

HENRY

Hydraulic Engineering Repository

Ein Service der Bundesanstalt für Wasserbau

Report, Published Version

Schwarzer, Klaus; Schrottke, Kerstin; Stoffers, P.; Kohlhase, Sören; Fröhle, Peter; Fittschen, T.; Mohr, K.; Riemer, J.; Weinhold, H.

Einfluß von Steiluferabbrüchen an der Ostsee auf die Prozeßdynamik angrenzender Flachwasserbereiche

Zur Verfügung gestellt in Kooperation mit/Provided in Cooperation with:
Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI)

Verfügbar unter/Available at: <https://hdl.handle.net/20.500.11970/110397>

Vorgeschlagene Zitierweise/Suggested citation:

Universität Kiel (Hg.) (2000): Einfluß von Steiluferabbrüchen an der Ostsee auf die Prozeßdynamik angrenzender Flachwasserbereiche. Kiel: Universität Kiel.

Standardnutzungsbedingungen/Terms of Use:

Die Dokumente in HENRY stehen unter der Creative Commons Lizenz CC BY 4.0, sofern keine abweichenden Nutzungsbedingungen getroffen wurden. Damit ist sowohl die kommerzielle Nutzung als auch das Teilen, die Weiterbearbeitung und Speicherung erlaubt. Das Verwenden und das Bearbeiten stehen unter der Bedingung der Namensnennung. Im Einzelfall kann eine restriktivere Lizenz gelten; dann gelten abweichend von den obigen Nutzungsbedingungen die in der dort genannten Lizenz gewährten Nutzungsrechte.

Documents in HENRY are made available under the Creative Commons License CC BY 4.0, if no other license is applicable. Under CC BY 4.0 commercial use and sharing, remixing, transforming, and building upon the material of the work is permitted. In some cases a different, more restrictive license may apply; if applicable the terms of the restrictive license will be binding.



Kuratorium für Forschung
im Küsteningenieurwesen
Hindenburgufer 2472 7. OKT. 2000
24106 Kiel

Institut für Geowissenschaften der Universität zu Kiel (IfG)
Amt für ländliche Räume Kiel (AIR)
Landesamt für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein (LANU)
Institut für Wasserbau der Universität Rostock (IWR)

Forschungsvorhaben

**Einfluß von Steiluferabbrüchen an der Ostsee auf die
Prozeßdynamik angrenzender Flachwasserbereiche**

Abschlußbericht

(Zeitraum: 01.09.1995 - 30.08.1999)

K. SCHWARZER, K. SCHROTTKE, P. STOFFERS (IfG)
S. KOHLHASE, P. FRÖHLE, T. FITTSCHEN (IWR)
K. MOHR, J. RIEMER (AIR)
H. WEINHOLD (LANU)

Juli 2000

N^o 34043 Lit.

Kuratorium für Forschung
im Küsteningenieurwesen
Hindenburgufer 247
24106 Kiel

27. OKF-2000

34043 dit.

**Institut für Geowissenschaften der Universität zu Kiel (IfG)
Amt für ländliche Räume Kiel (AIR)
Landesamt für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein (LANU)
Institut für Wasserbau der Universität Rostock (IWR)**

Forschungsvorhaben

**Einfluß von Steiluferabbrüchen an der Ostsee auf die
Prozeßdynamik angrenzender Flachwasserbereiche¹**

Abschlußbericht

(Zeitraum: 01.09.1995 - 30.08.1999)

**K. SCHWARZER, K. SCHROTTKE, P. STOFFERS, (IfG)
S. KOHLHASE, P. FRÖHLE, T. FITTSCHEN, (IWR)
K. MOHR, J. RIEMER, (AIR)
H. WEINHOLD, (LANU)**

Juli 2000

.....
(Dr. K. Schwarzer)
Obmann der Projektgruppe

¹ Der Bericht ist wie folgt zu zitieren:
SCHWARZER, K., SCHROTTKE, K., STOFFERS, P., KOHLHASE, S., FRÖHLE, P., FITTSCHEN, P.,
MOHR, K., RIEMER, J. & WEINHOLD, H. (2000): Einfluß von Steiluferabbrüchen an der Ostsee auf die
Prozeßdynamik angrenzender Flachwasserbereiche. - Abschlußbericht. 182 S; Kiel (Inst. f. Geowissenschaften).

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	1
2. Ziele des Vorhabens	6
3. Gebietsspezifische Rahmenbedingungen	7
4. Untersuchungsansätze zu Beginn des Vorhabens	8
5. Planung, Arbeitsverlauf und Methoden	10
5.1 Arbeiten des Instituts für Wasserbau der Universität Rostock (IWR)	10
5.1.1 Seegangs- und Strömungsmessungen	11
5.1.2 Wind- und Wasserstandsdaten	15
5.2 Arbeiten des Amtes für ländliche Räume (ALR)	16
5.2.1 Vermessungsgrundlagen und Meßverfahren	16
5.2.2 Meßbetrieb	21
5.3 Arbeiten des Landesamtes für Natur und Umwelt (LANU)	22
5.4 Arbeiten des Institutes für Geowissenschaften (IFG)	23
5.4.1 Arbeits- und Meßmethoden	28
5.4.2 Vorbereitung und Ablauf der Meßeinsätze	32
5.5 Soll / Ist	35
6. Ergebnisse	37
6.1 Geologisch-morphologischer Aufbau und holozäne Entwicklung der Untersuchungsräume	37
6.1.1 Schönhagen	37
6.1.1.1 Morphologie des Untersuchungsgebietes Schönhagen	38
6.1.1.2 Pleistozäner und holozäner Aufbau des Untersuchungsgebietes Schönhagen ..	46
6.1.2 Heiligenhafen	55
6.1.2.1 Morphologie des Untersuchungsgebietes Heiligenhafen	55
6.1.2.2 Pleistozäner und holozäner Aufbau des Untersuchungsgebietes Heiligenhafen	60
6.1.3 Brodten	64
6.1.3.1 Morphologie des Untersuchungsgebietes Brodten	64
6.1.3.2 Pleistozäner und holozäner Aufbau des Untersuchungsgebietes Brodten	69
6.1.4 Zusammenfassung gebietsübergreifender Ergebnisse	74
6.2 Rezente Küstenprozesse	75
6.2.1 Hydrologische Randbedingungen	75
6.2.1.1 Energiefluß	75
6.2.1.2 Wasserstände	77

	Seite
6.2.2 Kliffdynamik	82
6.2.2.1 Dynamik des Kliffrückganges in Schönhagen	82
6.2.2.2 Dynamik des Kliffrückganges in Heiligenhafen	89
6.2.2.3 Dynamik des Kliffrückganges in Brodten	93
6.2.2.4 Gebietsübergreifende Ergebnisse zur Kliffdynamik	97
6.2.3 Strandvariabilität	100
6.2.3.1 Variabilität des Strandabschnittes vor dem Schönhagener Kliff	101
6.2.3.2 Variabilität des Strandabschnittes vor dem Heiligenhafener Kliff	105
6.2.3.3 Variabilität des Strandabschnittes vor dem Brodtener Kliff	107
6.2.3.4 Übergreifende Ergebnisse zur Strandvariabilität	110
6.2.4 Die Irreversible Vertiefung des Seegrundes	111
6.2.4.1 Statistische Auswertung der Druckwiderstandsmessungen	112
6.2.4.2 Die irreversible Vertiefung des anstehenden Seegrundes vor dem Schönhagener Steilufer	115
6.2.4.2 Die irreversible Vertiefung des anstehenden Seegrundes vor dem Heiligenhafener Steilufer	122
6.2.4.3 Die irreversible Vertiefung des anstehenden Seegrundes vor dem Brodtener Steilufer	128
6.2.4.4 Gebietsübergreifende Ergebnisse	132
6.2.5 Lockermaterialverlagerung	135
6.2.5.1 Lockermaterialverlagerung in Schönhagen	136
6.2.5.2 Lockermaterialverlagerung in Heiligenhafen	152
6.2.5.3 Lockermaterialverlagerung in Brodten	158
6.2.5.4 Gebietsübergreifende Ergebnisse	160
6.3 Sedimentakkumulation Flachküsten	162
6.3.1 Sedimentakkumulation an den Flachküsten Schönhagens	162
6.3.2 Sedimentakkumulation östlich des Steilufers von Heiligenhafen	163
6.3.3 Sedimentakkumulation beiderseits des Brodtener Steilufers	166
6.3.4 Bilanzierungen	166
7. Zusammenfassung	169
8. Literatur	173

Abbildungsverzeichnis

	Seite
Abb. 1:	Übersichtskarte über die schleswig-holsteinische Ostseeküste mit Darstellung von Steiluferabschnitten und Flachküstenbereichen 2
Abb. 2:	Meeresspiegelanstiegskurve im Holozän 2
Abb. 3:	Prinzip des Steiluferrückganges. 5
Abb. 4:	Flußdiagramm der interdisziplinären Zusammenarbeit in dem FuE Vorhaben "Steiluferabbrüche" 8
Abb. 5:	Das Untersuchungsgebiet Schönhagen 12
Abb. 6:	Das Untersuchungsgebiet Heiligenhafen 12
Abb. 7:	Das Untersuchungsgebiet Brodten 13
Abb. 8:	Vermessungsprofile im Untersuchungsgebiet Schönhagen 18
Abb. 9:	Vermessungsprofile im Untersuchungsgebiet Heiligenhafen 19
Abb. 10:	Vermessungsprofile im Untersuchungsgebiet Brodten 20
Abb. 11:	Luftaufnahme des Untersuchungsgebietes Schönhagen v. 26.04.1997 25
Abb. 12:	Luftaufnahme des Untersuchungsgebietes Heiligenhafen v. 26.04.1997 26
Abb. 13:	Luftaufnahme des Untersuchungsgebietes Brodten v. 26.04.1997 27
Abb. 14:	Gegenüberstellung unterschiedlicher Korngrößenmaße 28
Abb. 15-1:	Der Abrasionsmeßtisch zur Messung der irreversiblen Seegrundvertiefung. 29
Abb. 15-2:	Skizze einer Photostation zu Beginn der Versuchsreihe 32
Abb. 16:	Die Bathymetrie des Untersuchungsgebietes Schönhagen 38
Abb. 17 a:	Lage der Strandvermessungsprofile in Schönhagen 39
Abb. 17b:	Morphologie des Schönhagener Steilufers 40
Abb. 18a,b:	Skizzen der Schwansener Nehrung 41
Abb. 19:	Die Eisrandlagen im Untersuchungsgebiet Schönhagen 42
Abb. 20:	Morphologische Aufnahmen des Profils S-GP2 vor dem Steilufer Schönhagen 43
Abb. 21:	Morphologische Aufnahmen des Profils S-GP1 vor der Schleibek Niederung 44
Abb. 22:	Seitensicht-Sonar Aufnahme küstennormal streichender Rinne- und Rücken im Küstenvorfeld der Schleibek Niederung 44
Abb. 23:	Submarine Hochlagen vor der Schleibek Niederung nördlich des Profils S-GP1 45
Abb. 24a:	Morphologische Aufnahmen des Profils S-GP3 vor dem südlichen Steiluferansatz 45
Abb. 24b:	Morphologische Aufnahmen des Profils S-GP5 vor dem nördlichen Steiluferansatz 46
Abb. 25:	Geologisches Profil entlang der Schwansener Nehrung 48
Abb. 26:	Pleistozäne Oberfläche in der Schleibek-Niederung 49
Abb. 27:	Küstenentwicklung des nördlichen Schönhagener Untersuchungsgebietes. 50
Abb. 28:	Ehemalige Schleimündungsarme 50
Abb. 29:	Rinnenstrukturen unter dem Schleisand 51
Abb. 30:	Geologische Profile aus dem Küstenvorfeld des Untersuchungsgebietes Schönhagen 52
Abb. 31:	Verteilung der Oberflächensedimente im Küstenvorfeld des Untersuchungsgebiet Schönhagen 54
Abb. 32a:	Lage der Strandvermessungsprofile in Heiligenhafen 56
Abb. 32b:	Morphologie des Heiligenhafener Steilufers 57
Abb. 33a:	Morphologische Aufnahme des Profils H-GP1 59

