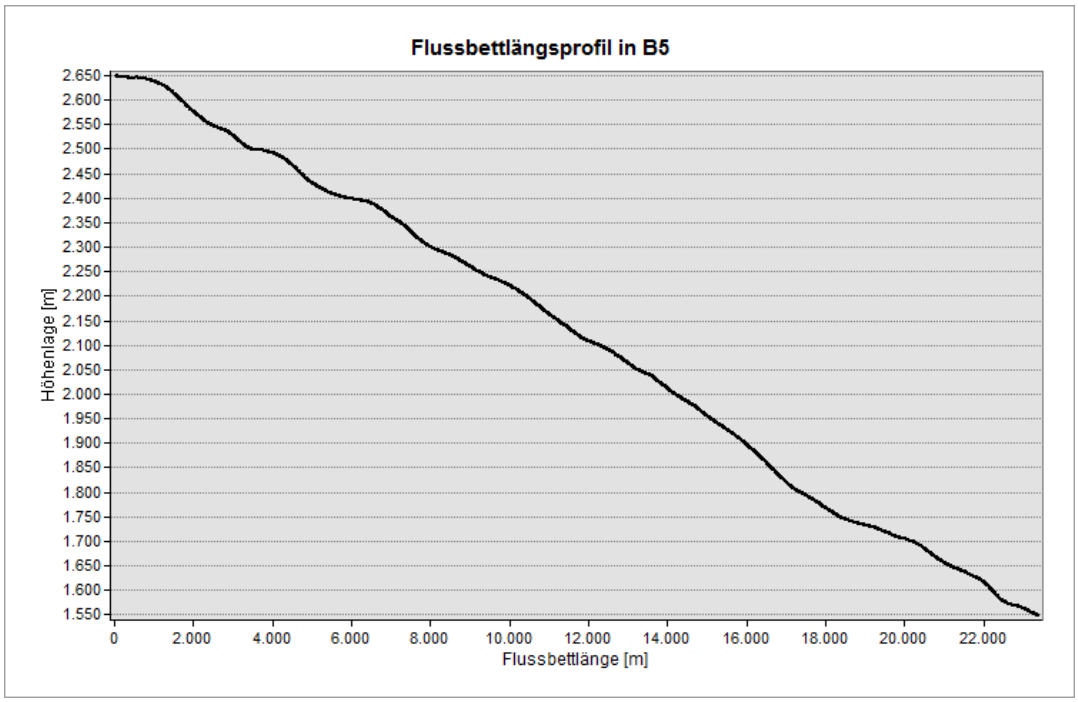
Figur 9



Figur 10

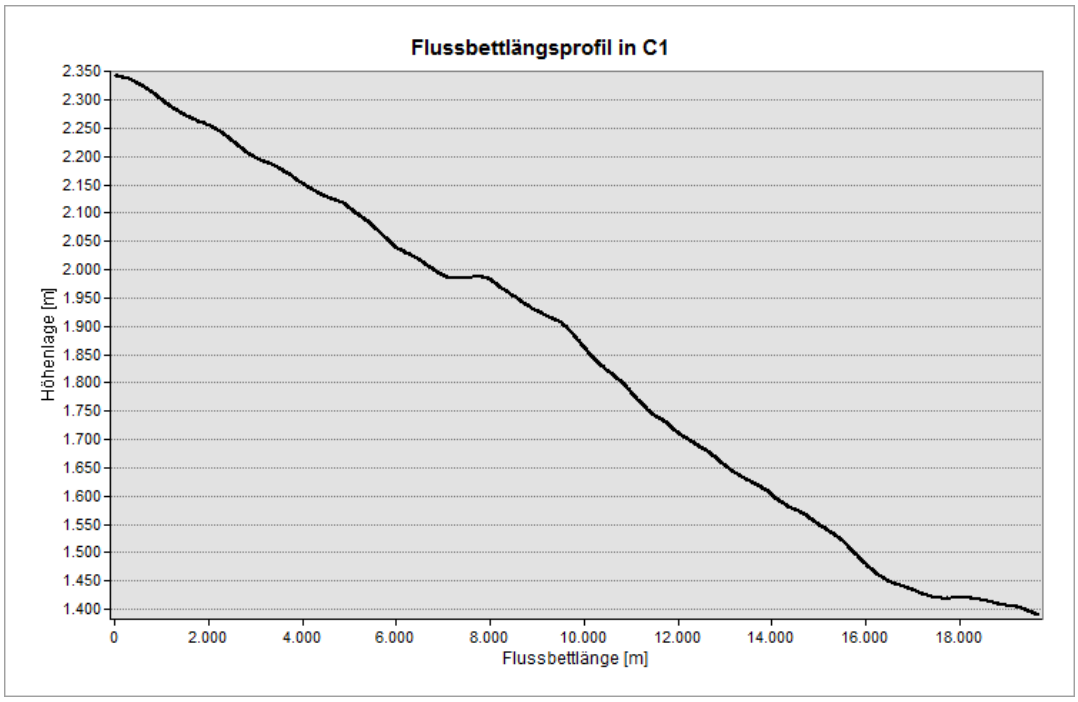


Figur 11

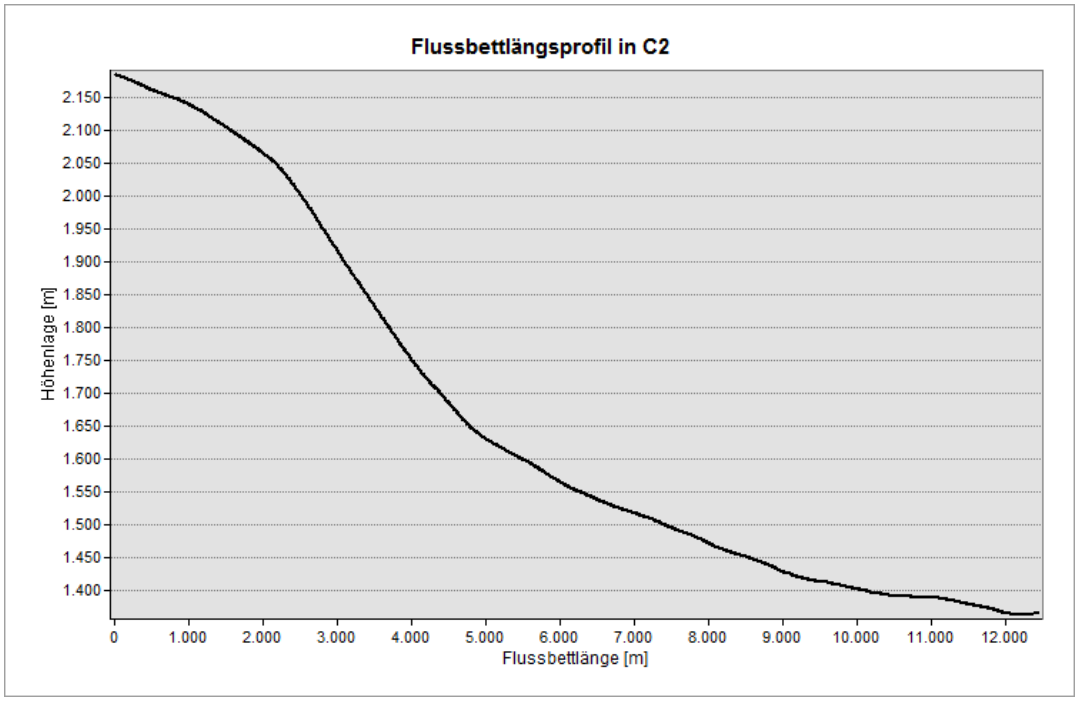

Flussbettlängsprofil in B5
Höhenlage [m]
2.650
2.600
2.550
2.500
2.450
2.400
2.350
2.300
2.250
2.200
2.150
2.100
2.050
2.000
1.950
1.900
1.850
1.800
1.750
1.700
1.650
1.600
1.550
0
2.000
4.000
6.000
8.000
10.000
12.000
14.000
16.000
18.000
20.000
22.000
Flussbettlänge [m]