	Seite
Abb. 33b:	Morphologische Aufnahme des Profils H-GP2 59
Abb. 34:	Verteilung der Oberflächensedimente im westlichen Heiligenhafener Küstenvorfeld im Jahr 1980 62
Abb. 35:	Verteilung der Oberflächensedimente im Seegebiet zwischen Fehmarn und Heiligenhafen 1995 / 1996 63
Abb. 36a:	Lage der Strandvermessungsprofile in Brodten 65
Abb. 36b:	Morphologie des Brodtener Steilufers 66
Abb. 37:	Bathymetrische Karte des Untersuchungsgebietes Brodten 67
Abb. 38:	Steiler Flankenbereich der submarinen Hochlage vor Niendorf (Profil B-GP1) 67
Abb. 39:	Morphologische Aufnahme des Profiles B-GP3 vor dem Brodtener Steilufer 68
Abb. 40:	Morphologische Ausprägung der küstennahen Rückensysteme in den Untersuchungsgebieten Schönhagen, Heiligenhafen und Brodten 69
Abb. 41:	Übersicht zur Geologie des Brodtener Ufers 70
Abb. 42:	Vermutete Lage der Holozänbasis im Bereich der Hemmelsdorfer Niederung 71
Abb. 43:	Verteilung der Oberflächensedimente im Küstenvorfeld des Brodtener Untersuchungsgebietes 73
Abb. 44:	Die Lage der Holozänbasis im Küstenvorfeld des Brodtener Untersuchungsgebietes 73
Abb. 45:	Zeitreihen der Energieflußkomponenten für die Untersuchungsgebiete Schönhagen und Heiligenhafen 76
Abb. 46:	Verweilzeiten erhöhter Wasserstände am Pegel Travemünde für den Zeitraum April 1977 bis März 1985 und April 1996 bis März 1999 78
Abb. 47:	Gegenüberstellung der Verweilzeiten hoher Wasserstände in den drei Untersuchungsgebieten für den Zeitraum April 1996 bis März 1999 79
Abb. 48:	Stundenanzahl erhöhter Wasserstände und Wellenhöhen in den drei Untersuchungsgebieten vom 01.11.1995 - 31.03.1999 80
Abb. 49:	Gleichzeitiges Auftreten von erhöhtem Wellenauflauf und erhöhten Wasserständen in Schönhagen, Heiligenhafen und Brodten 81
Abb. 50:	Gegenüberstellung von Wasserstand, Energieeintrag und Kliffrückgang für Schönhagen, Meßzeitraum: 01.06.1996 - 25.04.1999 83
Abb. 51:	Lageänderung des Schönhagener Kliffs in Abhängigkeit der Stundenzahl erhöhter Wasserstände und Energieeinträge vom 18.06.1996 - 08.04.1999 84
Abb. 52:	Darstellung der Kliffneigungen in Schönhagen zu acht unterschiedlichen Untersuchungszeitpunkten 85
Abb. 53:	Energieeintrag, Wasserstand, signifikante Wellenhöhe [H_{m0}], Wellenanaufrichtung und Wellenperiode [T_{02}] in Schönhagen. Zeitraum: 29.05.1997 - 23.07.1997 86
Abb. 54:	Energieeintrag, Wasserstand, signifikante Wellenhöhe [H_{m0}], Wellenanaufrichtung und Wellenperiode [T_{02}] in Schönhagen. Zeitraum: 24.11.1997 - 28.01.1997 87
Abb. 55:	Energieflußberechnungen für Schönhagen in den Zeiträumen 01.10.1985 - 01.10.1986 und 01.10.1996 - 01.10.1997 88
Abb. 56:	Darstellung von Wasserstand, Energieeintrag und Kliffrückgang für Heiligenhafen. Meßzeitraum: 01.06.1996 - 25.04.1999 90

Abb. 57:	Energieeintrag, Wasserstand, Wellenhöhe [H_{m0}], Wellenanaufrichtung und Wellenperiode [T_{02}] in Heiligenhafen Zeitraum: 05.09.1997 - 11.10.1997	91
Abb. 58:	Darstellung der Kliffneigungen in Heiligenhafen zu acht unter- schiedlichen Untersuchungszeitpunkten	92
Abb. 59:	Verlagerung des Heiligenhafener Kliffs in Abhängigkeit der Stundenzahl erhöhter Wasserstände und Energieeinträge. Zeitraum: 23.07.1996 - 30.03.1999	92
Abb. 60:	Gegenüberstellung von Wasserstand, Energieeintrag und Kliffrückgang für Brodten. Meßzeitraum: 01.06.1996 - 25.04.1999	94
Abb. 61:	Darstellung der Kliffneigungen in Brodten zu acht unterschiedlichen Untersuchungszeitpunkten	95
Abb. 62:	Verlagerung des Brodtener Kliffs in Abhängigkeit der Stundenzahl erhöhter Wasserstände und des Energieeinträge. Untersuchungszeitraum: 16.10.1996 - 22.03.1999	95
Abb. 63:	Energieeintrag, Wasserstand, Wellenhöhe [H_{m0}], Wellenanaufrichtung und Wellenperiode [T_{02}] in Brodten. Zeitraum: 01.12.1997 - 07.02.1998	96
Abb. 64:	Simulation des Wellenhöhenverlaufs über die Profile Schönhagen S-GP2, Heiligenhafen H-GP1 und Brodten B-GP1	98
Abb. 65:	Morphologische Entwicklung einiger Strandprofile vor dem Schönhagener Kliff im Zeitraum 08.03.1997 und 07.09.1998	101
Abb. 66:	Profilskizzen, entwickelt für das Schönhagener Steilufer	102
Abb. 67:	Volumen- und Sedimentveränderungen auf einigen Profilen vor dem Schönhagener Kliff	103
Abb. 68:	Gegenüberstellung von Volumenveränderungen, Energieeintrag und Wasserstand für den Strand vor dem Schönhagener Kliff	104
Abb. 69:	Volumen- und Sedimentveränderungen auf den Strandprofilen vor dem Heiligenhafener Kliff	106
Abb. 70:	Gegenüberstellung von Volumenveränderungen, Energieeintrag und Wasserstand für den Strand vor dem Kliff Heiligenhafen	107
Abb. 71:	Volumen- und Sedimentveränderungen auf den Strandprofilen vor dem Brodtnener Kliff	108
Abb. 72:	Gegenüberstellung von Volumenveränderungen, Energieeintrag und Wasserstand für den Strand vor dem Brodtener Kliff	109
Abb. 73:a-c	Darstellung der an den Schönhagener Meßstationen im Untersuchs- zeitraum ermittelten Abrasionsbeträge und des Energieeintrages	116
Abb. 74:	Jährliche Abrasion im Küstenvorfeld vor dem Schönhagener Steilufer . .	117
Abb. 75:	Kopplung: Abrasion des Seegrundes vor dem Schönhagener Steilufer und Energieeintrag	117
Abb. 76a, b:	Schönhagen: Vergleichende Gegenüberstellung hydrodynamischer Parameter im Tief- und Flachwasser für die Zeiträume 22.10.1997 - 24.11.1997 und 11.09.1998 - 15.12.1998	118
Abb. 77a-e:	Korrelation: Energie - Abrasion für die einzelnen Schönhagener Abrasionsmeßstationen	119
Abb. 79:	Korelation: Druckwiderstand - Abrasionsgeschwindigkeit, ermittelt aus den Meßwerten der Schönhagener Abrasionsmeßstation	120
Abb. 80:	Gegenüberstellung von Korngrößenhäufigkeitsverteilungen der Geschie- bemergel der fünf Schönhagener Abrasionsmeßstationen	121

Abb. 81a-c:	Darstellung der an den Heiligenhafener Meßstationen im Untersuchungs- zeitraum ermittelten Abrasions- und Energieeinträge	123
Abb. 82:	Jährliche Abrasion im Küstenvorfeld vor dem Heiligenhafener Steilufer . .	124
Abb. 83:	Heiligenhafen: Hydrodynamische Verhältnisse im Meßzeitraum: 21.12.1996 - 01.03.197, zeitweilig für das Tief- und das Flachwasser ermittelt	125
Abb. 84:	Korrelation: Energieeintrag - Abrasion für das Heiligenhafener Küstenvorfeld	125
Abb. 85:	Korrelation: Energieeintrag - Abrasion für die drei Heiligenhafener Meßstationen	126
Abb. 86:	Gegenüberstellung: Jährliche Abrasionsbeträge und Druckwiderstände der Geschiebemergel an den drei Heiligenhafener Abrasionsmeßstationen	126
Abb. 87a-c:	Darstellung der an den Brodtener Meßstationen im Untersuchungs- zeitraum ermittelten Abrasions- und Energieeinträge	129
Abb. 88:	Jährliche Abrasion im Küstenvorfeld vor dem Brodtener Steilufer	130
Abb. 89:	Korrelation: Energieeintrag - Abrasion für die vier Brodtener Meßstationen	130
Abb. 90a, b:	Gegenüberstellung: Jährliche Abrasionsbeträge und Druckwiderstände der Geschiebemergel an den drei Brodtener Abrasionsmeßstationen	131
Abb. 91:	Gegenüberstellung der Abrasionsbeträge aus Schönhagen und Brodten	134
Abb. 92:	Pflockaufmessungen auf dem Profil S-GP2 vor dem Schönhagener Steilufer	137
Abb. 93:	Pflockaufmessungen Schönhagen (Gesamtdarstellung)	138
Abb. 94a:	Vergleichende Darstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen auf dem Profil Schönhagen S-GP1 "Akku Nord"	140
Abb. 94b:	Vergleichende Darstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen auf dem Profil Schönhagen S-GP5 "Nahtstelle Nord"	141
Abb. 94c:	Vergleichende Darstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen auf dem Profil Schönhagen S-GP2 "Kliff"	142
Abb. 94d:	Vergleichende Darstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen auf dem Profil Schönhagen S-GP3 "Nahtstelle Süd"	143
Abb. 94e:	Vergleichende Darstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen auf dem Profil Schönhagen S-GP4 "Akku Nord"	144
Abb. 95:	Transport gefärbter Grobsedimente im Bereich Schönhagen, Profil S-GP 2, 150 m Uferentfernung, Wassertiefe -4,40 m NN	147
Abb. 96:	Transport gefärbter Grobsedimente im Küstenvorfeld Schönhagen, Profil S-GP 2, 225 m Uferentfernung, Wassertiefe -4,50 m NN	148
Abb. 97:	Volumenveränderungen der Lockermaterialauflage auf den Untersuchungsprofilen Schönhagen	150
Abb. 98:	Pflockaufmessungen Heiligenhafen (Gesamtdarstellung)	154
Abb. 99:	Hauptfraktionen der Lockersedimente entlang der geologisch-sedimen- tologischen Standard- und Zusatzprofile in Heiligenhafen, Meßzeitraum: 05/96 - 03/99	156
Abb. 100:	Volumenveränderungen der Lockermaterialauflage auf den Untersuchungsprofilen Heiligenhafen	157
Abb. 101:	Pflockaufmessungen Brodten (Gesamtdarstellung)	159
Abb. 102:	Raster für die bathymetrische Aufmessung des Graswarderkopfes.	164
Abb. 103:	Seewärtige Uferlinienverlagerung am Graswarderkopf	165

Tabellenverzeichnis

	Seite	
Tab. 1:	Rückgangsraten an aktiven Kliffabschnitten der Ostseeküste Schleswig-Holsteins	1
Tab. 2:	Charakteristika der Untersuchungsgebiete, wie sie zu Beginn des Vorhabens bekannt waren	8
Tab. 3:	Angaben über den Meßbereich, Auflösung und Genauigkeit der Flachwassermeßgeräte vom Typ SeaPac 2100	14
Tab. 4:	Verwendete Einstellungen der Flachwassermeßgeräte Sea Pac 2100	14
Tab. 5:	Einsatzzeiten der Meßgeräte Sea Pac 2100 in den drei Untersuchungsgebieten	15
Tab. 6:	Winddaten für Seegangsklimauntersuchungen	15
Tab. 7:	Spezifikationen der verwendeten Vermessungssysteme	17
Tab. 8:	Vermessungseinsätze über den gesamten Untersuchungszeitraum.	23
Tab. 9:	Zyklische Strand- und Unterwassermessungen in Schönhagen (S), Heiligenhafen (H) und Brodten (B).	33
Tab. 10:	Meßumfang und Charakteristika der geologischen Profile Schönhagen (S), Heiligenhafen (H) und Brodten (B)	34
Tab. 11:	Positionen der Schönhagener Abrasions- und Tracerstationen	34
Tab. 12:	Anzahl der Zusatzprofile in Schönhagen, Heiligenhafen und Brodten	34
Tab. 13:	Anzahl der auf die einzelnen Untersuchungsschwerpunkte entfallenen Geländetage.	35
Tab. 14:	Soll / Ist	36
Tab. 15:	Energieflußsummen für die Untersuchungsgebiete Schönhagen, Heiligenhafen und Brodten	77
Tab. 16:	Stundzahl erhöhter Wasserstände > 550 cmNN in den drei Untersuchungs- gebieten vom 01.11.1995 - 31.03.1999 in denen gleichzeitig Wellenhöhen $H_{m0} > 1,00$ m gemessen wurden	80
Tab. 17:	Ergebnisse der χ^2 -Prüfung	113
Tab. 18:	Ergebnisse des t-Tests zur Signifikanzprüfung der Druckwiderstands- messungen an den Abrasionsmeßstationen von Schönhagen und Brodten .	113
Tab. 19:	Ergebnisse des t-Tests und des U-Tests zur Signifikanzprüfung der Druckwiderstandsmessungen an den Abrasionsmeßstationen von Heiligenhafen	114
Tab. 20:	Mittelwerte \bar{x} , Standardabweichungen s und Konfidenzinterwalle ($t_{\alpha=0,05}$) der Stichproben aus den drei Untersuchungsgebieten	114
Tab. 21:	Geschüttete Sedimentvolumina der einzelnen Steilufer im Untersuchungszeitraum	167
Tab. 22:	Geschüttete Sedimentvolumina der einzelnen Seegrundbereiche vor den Steilufern im Untersuchungszeitraum	167

Tafelverzeichnis

Tafel 1:

Bild 1-4: Unterwasseraufnahmen des Seegrundes im Küstenvorfeld vor dem Schönhagener Steilufer auf dem Profil S-GP2. Dort wurde am 22.10.1997 die 3. Fotostation errichtet und anschließend gefärbte Grobsedimente in die vier Fotoquadranten ausgelegt. Die Meßstation befindet sich in 150 m Uferentfernung und -4,40 m NN.

Tafel 2:

Bild 1-4: Aufnahmen der vier Fotoquadranten am 24.11.1997 an der 3. Fotostation in Schönhagen (Profil S-GP2, Uferentfernung 150 m, -4,40 m NN).

Tafel 3:

Bild 1-4: Aufnahmen der vier Fotoquadranten am 28.01.1998 an der 3. Fotostation in Schönhagen (Profil S-GP2, Uferentfernung 150 m, -4,40 m NN).

Tafel 4:

Bild 1-4: Aufnahmen der vier Fotoquadranten am 05.04.1998 an der 3. Fotostation in Schönhagen (Profil S-GP2, Uferentfernung 150 m, -4,40 m NN).

Tafel 5:

Bild 1-4: Aufnahmen der vier Fotoquadranten am 11.09.1998 an der 3. Fotostation in Schönhagen (Profil S-GP2, Uferentfernung 150 m, -4,40 m NN).

Tafel 6:

Bild 1-4: Aufnahmen der vier Fotoquadranten am 15.12.1998 an der 3. Fotostation in Schönhagen (Profil S-GP2, Uferentfernung 150 m, -4,40 m NN).

Tafel 7:

Bild 1: Einsatz des Flachwassermeßgerätes SeaPac 2100 am 26.09.1996 vor dem Schönhagener Steilufer (Profil S-GP2, -2,6 m NN). Das Gerät hängt in einem fest am Untergrund installierten Gestell. Der Marsh McBirney ist landwärts ausgerichtet. Am rechten unteren Bildrand ist ein Meßpflock zu sehen, der die 50 m-Meßstation markiert.

Bild 2: Blick von der Kliffoberkante auf das Profil S-GP2 in Schönhagen. Die weiße Boje markiert die Lage des Flachwassermeßgerätes SeaPac 2100 in 50 m Uferentfernung.

Bild 3: Blick von der Kliffoberkante auf den Vorstrand im Bereich des Profils S-GP2 am 24.01.1998. Die Aufnahme zeigt Wellenanlauf aus nordöstlichen Richtungen bei einer Windstärke von Bft 7. Die Brecherzone hat sich bis auf den schmalen Strand hinauf landwärts verlagert. Der Kliffuß bzw. Kliffhaldenfuß unterliegt einer verstärkten hydrodynamischen Belastung.

Bild 4: Blick von der Kliffoberkante auf den Vorstrand im Bereich des Profils S-GP2 am 24.01.1998 (Bilderklärung siehe Bild 3).

Bild 5: Blick von der Kliffoberkante auf das Schönhagener Küstenvorfeld vor dem Steilufer am 31.01.1998 nach einem Starkwindereignis aus nordöstlicher Richtung der Windstärke Bft 7. Deutlich zu erkennen ist die ufernahe Sedimenttransportzone mit Suspensionsfracht. Der Wasserstand ist deutlich erhöht.

Tafel 8:

Bild 1: Einsatz des Abrasionsmeßtisches an der 1. Schönhagener Meßstation am 26.09.1996 (Profil S-GP2, 27 m Uferentfernung, -1,7 m NN). Zu erkennen sind die in den anstehenden Untergrund eingetriebenen Stützbeine, auf denen der Tisch aufgelegt wurde. An den einzelnen Meßstäben sind Auftriebskörper befestigt, um ein Abknicken beim Transport des Tisches zu verhindern. An der Meßstation befand sich zur Aufmessung kein Lockersediment.

Bild 2: Abrasionsmeßtisch von der Seite fotografiert (rote Pfeile markieren die Lage der Stützbeine). Die Aufnahme wurde am 11.09.1998 an der 5. Schönhagener Meßstation gemacht (Profil S-GP2, Uferentfernung 225 m, -4,60 m NN).

Bild 3: Abrasionsmeßtisch am 26.09.1996 an der 1. Schönhagener Meßstation (Profil S-GP2, 27 m Uferentfernung, -1,7 m NN). Zu erkennen sind: die Wasserwaage (im Bildmittelpunkt), die Meßprofile und ein zur Aufmessung positionierter Meßstab.

Bild 4: Blick auf die 4. Abrasionsmeßstation in Brodten. Diese befindet sich in einer Uferentfernung von 299 m und -4,20 m NN). Die Aufnahme wurde am 07.02.1998 nach einem Sturmereignis gemacht. Die Lage der jeweiligen Stützbeine ist mit einem roten Pfeil markiert.

Bild 5: Das Bild zeigt die 1. Fotostation im Schönhagener Küstenvorfeld am 22.10.1997 nach der Auslegung gefärbter Grobsedimente (Profil S-GP5, Uferentfernung 100 m, ca. -3,3 m NN).

Bild 6: Detailaufnahme des linken oberen Fotoquadranten der 1. Fotostation auf dem Schönhagener Profil S-GP5 direkt nach der Auslegung der gefärbten Grobsedimente am 22.10.1997 (100 m Uferentfernung, -3,3 m NN).

Bild 7: Aufnahme der Fotostation in Brodten (300 m Uferentfernung, -4,2 m NN). Die Auslegung der gefärbten Grobsedimente erfolgte am 01.12.1997. Die Aufnahme wurde am 10.12.1997 gemacht. Es ist bereits deutlich zu erkennen, daß Tracer die Fotoquadranten bereits verlassen und sich landwärts bewegt haben. Der weiße Pfeil markiert den Meßpflock.

Bild 8: Die Fotostation in Brodten am 07.02.1998 nach einem Starkwindereignis. Es sind keine gefärbten Grobsedimente mehr auffindbar. Im Bereich der Station befinden sich Kiese und Steine, die zur Aufnahme am 10.12.1997 (s. Tafel 8, Bild 7) noch nicht dort lagen. Der weiße Pfeil markiert den Meßpflock.

Tafel 9:

Bild 1: Das Bild zeigt küstennormal verlaufende Geschiebemergelrücken im Schönhagener Küstenvorfeld (Profil S-GP1). In den 2 m breiten Rinnen wird der anstehende Seegrund meist von Lockermaterial bedeckt.

Bild 2: Die Flanken der Schönhagener Geschiebemergelrücken sind teilweise durch Kolkungen stark konkav eingewölbt wie auf dem Foto vom 16.12.1996 zu sehen ist (Profil S-GP1, 200 m Uferentfernung, -4,6 m NN). Bohrmuscheln besiedeln die Geschiebemergeloberfläche (s. Löcher).

Bild 3: Das Bild zeigt die typische, stark gerundete morphologische Ausformung eines isolierten Geschiebemergelrückens im Brodtener Küstenvorfeld (Profil B-GP2 ca. 250 m Uferentfernung und -2,7 m NN).

Bild 4: Küstennormal verlaufende Geschiebemergelrücken im Brodtener Küstenvorfeld (Profil B-GP2, 200 m Uferentfernung, -3,0 m NN). Die Rücken sind deutlich abgerundet. Die Rinnen sind dort teilweise über 5 m breit und von einer geringmächtigen Lockersedimentauflage bedeckt. Klufflächen verlaufen senkrecht zum Streichen dieser morphologischen Strukturen mit einem Einfallswinkel von ca. 45°.