Figur 12

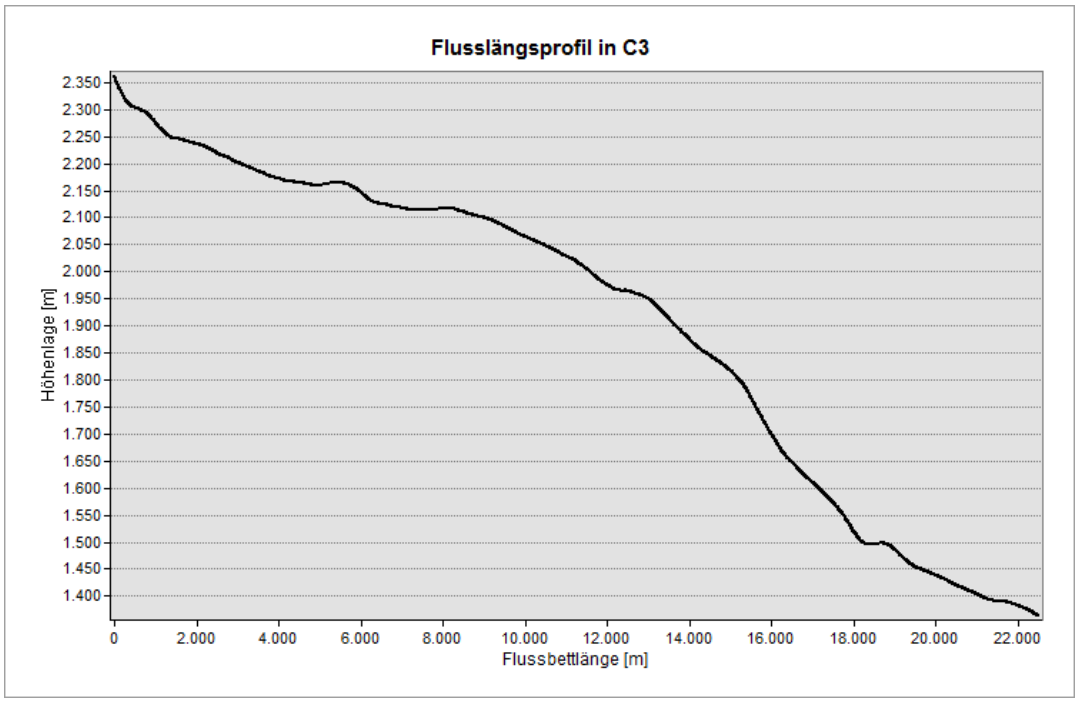
Newton-Krater – Längsprofile der Trockenbetten EG-C