Tafel 10:

Bild 1: Das Bild zeigt organogene Ablagerungen, d.h. Torfe und Gytjen, die im Schönhagener Küstenvorfeld vor der Schwansener Niederung in ca. 300 m Uferentfernung und ca. -3,5 m NN großflächig ausstreichen.

Bild 2: Diese Aufnahme wurde im Schönhagener Küstenvorfeld vor der Schleibek Niederung gemacht. Zu erkennen sind bis zu 1 m mächtige Torfablagerungen mit steilen Abbruchkanten, die unmittelbar dem anstehenden Geschiebemergel aufliegen und so als kleine submarine Hochlagen morphologisch in Erscheinung treten. Solche Strukturen behindern den Sedimenttransportes (ca. 300 m Uferentfernung und -4,2 mNN).

Bild 3: Großflächige, stark reliefierte Torfablagerungen gestalten die Seegrundoberfläche vor der Eichholzniederung in Heiligenhafen (Profil H-GP2, 25 m Uferentfernung, -1,3 m NN). Bis zu 70 cm tiefe Rinnen durchziehen diese limnischen Ablagerungen.

Tafel 11:

Bild 1: Im Bereich der Heiligenhafener Nahtstelle (Profil H-GP2) verlaufen mobile Transportbänder, auf denen hauptsächlich Grobsedimente der Fraktionen > 6 cm nahezu küstenparallel verfrachtet werden (Uferentfernung ca. 160 m und -1,2 m NN).

Bild 2: Die Aufnahme wurde im Schönhagener Küstenvorfeld in 150 m Uferentfernung und -2,5 m NN am luvseitigen Fuß des dortigen Sandriffes gemacht. Das Sandriff wurde im Winter 1996 in Folge eines Starkwindereignisses um ca. 10 m landwärts verlagert. Der Meßpflock, der zu Beginn der Meßkampagne 30 cm über der Sedimentoberfläche herausragte, hatte zur Aufnahme am 16.12.1996 eine Länge von 76 cm.

Bild 3: Ein in Heiligenhafen typisch ausgeformter Geschiebemergelrücken (300 m Uferentfernung, -4,4 m NN, Profil H-GP2, 15.09.1997). Deutlich zu erkennen sind die Wohnbauten (Löcher) der Bohrmuscheln.

Bild 4: Diese Aufnahme zeigt den teilweise deutlich strukturierten Seegrund in Heiligenhafen (Profil H-GP2, 325 m Uferentfernung, -4,50 m NN). Dort ist Kreidemergel (untere Bildhälfte) mit Tarrastonen (obere Bildhälfte) verschuppt.

Tafel 12:

Bild 1: Die 2. Heiligenhafener Abrasionsmeßstation in 95 m Uferentfernung und -2,5 m NN. Die Aufnahme wurde am 26.11.1997 nach einem Starkwindereignis aufgenommen. Deutlich zu erkennen sind die teilweise über 25 cm großen, gut gerundeten Gerölle, die das Anstehende überlagern. Die Lage der Stützbeine ist mit roten Pfeilen markiert.

Bild 2: Die 2. Heiligenhafener Abrasionsmeßstation in 95 m Uferentfernung und einer Wassertiefe von -2,5 m NN am 14.04.1998. Die Meßstation ist von Riffsanden bedeckt. Die Lage der Stützbeine ist mit roten Pfeilen markiert.

Bild 3: Die 2. Heiligenhafener Abrasionsmeßstation in 95 m Uferentfernung und -2,5 m NN am 15.09.1997. Die Meßstation ist von Riffsanden bedeckt, die zur Aufmessung vorsichtig entfernt werden mußten. Die Lage der Stützbeine ist mit roten Pfeilen markiert.

Bild 4: Die 3. Brodtener Abrasionsmeßstation auf einem Geschiebemergelrücken am 27.05.1998 (Profil B-GP3, Kliff, Uferentfernung 127 m, -2,6 m NN). Die Lage der Stützbeine ist mit roten Pfeilen markiert.

Bild 5: Geschiebemergelrücken im Schönhagener Küstenvorfeld am 19.07.1998 in ca. 300 m Uferentfernung und -5 m NN (Umfeld des Profils S-GP1). Deutlich zu erkennen ist die Anlösung der Geschiebemergeloberfläche, das Abgleiten des angelösten Materials an den Flanken und die Akkumulation in Form von Schuttkegeln.

Tafel 13:

Bild 1: Oberfläche eines Geschiebemergelrückens im Schönhagener Küstenvorfeld am 15.08.1996 (Profil S-GP1, 300 m Uferentfernung, -4,9 m NN). Die Oberfläche ist durch die Bohrtätigkeit von Bohrmuscheln stark zergliedert.

Bild 2: Oberfläche eines Geschiebemergelrückens in Heiligenhafen auf dem Profil H-GP2 am 15.09.1997 (300 m Uferentfernung, -4,4 m NN). Deutlich zu erkennen sind die Wohnbauten (Löcher) der Bohrmuscheln.

Bild 3: Seegrund im Schönhagener Küstenvorfeld auf dem Profil S-GP2 in 160 m Uferentfernung und -4,40 m NN. Der anstehende Seegrund ist durchlöchert und von geringmächtigen Hungerrippen sporadisch überdeckt. Die Löcher werden von kleinen Sedimentanhäufungen umgeben, die von Bohrorganismen aus den Löchern gedrückt worden sind.

Bild 4: Oberfläche eines Geschiebemergelrückens in Brodten auf dem Profil B-GP3 am 07.02.1998 (150 m Uferentfernung, -3,30 m NN). Deutlich zu erkennen sind die Wohnbauten (Löcher) der Bohrmuscheln. Teilweise ragen die Schalen aus den Löchern heraus.

Vorwort

Der vorliegende Bericht faßt die Ergebnisse des vom Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie unter dem Förderkennzeichen 03KIS307 geförderten Projektes "Einfluß von Steiluferabbrüchen an der Ostsee auf die Prozeßdynamik angrenzender Flachwasserbereiche" zusammen. Das Vorhaben erstreckte sich über den Zeitraum v. 01.09.1995 - 31.08.1999. Es ist unter der Leitung des Institutes für Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel (IFG) in Zusammenarbeit mit dem Institut für Wasserbau der Universität Rostock (IWR), dem Amt für ländliche Räume Kiel (ALR) und dem Landesamt für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein (LANU) durchgeführt worden. Für die großzügige finanzielle Unterstützung bedanken wir uns aufrichtig.

Den nachfolgend aufgeführten Institutionen und Personen gilt unser aufrichtiger Dank für die vielfältige Unterstützung: Genehmigungen zum Auslegen von Meßgeräten im Küstenvorfeld aller Untersuchungsgebiete erteilte das Wasser- und Schiffsamt Lübeck sowie die Wehrbereichsverwaltung I für Teile des Untersuchungsgebietes Schönhagen. Ausnahmegenehmigungen zum Befahren nicht öffentlicher Wege wurden von den Gemeinden Timmendorf, Heiligenhafen und Schönhagen erteilt. Die unteren Naturschutzbehörden der Kreise Ostholstein, Rendsburg-Eckernförde und Schleswig - Flensburg genehmigten freundlicherweise das Betreten der in den Arbeitsgebieten gelegenen Naturschutzgebiete Graswarder, Schwansener Binnensee und Lotseninsel. Der Deutsche Wetterdienst stellte dem Forschungsvorhaben Winddaten ausgewählter Stationen und Zeiträume zur Verfügung

Die wissenschaftlichen Taucher der Christian-Albrechts-Universität unter der Leitung von Herrn T. Kollatschni führten die umfangreichen Unterwasserarbeiten durch. Diese Arbeiten, bei denen die Taucher oft stundenlang unter Wasser ihre Messungen durchführen mußten, erfolgten zu allen Jahreszeiten, unabhängig von Temperaturen und oft bei sehr ungünstigen Unterwassersichtverhältnissen. Forschungsschiffe sind für die Unterstützung derartiger Arbeiten unersetzlich, sei es um Meßgeräte ein- oder auszusetzen, Meßfahrten durchzuführen oder als schwimmendes Labor zu dienen. Das Institut für Meereskunde stellte für diese Zwecke die Forschungsschiffe LITTORINA und SAGITTA, später den POLARFUCHS zur Verfügung und die Mannschaften beider Schiffe waren zu jeder Zeit bereit, sich dem Arbeitsrythmus der stark auf das Wetter ausgerichteten Arbeiten der Wissenschaftler anzupassen. Herr Dr. H. Erlenkeuser vom Leibniz-Labor der Universität steuerte die für Alterseinschätzungen notwendigen ^{14}C - Datierungen bei. Herr Dr. habil. V. Feeser von der Abteilung angewandte Geologie des Institutes für Geowissenschaften stand bei Fragen zur Bodenmechanik unterstützend zur Seite. Herr G. Lohr und Herr Dr. H. Stümpel von der Abteilung Geophysik des Institutes für Geowissenschaften stellten nicht nur ein DGPS System für die Strandaufmessungen zur Verfügung, sondern beteiligten sich auch selbst an den Geländeeinsätzen. Herr P. Enderlein vom Institut für Zoologie stellte Teile der Unterwasser-Fotoausrüstung zur Verfügung.

Ohne die Mitarbeit studentischer Hilfskräfte, deren namentliche Aufzählung den Rahmen sprengen würde, wären die aufwendigen Geländearbeiten sowie die Aufarbeitung und Analyse des umfangreichen Probenmaterials nicht zu bewältigen gewesen.

1. Einleitung

Das Wissen über Flachküsten, insbesondere über sandige Brandungsküsten, ist in den letzten Jahrzehnten durch Forschungstätigkeiten auf nationaler und internationaler Ebene enorm gesteigert worden. Dieser Fortschritt liegt nicht zuletzt in dem Bedarf, diese meist umfangreich genutzten Küstenabschnitte gegen Erosion zu stabilisieren und den Schutz sturmflut- bzw. sturmhochwasserbedrohter Hinterländer zu gewährleisten. Vergleichsweise wenig Arbeiten lassen sich über Steilküsten zusammentragen, auch wenn diese insgesamt bis zu 80% der weltweiten Küstenlinie einnehmen (EMERY & KUHN, 1982). Hier muß zwischen Festgesteins- und Lockermaterialsteilküsten differenziert werden. Erstere sind zwar weit verbreitet, aber ihre meist geringe, materialbedingte Eigendynamik beschränkt den problemorientierten Forschungsbedarf. Aus Lockermaterial aufgebaute Steilküsten unterliegen hingegen einer vergleichsweise hohen Prozeßdynamik mit entsprechenden Landverlusten. In ihrer Funktion als Materialresource für die Sedimentation in angrenzenden Flachküstenabschnitten ist ihnen zudem eine hohe Bedeutung beizumessen. Gleichzeitig kann ein irreversibler Rückgang nicht nur der Steilufer, sondern auch des vorgelagerten Seegrundes zu massiven Standortproblemen für die etablierten Infrastrukturen führen.

Die insgesamt 535 km lange schleswig-holsteinische Ostseeküste ist primär aus Lockermaterial aufgebaut. Es alternieren Steilufer (~ 30 %) mit Flachküsten (~ 70 %), d.h. im wesentlichen Nehrungen, die landwärtig teilweise von Niederungen flankiert werden (Abb. 1). Die Steilufer sind überwiegend aus Geschiebemergel, gelegentlich auch aus Schmelzwassersanden und Beckenablagerungen aufgebaut. Vereinzelt sind ältere (interglaziale, tertiäre) eingeschuppte Sedimente zwischengeschaltet.

Die aktiven Steilufer Schleswig-Holsteins wurden im Zeitraum von 1875 bis 1950 jährlich um durchschnittlich 0,22 m zurückverlagert (KANNENBERG 1951). STERR (1989) stellt für die darauffolgenden 37 Jahre bereichsweise sogar eine Verdoppelung der Rückgangsraten fest (Tab. 1). In dieser Betrachtung bleiben die unterschiedlich langen Betrachtungszeiträume unberücksichtigt. Einige, vor allem nord- bis ostexponierte Flachküstenabschnitte der Ostsee weichen jährlich bis zu über 100 cm zurück (STERR 1990).

Im Laufe der letzten Jahrtausende haben sich durch den verlangsamten Meeresspiegelanstieg (Abb. 2) in vielen Küstenbereichen "physiographische Einheiten" bzw. Litoralzellen (BRAY, CARTER & HOOKE 1995; SHIH & KOMAR 1994) herausgebildet. Sie umfassen Sedimentliefergebiete (hauptsächlich aktive Steilufer und vorgelagerte Abrasionsplattformen), Sedimentdurchsatz- und Akkumulationsgebiete (Höftländer, Nehrungen). Im Zuge der langfristigen Küstenentwicklung können auch ehemalige Akkumulationsgebiete wieder unter Erosion geraten und damit selbst zu Sedimentlieferanten werden (HARPER 1990).

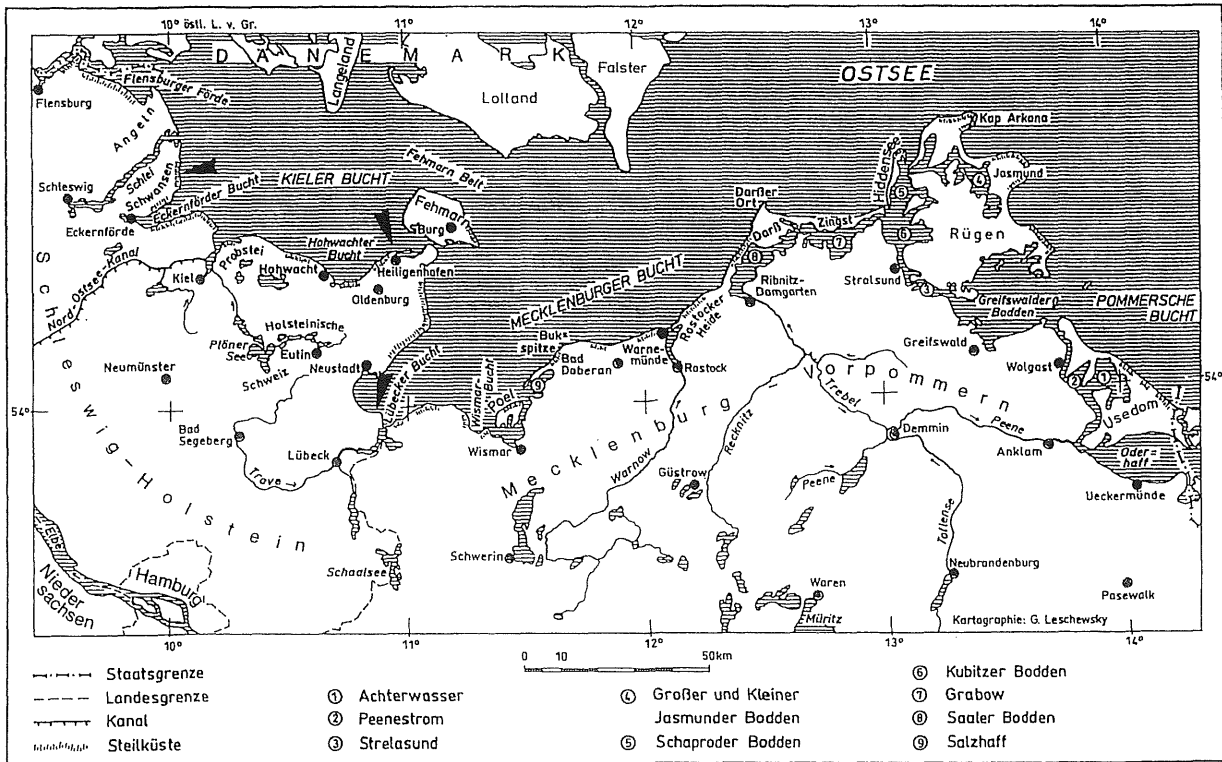


Abb. 1: Übersicht über den Verlauf der deutschen Ostseeküste (KLIWE & SCHWARZER 2000). Die Untersuchungsgebiete sind mit einem Pfeil gekennzeichnet.

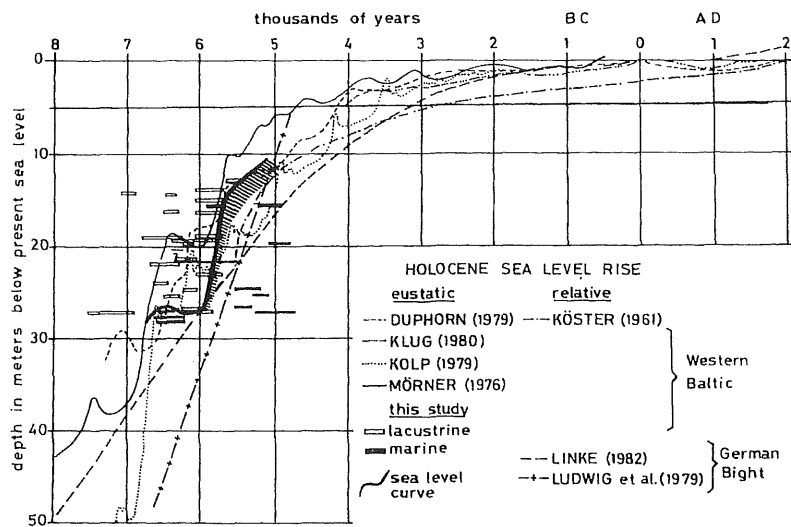


Abb. 2: Meeresspiegelanstiegskurve im Holozän (WINN et al. 1982).

Tab. 1: Rückgangsraten an aktiven Kliffabschnitten der Ostseeküste Schleswig-Holsteins für die Zeiträume 1874-1949 (KANNENBERG 1951), 1960-1984/87 (nach Küstenplänen), 1984-1987 (STERR 1988) sowie für die Ortschaft Schilksee* nach Vermessungen und Luftbildern (1965-1995).

<i>Kliffabschnitt</i>	<i>Abbruchlänge (km)</i>	<i>Mittlerer Rückgang in cm/Jahr für die Zeit:</i>		
		1874 - 1949	1960 - 1984/87	1984 - 1987
<i>Dollerupholz</i>	2,3	13	keine Daten	keine Daten
<i>Neukirchen</i>	1,0	19	keine Daten	keine Daten
<i>Habernis</i>	0,8	30	45	keine Daten
<i>Steinberghaff</i>	1,2	11	6	keine Daten
<i>Kronsgaard</i>	1,0	--	5	keine Daten
<i>Schönhagen</i>	1,65	46	62	55
<i>Boknis</i>	1,6	30	20	50
<i>Klein Waabs</i>	2,2	25	32	40
<i>Hemmelmark</i>	0,5	10	29	keine Daten
<i>Altenhof</i>	1,0	13	22	keine Daten
<i>Noer</i>	1,5	14	21	keine Daten
<i>Surendorf/ Krusendorf</i>	0,8	11	50	47
<i>Dän.-Nienhof /Hohenhain</i>	1,3	20	11	keine Daten
<i>Stohl</i>	3,5	25	40	48
<i>Schilksee</i>	1,0	23	42	keine Daten
<i>Schilksee* (1965 - 1995)</i>	0,4	keine Daten	60	keine Daten
<i>Stein</i>	1,2	17	keine Daten	keine Daten
<i>Todendorf</i>	3,0	31	keine Daten	65
<i>Frederikenhof</i>	1,2	28	keine Daten	keine Daten
<i>Putlos</i>	2,0	17	keine Daten	keine Daten
<i>Johannistal</i>	1,5	13	keine Daten	keine Daten
<i>Heiligenhafen</i>	1,5	27	keine Daten	keine Daten

Die Erosions- und Abrasionsprozesse an Steilufern und vorgelagerten Seegrundflächen, die anschließende Verfrachtung des erodierten Materials in küstennahen Transportsystemen sowie die Erosions- und Akkumulationsprozesse an Flachküsten werden maßgeblich vom windinduzierten Energieeintrag durch Seegang und resultierenden Strömungen gesteuert. Im schleswig-holsteinischen Ostseeraum kann sich im Tiefwasser bereits nach vier bis fünf Stunden, bei ENE-Winden der Stärke 10 Bft ein ausgereifter Seegang entwickeln. dabei können bei einem maximalen Fetch von 116 km, wie er für die Lübecker Bucht auftritt, maximale Wellenhöhen bis zu 5,8 m entstehen (DETTE & STEPHAN 1979). Obwohl die Ostsee nahezu tidefrei ist, können Windstau- und Seicheffekte kurzzeitige Wasserstandsschwankungen von -2 m NN bis zu +3 m NN verursachen (HUPFER 1984), die ebenfalls auf die Prozeßdynamik einwirken. Neben den kurzfristigen Wasserstandsfluktuationen und dem globalen eustatischen Meeresspiegelanstieg, die Angaben schwanken

zwischen 1,3 - 2,0 mm / Jahr (DUPHORN et al. 1995), sind es an der Ostseeküste auch neotektonische Bewegungen mit Senkungsbeträgen bis zu 2 mm/Jahr (JANKE et al. 1993), die dazu führen, daß auch künftig die Steil- und Flachküsten einer wachsenden Seegangsbelastung und somit Erosionsproblemen ausgesetzt sein werden.

Für die Geschwindigkeit des Steilküstenrückganges spielt primär das Verhältnis der Seegangsbelastung zur Abrasionsresistenz des anstehenden Materials eine Rolle (DINGLER & CLIFTON 1994, SUNAMURA 1992, JONES et al. 1993). Subaerische Prozesse, wie Temperaturverwitterung, Niederschlag und Grundwasser, haben eine katalytische Wirkung auf den Steiluferrückgang (CARTER & GUY 1988, GELLERT 1961, NOTT 1990). Auch die morphologische Ausbildung des Strandes und Küstenvorfeldes nimmt Einfluß auf das Rückgangsverhalten von Steiluferrückgängen (WALKER 1991). Auch die Kliffhöhe ist nach Angaben von BUCKLER & WINTERS (1983) und ALVEIRINHO DIAS & NEAL (1992) von Bedeutung. Für die jüngere Zeit sind nach BUCKLER & WINTERS (1983) und STERR (1988) die Wirkungen anthropogener Eingriffe wie Küstenschutzmaßnahmen sowie Flächen-nutzungen bis dicht an die Abbruchkante in die Betrachtung über Küstenrückgangsraten einzubeziehen.