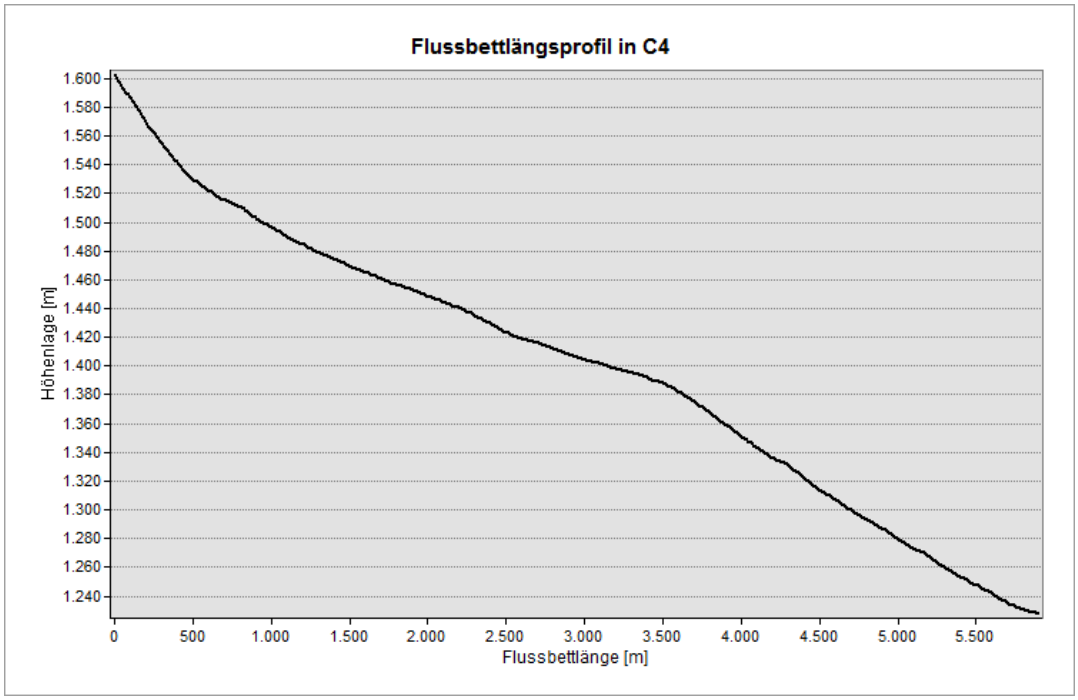
Figur 13



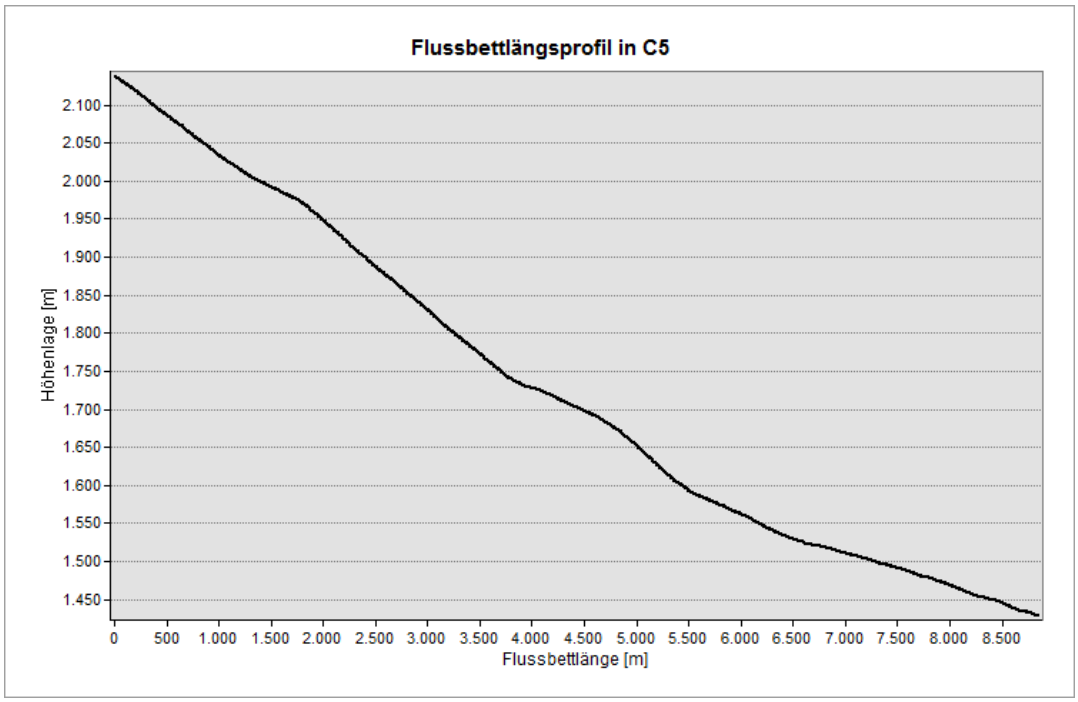
Figur 14



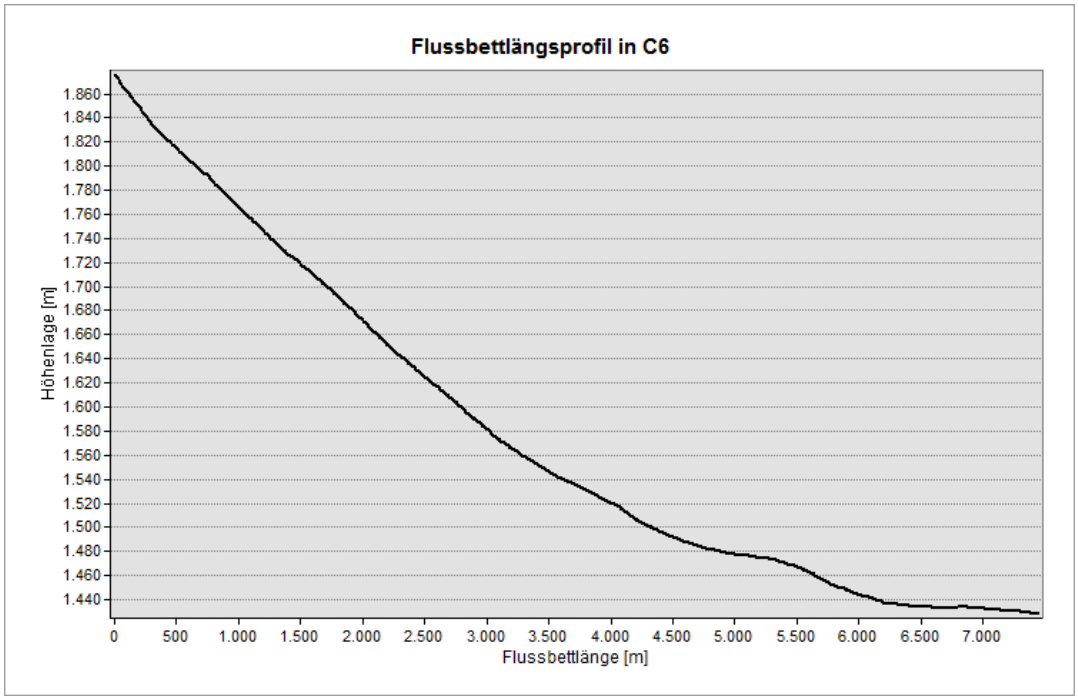
Figur 15



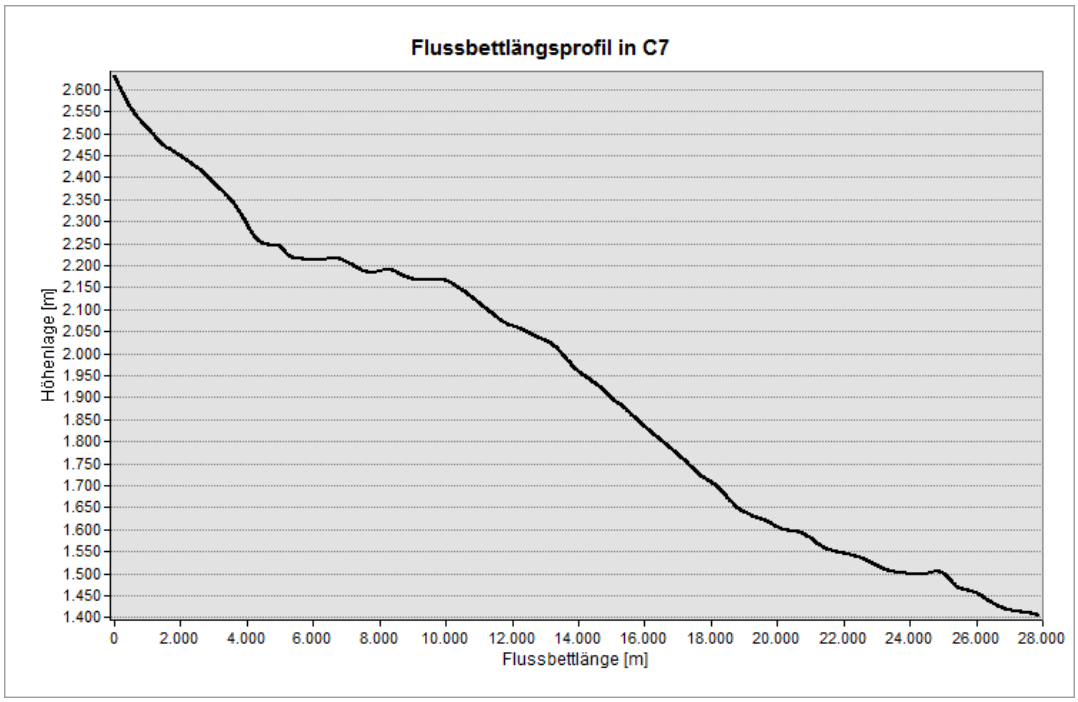
Figur 16



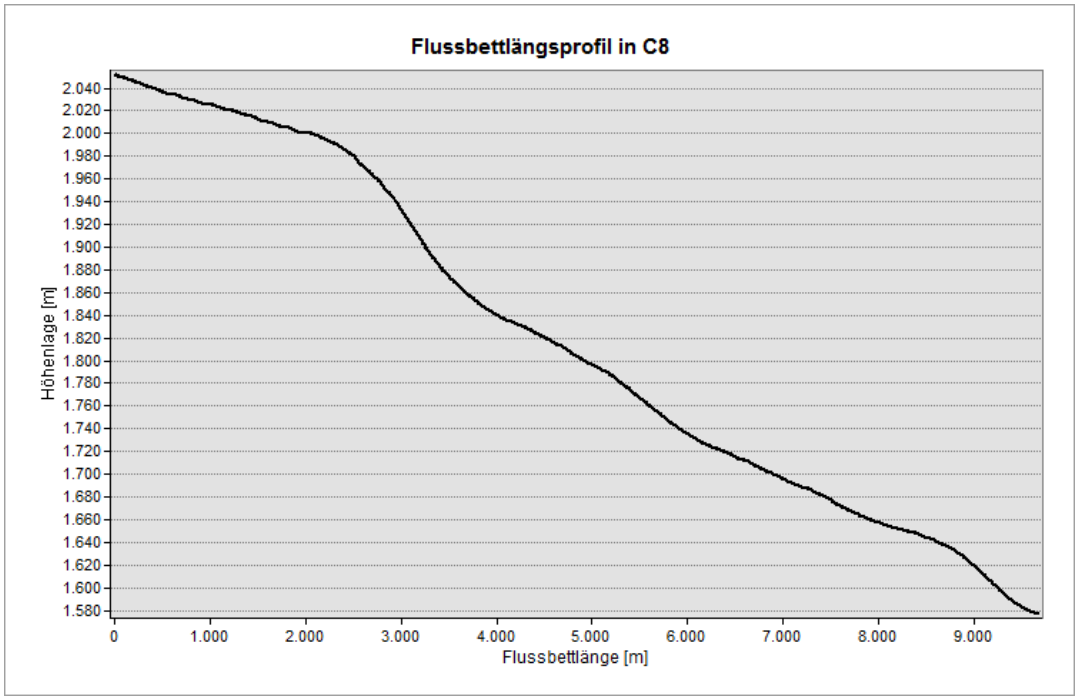
Figur 17



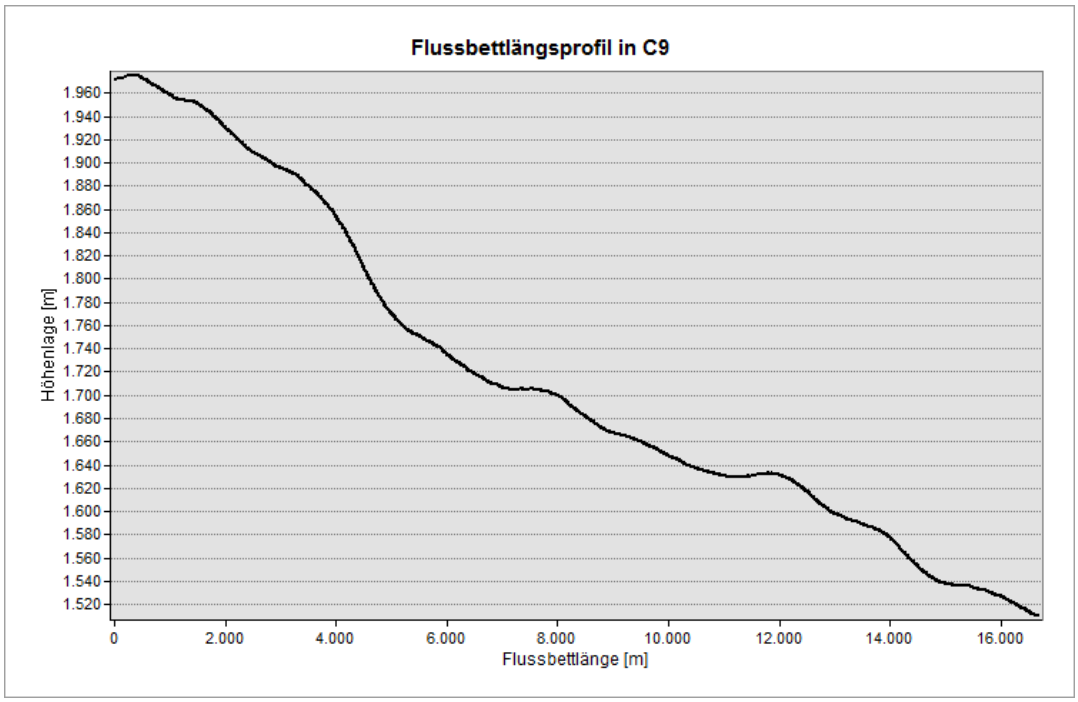
Figur 18



Figur 19

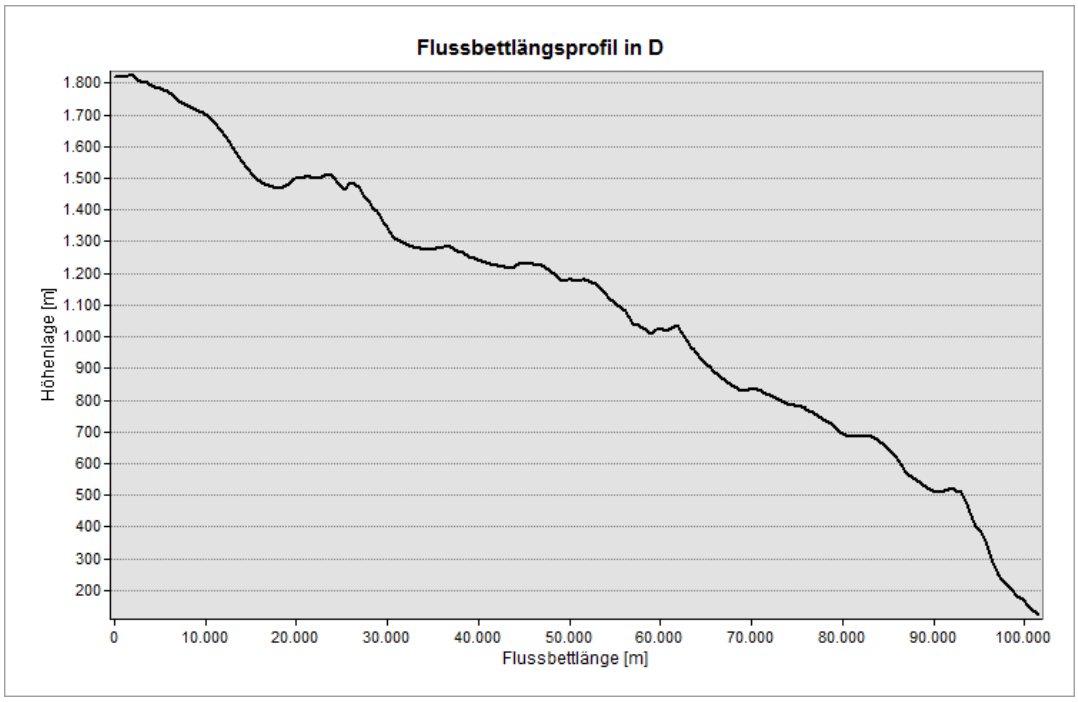


Figur 20


Flussbettlängsprofil in C9
Höhenlage [m]
1.960
1.940
1.920