Die natürliche Steiluferentwicklung erfolgt in einem Zyklus, bei dem die subaerischen und marinen Prozesse im dreidimensionalen Wirkungsgefüge nicht gleichzeitig aktiviert sein müssen, sondern in der Regel nach folgendem Schema ablaufen (CARTER & GUY 1988, MCGREAL 1979, SUNAMURA 1983, 1992, WEINHOLD 1989) (Abb. 3):

- Versteilung des Kliffs durch seegangs- und strömungsbedingte Abräumung der Kliffhalde.
- Massenbewegung am Kliff ausgelöst durch Hanginstabilitäten und Rückgang der Kliffoberkante. Gleichzeitige Verringerung der Kliffneigung und der Strandbreite durch Bildung einer neuen Kliffhalde.
- Zeitweiliger Schutz des Klifffußes durch die Präsenz der Kliffhalde bei moderater Seegangsbelastung und Wasserständen um NN.
- Abtrag der Kliffhalde und Zunahme der Strandbreite bei Intensivierung der Seegangsbelastung sowie zunehmenden Verweildauern erhöhter Wasserstände. Erneute Versteilung des Kliffs und damit Beginn eines neuen Zyklus.

Der Steiluferrückgang unterliegt damit zeitlichen Variationen (BUCKLER & WINTERS 1983, LAMOE & WINTERS 1989, STERR 1988, 1989). Die Bewertung der Wirksamkeit der einzelnen Prozesse sowohl innerhalb eines Zyklus als auch mehrerer, nacheinanderfolgender Zyklen hängt allein vom Zeitmaßstab ab, unter dem das Rückgangsverhalten betrachtet wird.

Die am vorgelagerten Seegrund eines Steilufers wirkenden Abrasionsprozesse, vor allem hervorgerufen durch Korrasion, führen zu einer irreversiblen Vertiefung des anstehenden Materials und daraus resultierend zu einer landwärtigen Verschiebung des Seegrundprofils (BÜLOW v. 1960, GURWELL 1989, 1990, 1991, SUNAMURA 1992, WEFER,

FLEMMING & Tauchgruppe Kiel 1976). Die kritische Wassertiefe, bis zu der diese Abrasion stattfindet, ist allein von den einwirkenden hydrodynamischen Kräften abhängig (WEFER, FLEMMING & Tauchgruppe Kiel 1976, GURWELL 1991). Über die abrasionssteuernden Prozesse am Seegrund ist bisher wenig bekannt. Auch über die Mengenverhältnisse des durch Steiluferabbrüche und Seegrundabrasion in den Sedimenthaushalt eingespeisten Materials bestehen heute keine einheitlichen Angaben.

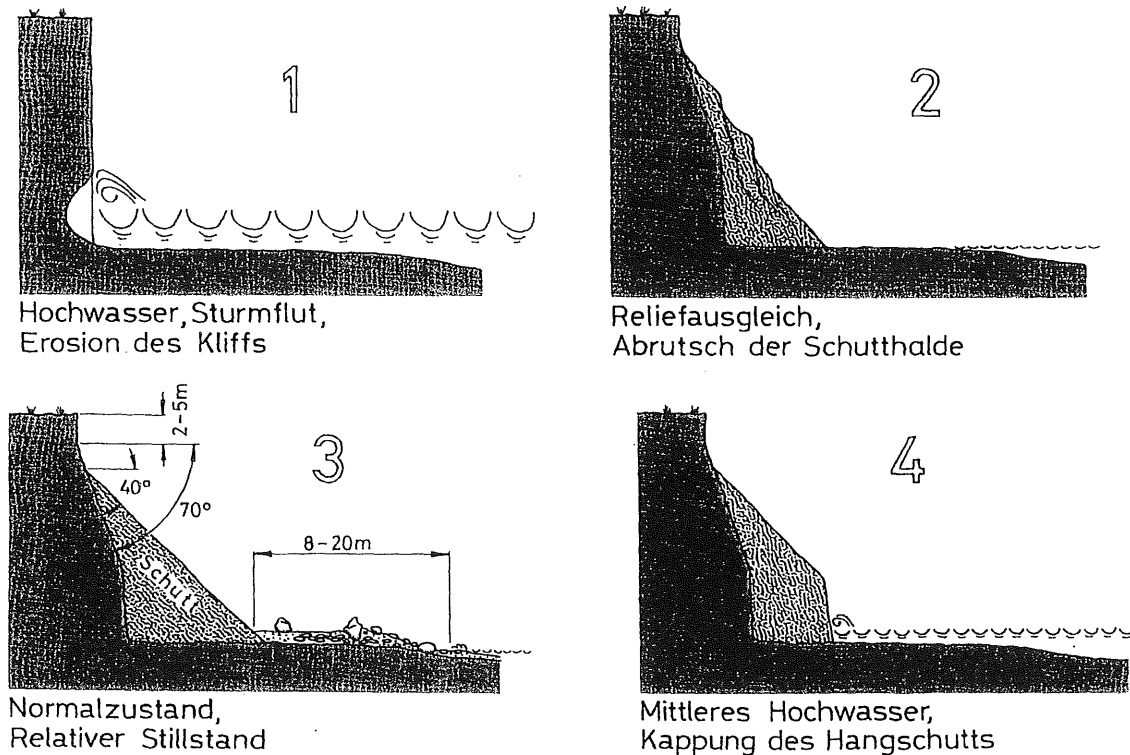


Abb. 3: Prinzip des Steiluferrückgangs (WEINHOLD 1989)

Bei der Transformation von anstehendem, konsolidiertem Material zu rezent-litoralem Sediment durch Umlagerungs- und Sortierungsprozesse kommt es zu deutlichen Volumenveränderungen (GURWELL 1990). Aus einem Kubikmeter verdichteten Geschiebemergels können bis zu zwei Kubikmeter Lockermaterial entstehen (SEIFERT 1953, 1955).

Die Verfrachtung des Lockermaterials erfolgt im küstennahen Transportsystem sowohl küstennormal als auch küstenparallel. In Abhängigkeit zu einwirkenden hydrodynamischen Kräften werden die Feinfraktionen (Ton und Schluff) bei Durchschnittswetterlagen in die tieferen Bereiche der Ostsee verfrachtet (SEIFERT 1955). Hingegen wird unter Sturmbedingungen dem Seegrund auch vermehrt sandiges Material durch den küstennormalen Transport in tiefere Bereiche entzogen (KHANDRICHE et al 1986, KUHL 1979, MILKERT 1994). Über die Prozeßdynamik des landwärts gerichteten Sedimenttransportes, insbesondere aus den Bereichen der Abrasionsplattformen, ist bislang wenig bekannt.

Die Existenz an die Steilufer angrenzender Nehrungen, sowie ihnen vorgelagerter, küstenparallel ausgerichteter Sandriffzonen sind Ausdruck eines vorherrschenden Küstenlängstransportes. Die Sandriffzonen können in Abhängigkeit von der Vorstrandneigung und des Materialangebotes eine Breite von mehreren hundert Metern erreichen (SCHWARZER 1989). Da durch die geringen Wassertiefen über den Sandriffkämmen die Energie des einlaufenden Seegangs gemindert wird (PARTENSCKY et al. 1988), übernehmen sie eine wesentliche, natürliche Schutzfunktion für die Küstenabschnitte, denen sie vorlagern. Gelegentliche Sandriffbildungen vor den Steilufern erreichen in ihrer morphologischen Ausprägung nur selten, und dann auch nur kurzfristig, das Ausmaß wie vor den Flachküsten. Folglich muß von einer raschen Weiterverfrachtung des Abbruchmaterials ausgegangen werden. Eine qualitative und quantitative Zuordnung der Steiluferabbrüche und Seegrundabrasion zur Seegangsbelastung und eine anschließende Messung der Sedimentverlagerung hat bisher nicht stattgefunden.

Ändern sich aufgrund mittel- bis langfristiger Variation von Seegangsbelastung und Wasserstand die Erosions- und Abrasionsprozesse innerhalb der Sedimentliefergebiete und daraus resultierend die Menge des pro Zeiteinheit bereitgestellten Lockermaterials, so sind unmittelbare Auswirkungen auf die Sedimentdurchsatz- und Akkumulationsbereiche zu erwarten (GURWELL 1989). Selbst unter der Voraussetzung, daß bei einer Zunahme der Seegangsbelastung auch vermehrt Sediment in die tieferen Bereiche der Ostsee abwandert, würde die Sedimentverfügbarkeit für den küstenparallelen Transport und damit auch für den Aufbau und der Erhalt der den Niederungen vorgelagerten Nehrungen und Sandriffzonen zunehmen.

2. Ziele des Vorhabens

Eine Erhellung der funktionalen Zusammenhänge zwischen Seegangsbelastung, Erosion bzw. Abrasion und Transport sowie eine Nutzung dieser Kenntnisse für eine Rekonstruktion der Küstenlinienentwicklung wie auch für prognostische Aussagen erfordert Untersuchungen in den Zeitebenen "rezente Prozesse" und "historische Entwicklung". Für die Umsetzung dieses Ansatzes müssen zunächst die aktuellen Prozesse erfaßt werden. Sind diese ausreichend bekannt, kann eine Extrapolation in die Vergangenheit und eine zumindest partielle Rekonstruktion der Küstenentwicklung erfolgen. Darauf aufbauend kann dann eine Extrapolation in die Zukunft sowie das Aufzeigen von Szenarien für künftige Entwicklungen unter veränderten oder gleichbleibenden Bedingungen möglich werden.

Im Rahmen des Vorhabens sollten nachfolgend aufgeführte Ziele in drei unterschiedlich exponierten Küsteneinheiten Schleswig-Holsteins (Abb. 1) erreicht werden:

- a) Ermittlung des zeitlichen und räumlichen Zusammenhanges zwischen Seegangsbelastung, Kliffrückgang, Seegrundentwicklung und Strandveränderung auf der Basis empirischer Messungen.
- b) Erarbeitung von dreidimensionalen Modellvorstellungen über die Sedimentverlagerung innerhalb der jeweiligen physiographischen Einheiten unter Berücksichtigung des Gefüges und des Materialaufbaus der Steilufer und der vorgelagerten Seegrundflächen. Angestrebt wurde eine qualitative Differenzierung zwischen küstennormal und küstenparallel transportiertem Material.
- c) Erfassung und Quantifizierung der Auswirkungen diskreter hydrodynamischer Ereignisse für Aussagen zu Steilküstenentwicklungen bei entsprechenden Seegangsbelastungen.
- d) Aufstellung von Sedimentbilanzen unter Einbeziehung der Ergebnisse aus a) und b), vorhandener und durchzuführender Bohrungen, historischer Karten und eigener hydroakustischer Untersuchungen sowie die Angabe gebietsspezifischer Küstenlinienentwicklungen in unterschiedlichen Zeitskalen.
- e) Extrapolation der Ergebnisse für Entwicklungsprognosen der nächsten Jahrzehnte sowohl unter gleichbleibenden als auch unter sich verändernden hydrologischen Rahmenbedingungen.

Die interdisziplinäre Zusammenarbeit in dem Untersuchungsprogramm zwischen dem Amt für ländliche Räume Kiel (ALR), dem Landesamt für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein (LANU), dem Institut für Wasserbau der Universität Rostock (IWR) und dem Institut für Geowissenschaften der Universität Kiel (IfG) zeigt die Abbildung 4. Im weiteren Text werden für die einzelnen Einrichtungen nur noch die Abkürzungen benutzt.