1.900
1.880
1.860
1.840
1.820
1.800
1.780
1.760
1.740
1.720
1.700
1.680
1.660
1.640
1.620
1.600
1.580
1.560
1.540
1.520
0
2.000
4.000
6.000
8.000
10.000
12.000
14.000
16.000
Flussbettlänge [m]

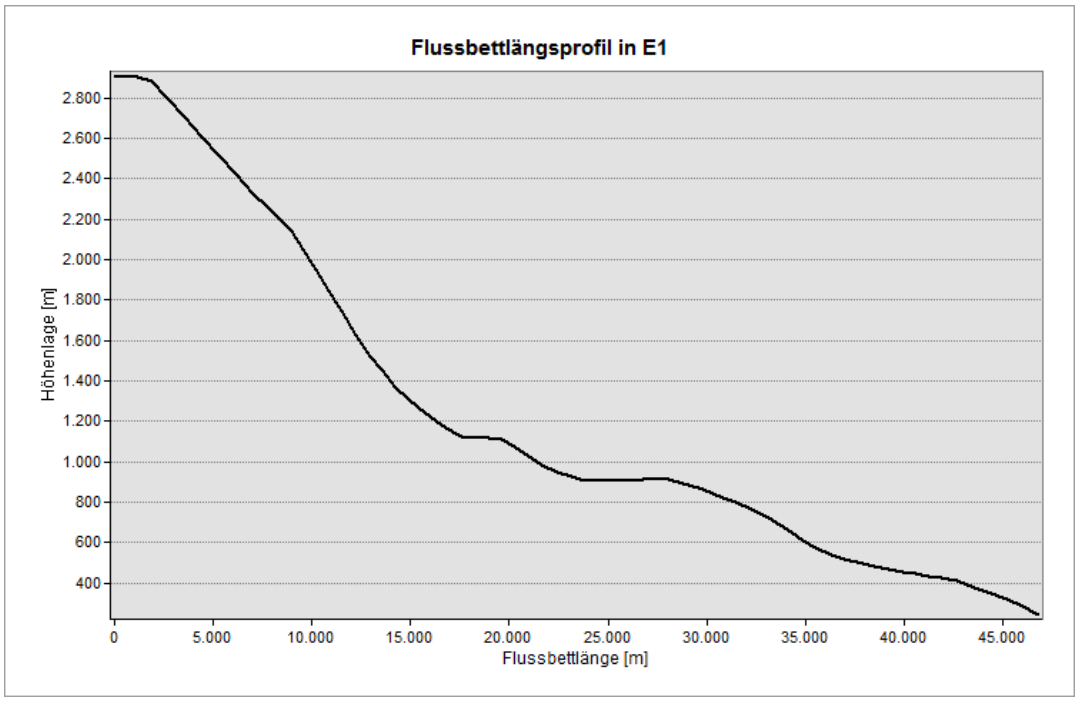
Figur 21

Newton-Krater – Längsprofil des Trockenbetts EG-D

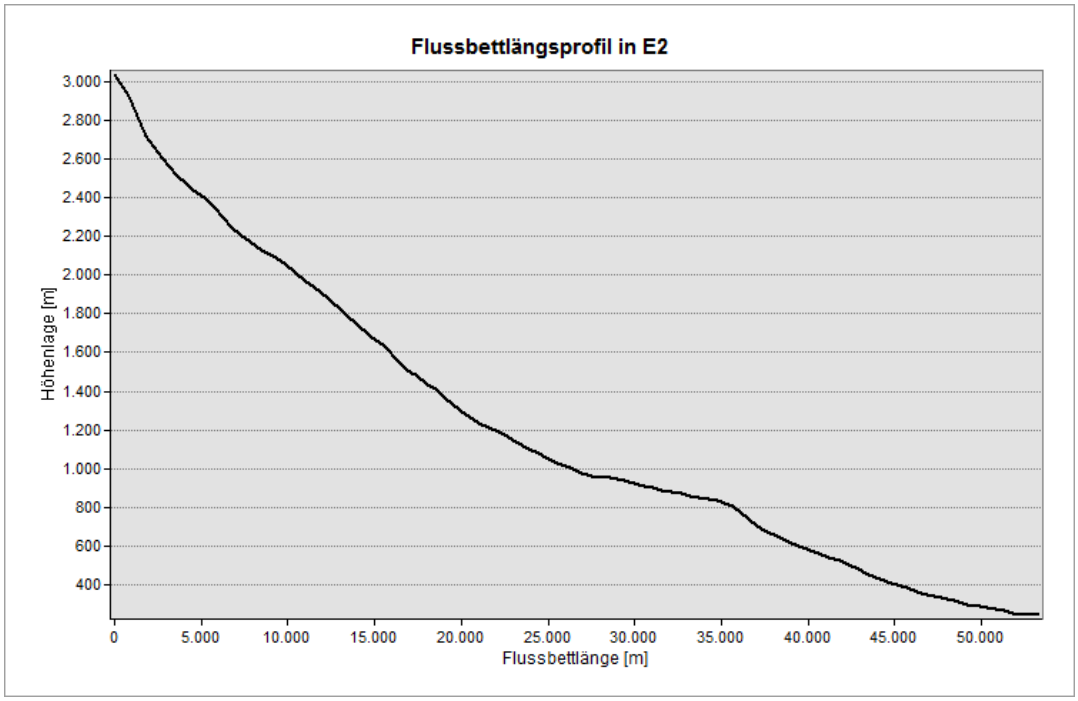


Figur 22

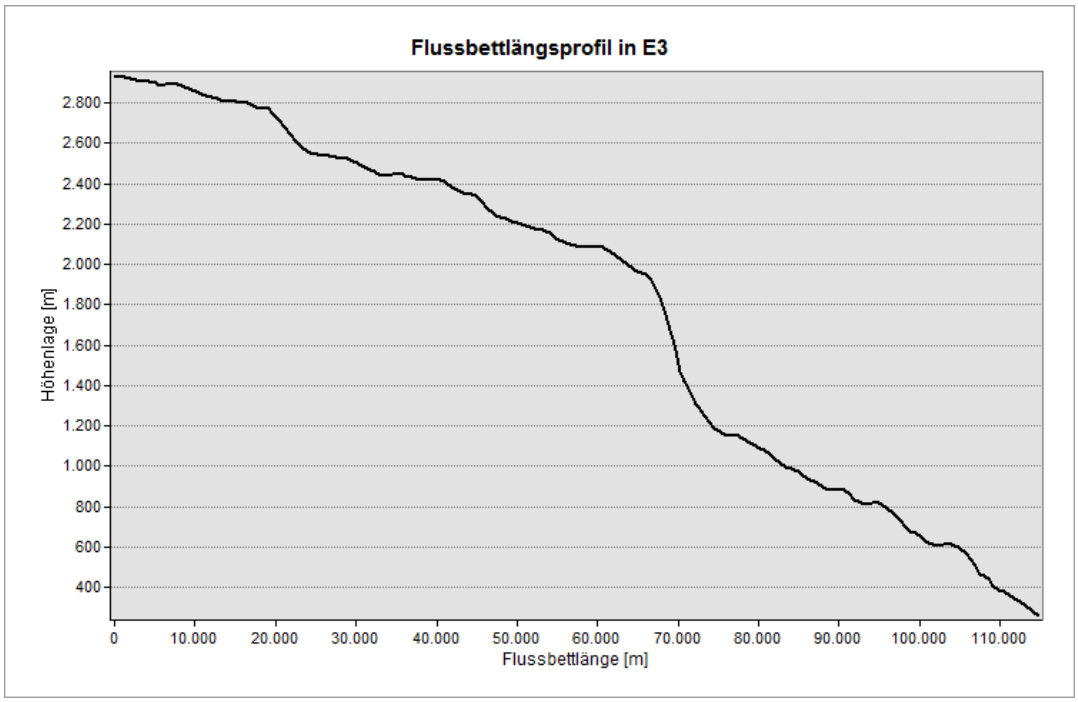
Newton-Krater – Längsprofile der Trockenbetten EG-E