3. Gebietsspezifische Rahmenbedingungen

Die Untersuchungen erfolgten in den physiographischen Einheiten Schönhagen (Abb. 5), Heiligenhafen (Abb. 6) und Brodten (Abb. 7). Die Steiluferbereiche dieser Gebiete weisen nach DUPHORN et al. (1994), KANNENBERG (1951) und PETERSEN (1952) die höchsten Rückgänge an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste auf (Tab. 1,2). Einige der charakteristischen Merkmale der einzelnen Untersuchungsgebiete, wie sie zu Beginn des Vorhabens bekannt waren, sind in der Tabelle 2 zusammengefaßt.

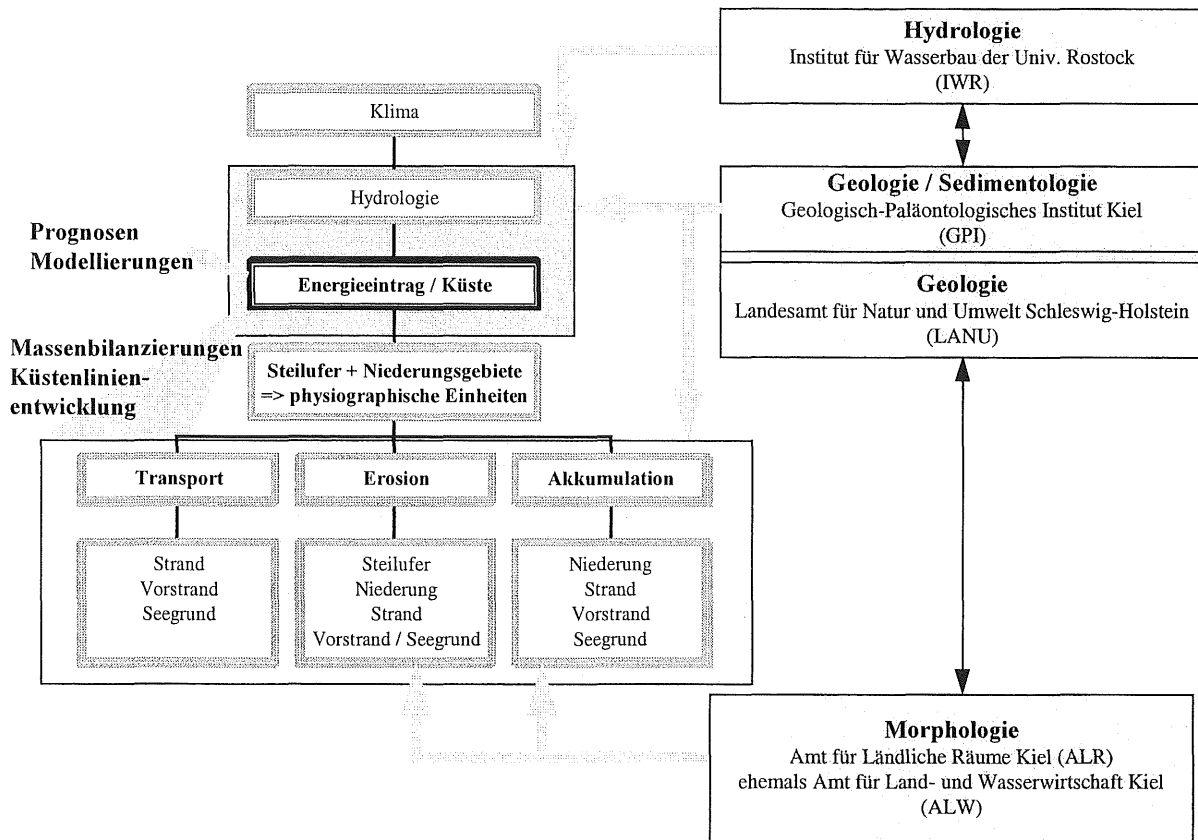


Abb. 4 : Flußdiagramm der interdisziplinären Zusammenarbeit im FuE Vorhaben “Steiluferabbrüche”.

Tab. 2: Charakteristika der Untersuchungsgebiete, wie sie zu Beginn des Vorhabens bekannt waren.

MERKMALE	SCHÖNHAGEN	HEILIGENHAFEN	BRODTEN
physiograph. Einheit	6500	7500	8000
Küstenlänge [m]			
Untersuchungen seit	1938	1848	1837
Länge des Steilufers [m]	1650	1800	5000
Max.Kliffhöhe [m]	17	17	22
Kliffrückgang [m/a]	0,6 - 0,8	0,5 - 1,0	0,5 - 1,2
Küstenexposition	E	NW	ENE - N
Fetchlänge [km]	90	75	107
Vorstrandneigung	4,6° (bis -4 m)	nicht ermittelt	nicht ermittelt

4. Untersuchungsansätze zu Beginn des Vorhabens

Im Rahmen der vom BMBF geförderten Forschungsvorhaben “Vorstranddynamik einer tidefreien Küste” (Probstei, Schleswig-Holstein; Laufzeit 1990-1994) und “Wirkungsweise von Einbauten in See” (Warnemünde, Mecklenburg-Vorpommern; Laufzeit 1993-1997) konnte

der Kenntnisstand zur Sedimentmobilität an sandigen Flachküsten der südwestlichen Ostsee wesentlich erweitert werden. Bereits dort wird jedoch angemerkt, daß in der einschlägigen, sehr umfangreichen Literatur häufig nur Teilaspekte des gesamten Komplexes "Sedimentdynamik im Küstenbereich" betrachtet werden oder die Studien räumlich und / oder zeitlich eng begrenzt sind. Übertragungen der Resultate auf andere Küstenbereiche sind damit oft nicht uneingeschränkt möglich (AMT FÜR LAND- UND WASSERWIRTSCHAFT KIEL et al. 1997). Dieser Umstand gilt in ähnlicher Weise auch für die Literatur über die Prozesse an Steilküsten.

Steilufer wurden häufig isoliert, nach rein geologisch-lithologisch ausgerichteten Fragestellungen betrachtet (CARLÉ 1938, GRUBE et al. 1992, KABEL 1982, KABELWINDLOFF 1986, PRANGE 1975, 1979, 1990, REXHÄUSER 1966, STEPHAN 1971, 1985, WALTER & GROSSMANN 1991) oder es wurden die Steiluferrückgänge vornehmlich unter morphologischen Gesichtspunkten mittels Kartenvergleichen (KANNENBERG 1951, PETERSEN 1952) oder photogrammetrischen Aufnahmen (GURWELL 1985) abgehandelt. In einigen Arbeiten wurden Beziehungen zwischen dem geologischen Aufbau, der Lithologie und dem Rückgangsverhalten der Steilufer aufgezeigt (GURWELL 1989, KOMAR & SHIH 1993, SCHULZ 1994, WEINHOLD 1989, 1993). Bodenphysikalische Analysen zur Standfestigkeit des anstehenden Materials führten DÜCKER (1952) und GROSCHOPF (1936) durch. Autoren wie CARTER & GUY (1988), McGREAL (1979), SHIH & KOMAR (1994), SUNAMURA (1981, 1983, 1992), STERR (1988, 1989) betrachten die Prozesse des Steiluferrückganges im Einzelnen sowie deren Dynamik unter Einbeziehung hydrodynamischer Aspekte. In anderen Publikationen werden lediglich subaerische Prozesse analysiert (NOTT 1990), oder die prozeßsteuernden, marinen und terrestrischen Faktoren allein aus der Morphologie der Steilufer abgeleitet (GELLERT 1961). Eine Erweiterung des Betrachtungsraumes d.h., eine Einbeziehung der submarinen Abrasionsplattformen ist bislang aufgrund Einschränkungen logistischer Art, insbesondere in nahezu tidefreien Gewässern, meist nur großmaßstablich mit schiffsgestützten Methoden vorgenommen worden (RUCK 1952).

Nur wenigen Autoren gelang eine detailliertere Erfassung von Abrasionsgeschwindigkeiten und -abläufen am Seegrund auch über kurze Zeiträume von Wochen und Monaten (ROBINSON 1976, 1977a, 1977b, WEFER, FLEMMING & Tauchgruppe Kiel 1976). Der Wissensstandes über die Restsedimentdynamik, also von Bewegungen bestimmter Grobfraktionen am Strand und im Küstenvorfeld (WASMUND 1939, KIDSON, CARR & SMITH 1958, KURDRASS 1974, WILLIAMS & DAVIES 1980, WILLIAMS, THORNE & HEATHERSHAW (1989) war bisher wenig entwickelt. Da der überwiegende Teil der Untersuchungen an tidebeeinflußten Küsten durchgeführt wurde, ist eine Übertragung der Ergebnisse dieser Arbeiten auf tidefreie Küsten nur bedingt möglich.

Ansätze zur Aufstellung von Sedimentbilanzen innerhalb physiographischer Einheiten lassen sich u. a. in den Arbeiten von CLAYTON (1980) und GURWELL (1990) finden. Die

Versuche von SEIFERT (1953, 1955) und OTTO (1952) zum Nachweis über den Verbleib des erodierten bzw. abradierten Materials gehören ebenso in diesen Themenkomplex. Eine umfassende, fachübergreifende Prozeßanalyse des Steiluferrückganges und der daran gekoppelten Entwicklung der angrenzenden Flachküstenabschnitte sowohl unter qualitativen als auch quantitativen Gesichtspunkten, simultan in mehreren physiographischen Einheiten und über einen mehrjährigen Untersuchungszeitraum, lag zu Beginn des Vorhabens nicht vor.

5. Planung, Arbeitsverlauf und Methoden

Das Vorhaben wurde am 15.10.1995 rückwirkend zum 01.09.1995 bewilligt. Kurz nach Beginn der Aufbauarbeiten im Gelände setzte Anfang Januar 1996 an der gesamten Ostseeküste eine extrem starke Eisbildung ein. Sie führte nicht nur zu erheblichen Verzögerungen der für diesen Zeitraum geplanten Geländeeinsätze, sondern zerstörte auch größtenteils die bereits für die Anlage der Meßprofile eingerichteten Polygonpunkte. Erst Ende April 1996 waren die Küstenabschnitte wieder soweit eisfrei, daß erneut mit den Außenarbeiten begonnen werden konnte. Ende Dezember 1996 machte erneute Eisbildung das vorsorgliche Bergen der im Gelände installierten Meßgeräte erforderlich. Es kam erneut zu einer mehrmonatigen Meßunterbrechung.

In den eisfreien Wintermonaten 1997/98 konnten die Messungen ohne Unterbrechungen fortgesetzt werden. Dennoch ließen sich die Datenlücken der vorherigen Winter nicht kompensieren, so daß auf den Antrag vom 02.10.1998 eine Verlängerung des Vorhabens bis zum 31.08.1999 bewilligt wurde. Somit konnten alle Messungen auch über die Wintermonate 1998/99 weitergeführt werden. Die letzten Datenerhebungen im Gelände erfolgten im Frühsommer 1999.