Figur 23

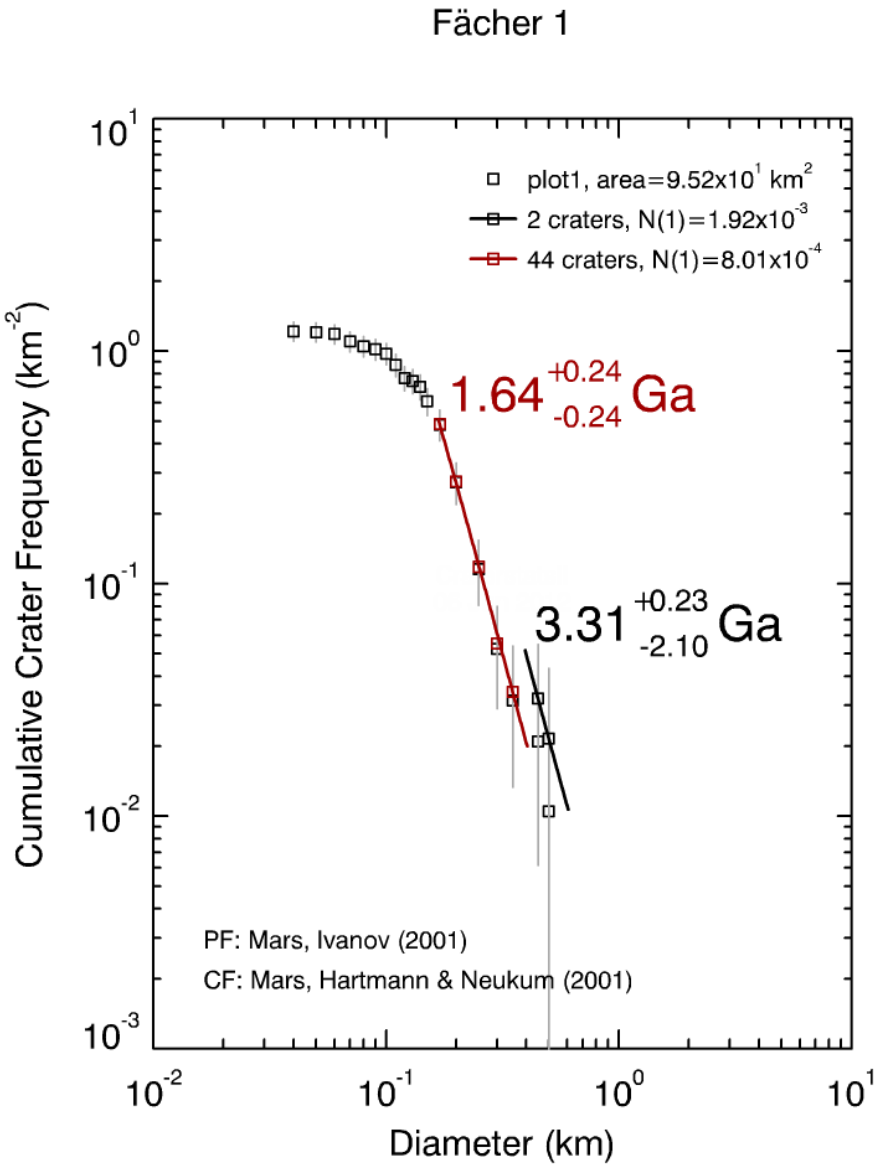


Figur 24

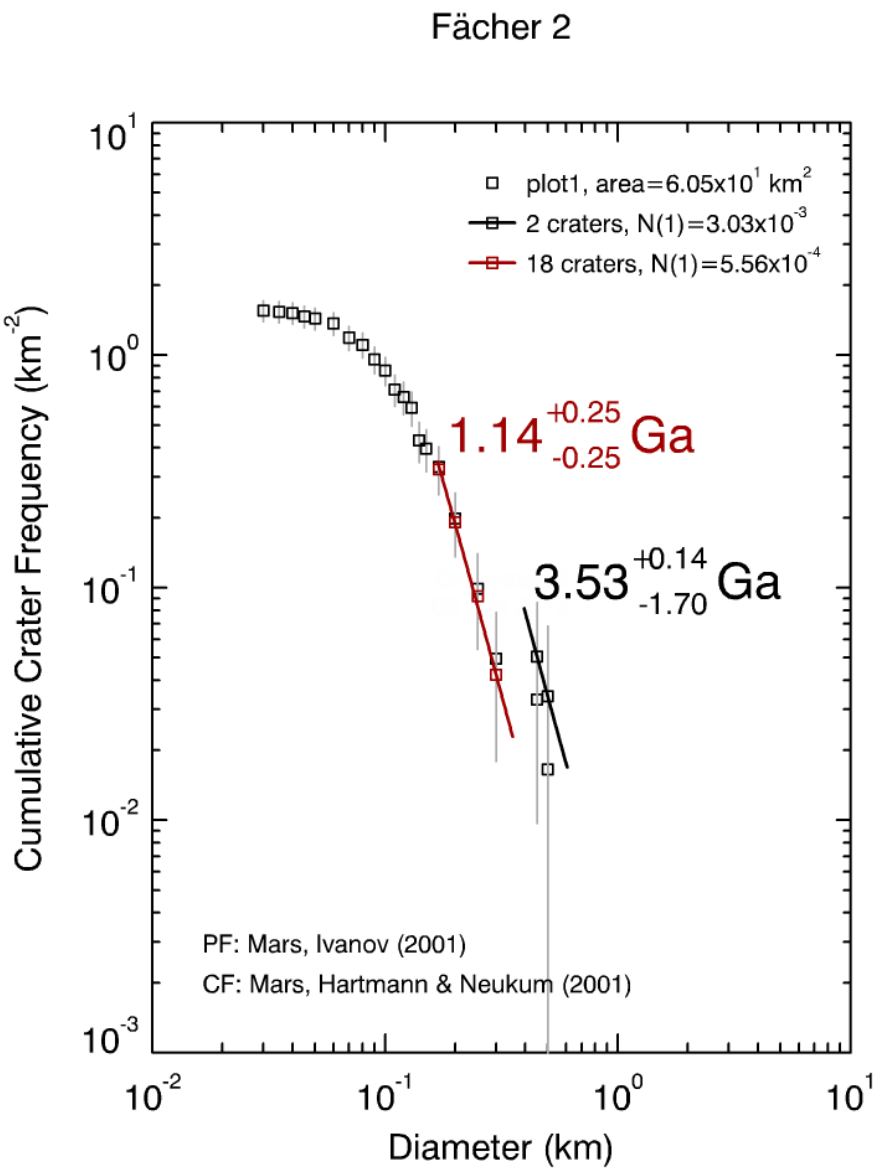

Flussbettlängsprofil in E3
Höhenlage [m]
2.800
2.600
2.400
2.200
2.000
1.800
1.600
1.400
1.200
1.000
800
600
400
0
10.000
20.000
30.000
40.000
50.000
60.000
70.000
80.000
90.000
100.000
110.000
Flussbettlänge [m]

Figur 25

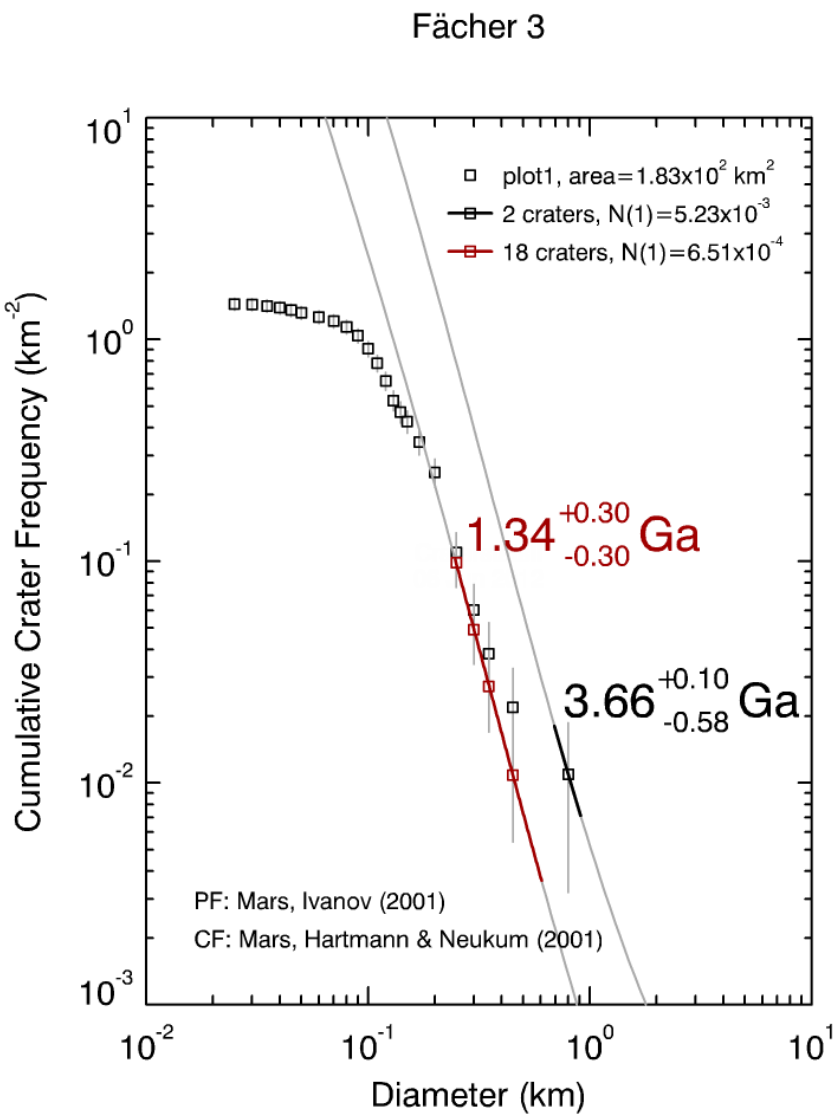
Bakhuysen-Krater – Alterskurven der Schüttungskörper



Figur D

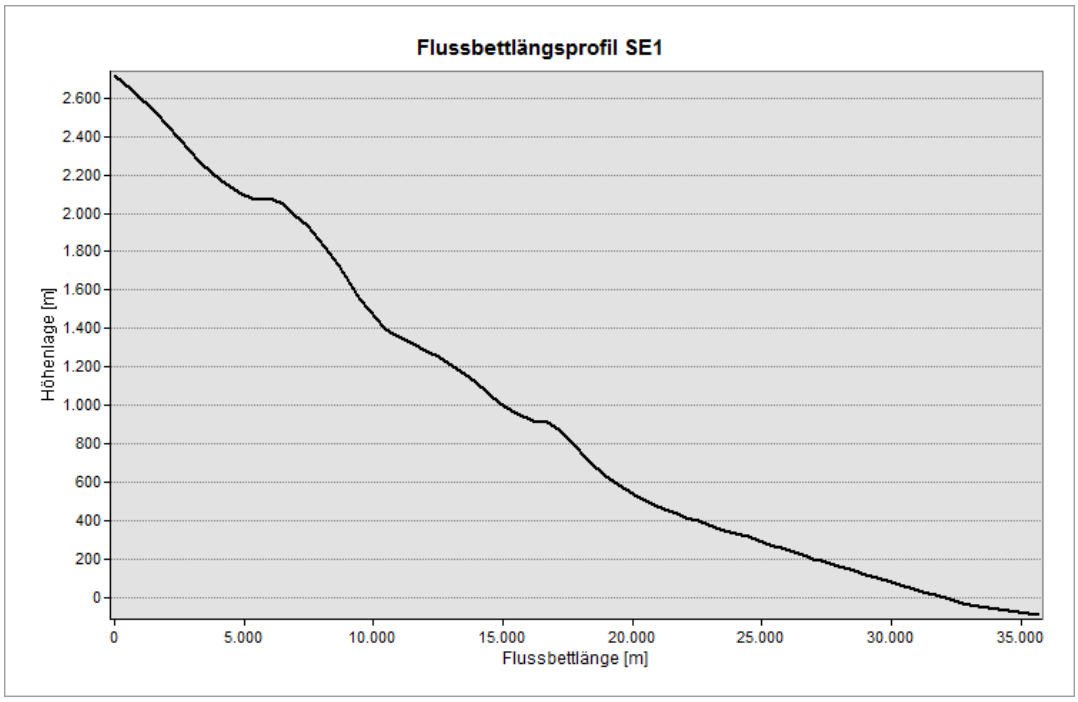

Fächer 2
plot1, area=6.05x10^1 km^2
2 craters, N(1)=3.03x10^-3
18 craters, N(1)=5.56x10^-4
1.14 +0.25 -0.25 Ga
3.53 +0.14 -1.70 Ga
PF: Mars, Ivanov (2001)
CF: Mars, Hartmann & Neukum (2001)
Cumulative Crater Frequency (km^-2)
Diameter (km)
10^1
10^0
10^-1
10^-2
10^-3
10^-2
10^-1
10^0
10^1

Figur E

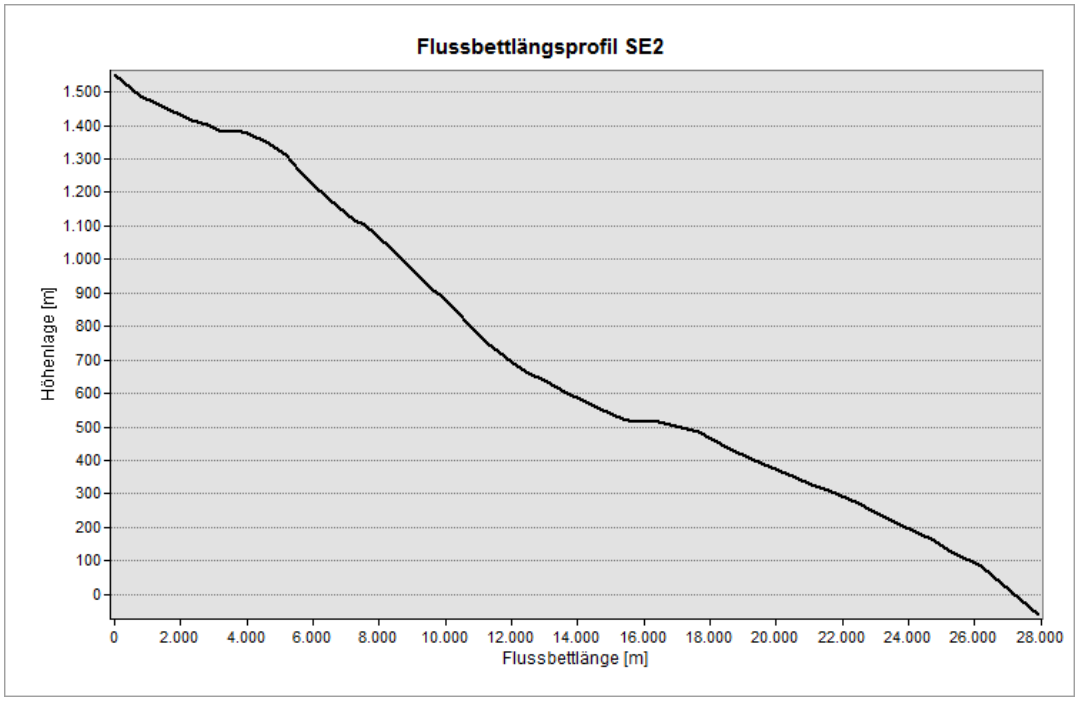

Fächer 3
plot1, area=1.83x10^2 km^2
2 craters, N(1)=5.23x10^-3
18 craters, N(1)=6.51x10^-4
1.34 +0.30 -0.30 Ga
3.66 +0.10 -0.58 Ga
PF: Mars, Ivanov (2001)
CF: Mars, Hartmann & Neukum (2001)
Cumulative Crater Frequency (km^-2)
Diameter (km)

Figur F

Bakhuysen-Krater – Längsprofile der Trockenbetten (SE)

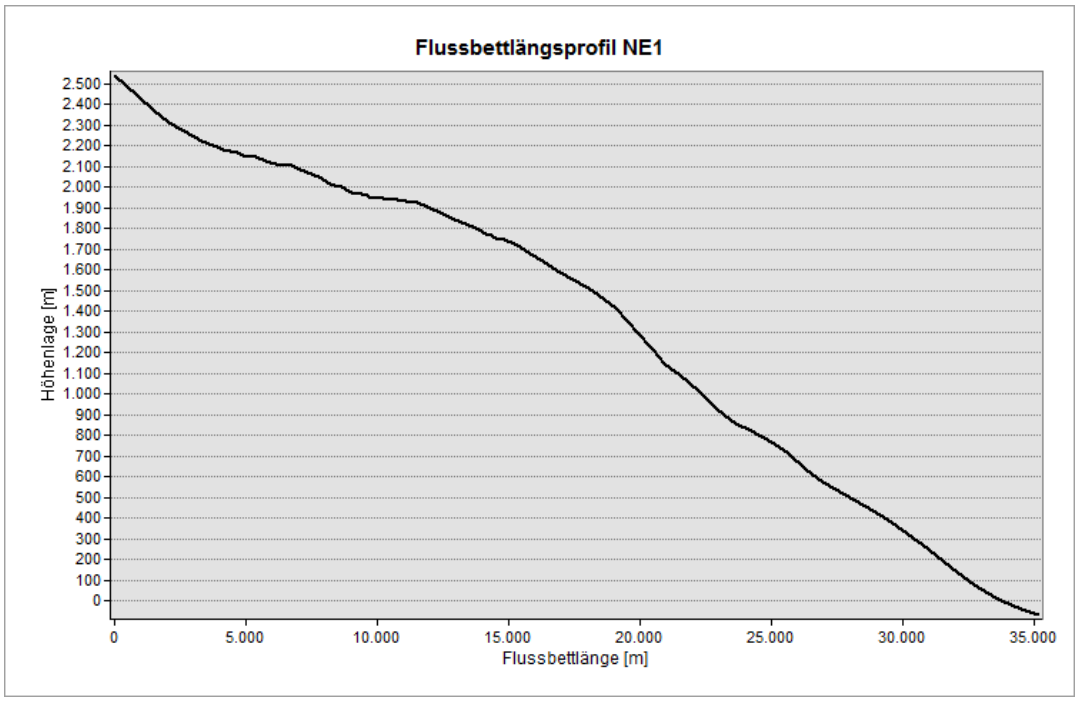


Figur 26

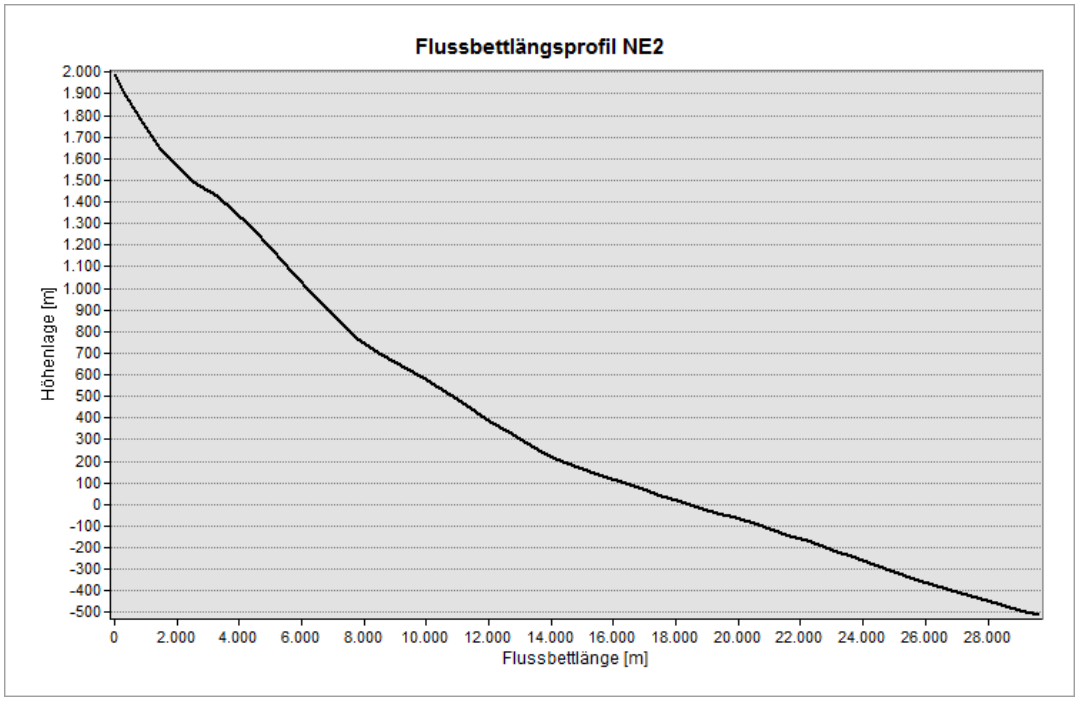


Figur 27

Bakhuysen-Krater – Längsprofile der Trockenbetten (NE)

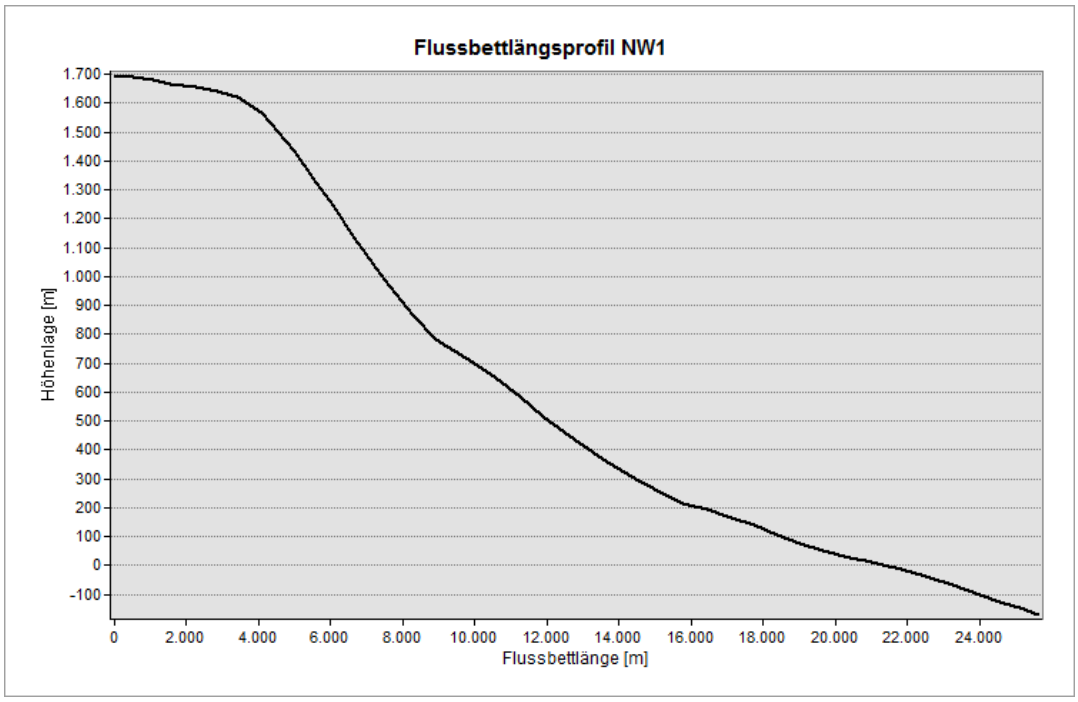


Figur 28

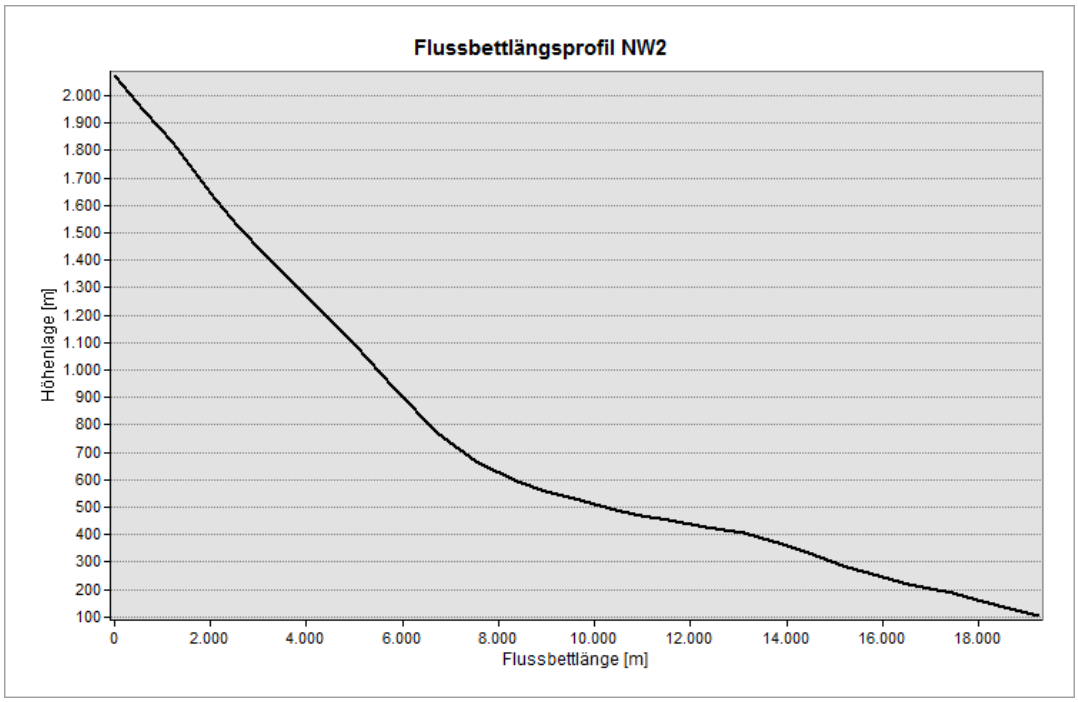


Figur 29

Bakhuysen-Krater – Längsprofile der Trockenbetten (NW)

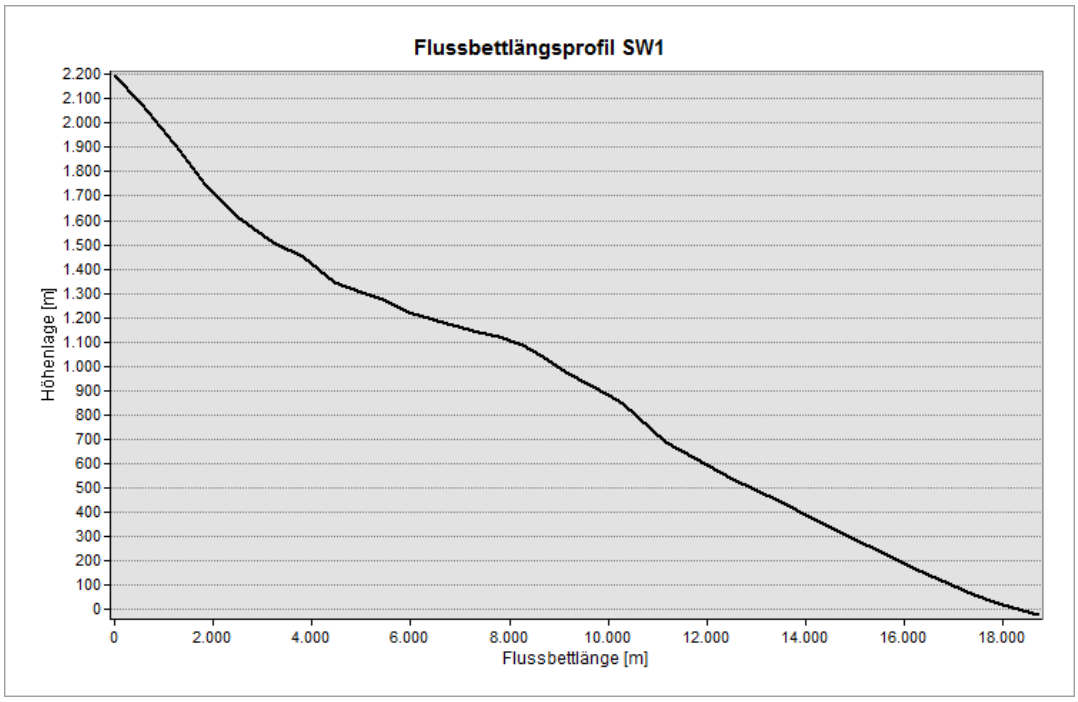


Figur 30

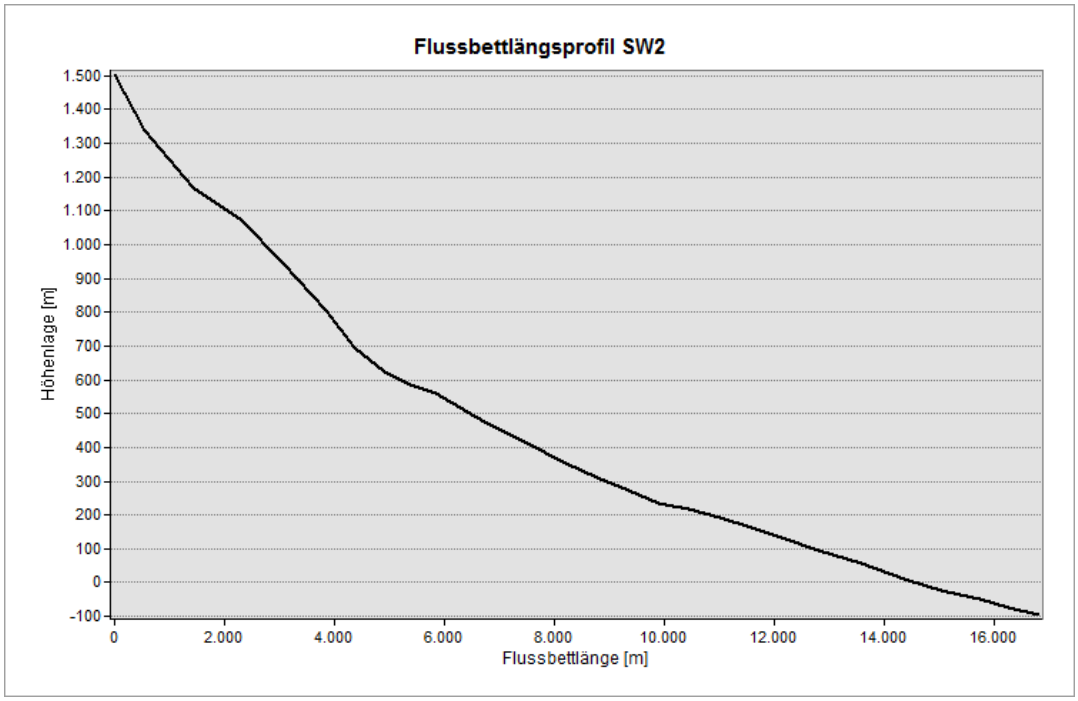


Figur 31

Bakhuysen-Krater – Längsprofile der Trockenbetten (SW)



Figur 32



Figur 33

Curriculum Vitae

Der Lebenslauf ist in der Online-Version

aus Gründen des Datenschutzes nicht enthalten

Publikationen und Konferenzbeiträge

von Paris, P., A. Petau, J. L. Grenfell, E. Hauber, D. Breuer, R. Jaumann, H. Rauer, and D. Tirsch (2015), Estimating precipitation on early Mars using a radiative-convective model of the atmosphere and comparison with inferred runoff from geomorphology, *Planetary and Space Science*, *105*, 133-147.

Jaumann, R., D. Tirsch, E. Hauber, G. Erkeling, H. Hiesinger, L. Le Deit, M. Sowe, S. Adeli, A. Petau, and D. Reiss (2014): Water and Martian habitability: Results of an integrative study of water related processes on Mars in context with an interdisciplinary Helmholtz research alliance "Planetary Evolution and Life", *Planetary and Space Science*, *98*, 128-145.

Petau, A. and Tirsch, D., and Jaumann, R. (2013): Analysis of Fluvial Processes and Mass Balances on Newton Crater's Rim, Mars. European Planetary and Space Conference, 08.-12. Sept 2013, London, United Kingdom.

Petau, A., Tirsch, D., and Jaumann, R. (2013): Geomorphological Study of Martian Valley Networks in Terra Sirenum. EGU General Assembly 2013, 07.-12. April 2013, Vienna, Austria.

Petau, A., von Paris, P., Grenfell, J. L., Le Deit, L., Kitzmann, D., Nass, A., Breuer, D., Hauber, E., Tirsch, D., Jaumann, R., and Rauer, H. (2013): Constraints on Atmospheric Precipitation during the Noachian-Hesperian Boundary on Early Mars from Valley Network Discharge and Runoff. European Planetary and Space Conference, 08.-12. Sept 2013, London, United Kingdom.

Jaumann, R., Tirsch, D., Hauber, E., Erkeling, G., Le Deit, L., Sowe, M., Adeli, S., Petau, A. and Reiss, D. (2013): The Role of Water for Martian Habitability. European Planetary and Space Conference, 08.-12. Sept 2013, London, United Kingdom.

Bishop, J. L., Tirsch, D., Tornabene, L. L., Jaumann, R., McEwan, A. S., McGuire, P., Ody, A., Poulet, F., Clark, R., Parente, M., Voigt, J., Aydine, Z., Bamberg, M., Petau, A., McKeown, N., Mustard, J. F., Hash, C., Murchie, S. L., Swayze, G., Neukum, G., and Seelos, F. (2013): Mineralogy and morphology of geologic units at Libya Montes, Mars: Ancient aqueous outcrops, mafic flows, fluvial features and impacts. Journal of Geophysical Research, 118, pp. 487-513. American Geophysical Union. DOI: 10.1029/2012JE004151. ISSN 0148-0227.

Petau, A., Tirsch, D., and Jaumann, R. (2012): Geomorphological Study of Fluvial Environments in Terra Sirenum, Mars. EPSC 2012, 23 – 28 September 2012, Madrid, Spanien.

Petau, A.; Tirsch, D., and Jaumannn, R. (2012): Geomorphological Analysis of Mass Balances of Martian Valley Networks in Western Terra Sirenum. Lunar and Planetary Science Conference 2012, 19.-23. März 2012, The Woodlands Texas, USA.

Petau, A., Tirsch, D., and Jaumann, R. (2011): Martian Valley Networks and Analogue Features on Earth. European Planetary and Space Conference, 02.-11. Oct 2011, Nantes, France.

Petau, A., Tirsch, D., Al-Samir, M., and Jaumann, R. (2011): Drainage patterns on Mars in comparison with their analogue valleys on Earth. EGU General Assembly 2011, 02.-08. April 2011, Vienna, Austria.