5.1 Arbeiten des Instituts für Wasserbau der Universität Rostock (IWR)

Aufgabe des IWR war die Ermittlung der an den Untersuchungsabschnitten wirksamen hydrodynamischen Kräfte durch Seegang und Strömung im Tief- und Flachwasser. Hierzu wurden von April 1996 bis April 1999 in jedem Gebiet zeitweilig je eine Tiefwasser-Wellenmeßboje (Directional Waverider, Datawell) sowie ein Flachwasserströmungs- und Wellenmeßgerät (Sea Pac 2100, Woods Hole Instrument Systems, Ltd.) positioniert und betrieben (Abb. 5 - 7). Ziel der Messungen war zunächst die Erfassung, Charakterisierung und Parametrisierung des lokalen Seegangsklimas im Tiefwasser unter Einbeziehung von Wind- und Wasserstandsdaten. Neben dem mittleren Seegangsklima galt es, Informationen über saisonale Veränderlichkeiten sowie über extreme Ereignisse und ihre Eintrittswahrscheinlichkeiten zu erlangen. Auf diesen Meßdaten basierend und unter Heranziehen theoretischer Ansätze sollte eine Wind-Wellenkorrelation für Datenextrapolationen über längere Zeiträume sowie zur Schließung eventuell im Meßzeitraum auftretender Datenlücken erstellt werden.

Die Flachwassermessungen dienten der Erfassung der Veränderungen des Seeganges und der seegangsinduzierten Strömungen beim Übergang vom Tiefwasser in das Flachwasser. Für die Kopplung von Hydrodynamik und geologisch-morphologischen Veränderungen an den Steil- und Flachküstenabschnitten waren Berechnungen von Energieeinträgen über Raum und Zeit sowie Sedimenttransportkapazitäten vorgesehen.

Um die Daten aus dem Meßzeitraum hinsichtlich ihrer Gültigkeit für längere Zeiträume bewerten zu können, war angestrebt, die erzielten Ergebnisse in eine Langzeitstatistik einzuhängen.

5.1.1 Seegang- und Strömungsmessungen

Erfahrungsgemäß ist ein Meßzeitraum über einen kompletten Jahresgang notwendig, um das Seegangsklima für eine bestimmte Lokation repräsentativ zu erfassen. Für die drei Untersuchungsgebiete schien daher die Beschaffung von jeweils zwei in das Tief- und Flachwasser einzusetzende Meßgeräte ausreichend. Durch die Nutzung autonom arbeitender Meßgeräte waren keine großen Baumaßnahmen erforderlich und die Geräte konnten hinsichtlich ihrer geographischen Position relativ flexibel eingesetzt werden.

Aufgrund guter Erfahrungen mit Wellenmeßbojen vom Typ "Directional Waverider" (Datawell) wurden diese für die Seegangsmessungen im Tiefwasser ausgewählt. Die batteriebetriebene, am Seegrund verankerte Boje erfaßt mittels mehrerer Beschleunigungsaufnehmer die Auslenkung der Wasseroberfläche womit bei geeigneter Auswertung die Ermittlung der Richtungsverteilung des anlaufenden Seegangs ermöglicht wird. Die von der Boje erfaßten Meßdaten werden per Funk an eine Empfangsstation an Land übertragen, dort gespeichert und weiterverarbeitet.

Es werden Zeitreihen der Wasserspiegelauslenkung sowie das Energiedichte- und Richtungsspektrum einer halbstündigen Messung zur Verfügung gestellt. Das Zeitintervall zwischen zwei aufeinanderfolgenden Messungen kann im Stundenraster getaktet werden. Bei Überschreitungen einer individuell vorgegebenen Wellenhöhe wird automatisch im stündlichen Abstand gemessen. Nachgerüstete Modem- und Telefonverbindungen ermöglichen die direkte Datenabfrage sowie eine Funktionskontrolle des Systems.

Die Bojen wurden im April 1996 ausgebracht. Einsatzgebiete waren, nach Arbeitsgruppenbeschluß vom 25./26.01.1996 zunächst Heiligenhafen ($54^{\circ}23,50'N$, $10^{\circ}55,50'E$) und Schönhagen ($54^{\circ}37,75'N$, $10^{\circ}03,50'E$). Bei der Festlegung der Positionen wurde nicht nur auf eine möglichst enge räumliche Verknüpfung zwischen den Seegangsmessungen und den geologisch-morphologischen Datenerhebungen geachtet, sondern gleichermaßen wurde die Entfernung zum betrachteten Küstenabschnitt möglichst gering gehalten, gleichzeitig aber

eine Wassertiefe von - 8 m NN nicht unterschritten, um möglichst Tiefwasserbedingungen für mittlere Seegangseignisse zu erhalten.

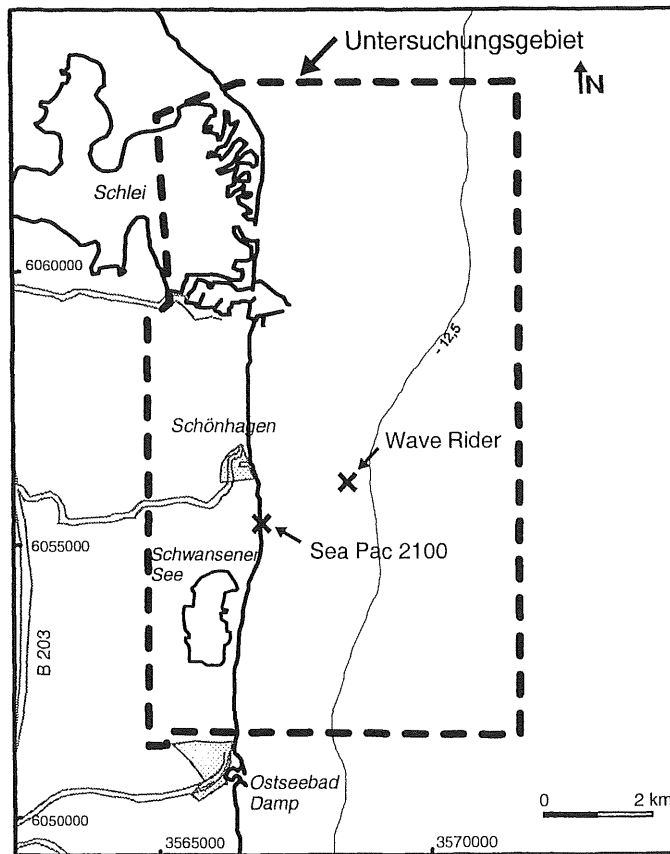


Abb. 5: Das Untersuchungsgebiet Schönhagen.

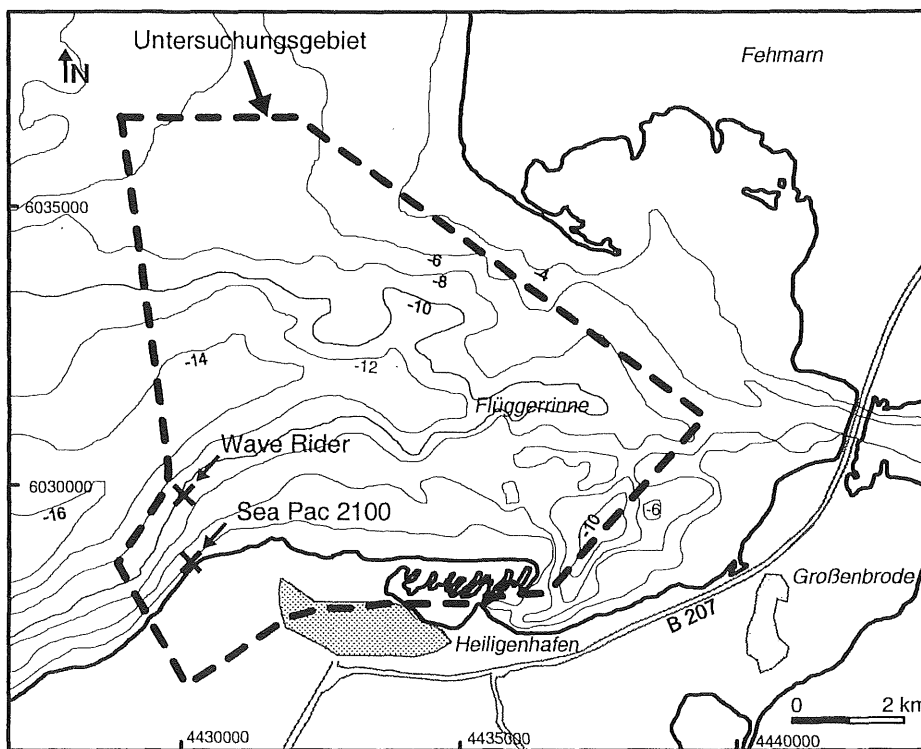


Abb. 6: Das Untersuchungsgebiet Heiligenhafen.

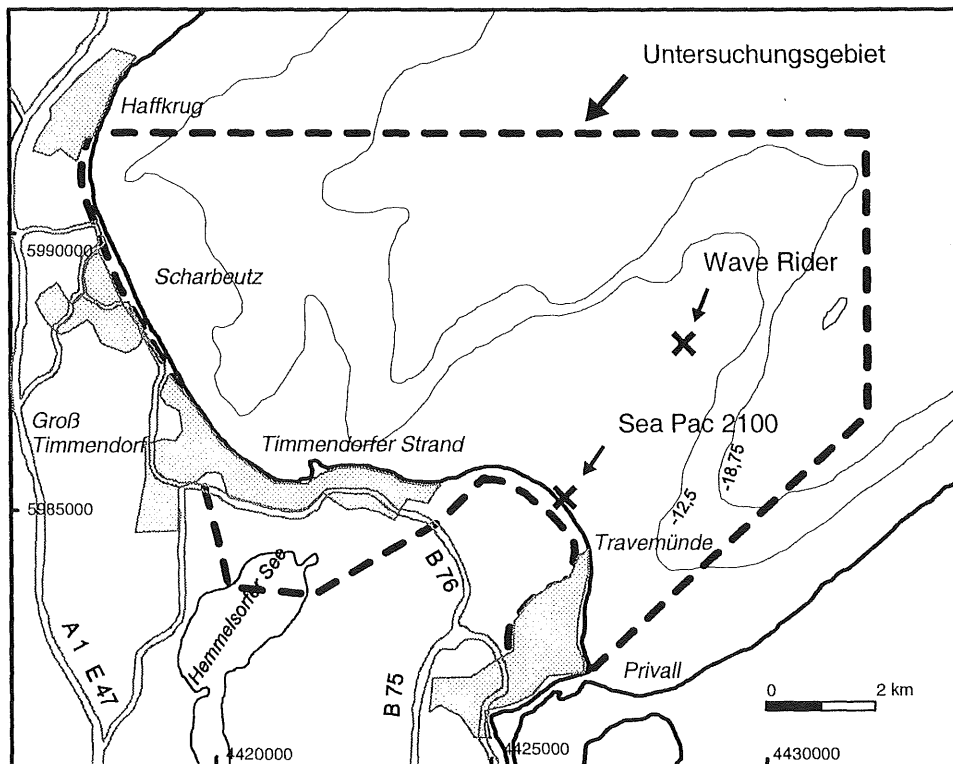


Abb. 7: Das Untersuchungsgebiet Brodten.

Zu Beginn des Meßbetriebes kam es in Heiligenhafen immer wieder zu Fehlern bei der Datenaufzeichnung, so daß die Empfangsanlage mehrfach zur Überprüfung demontiert werden mußte. Der Fehler lag in einer Inkompatibilität der Stromsparfunktion des Meßrechners und in dem Betrieb der seriellen Schnittstelle. Mit einem Rechneraustausch wurde das Problem gelöst. Im zweiten Halbjahr 1998 kam es nochmals zu kleineren Störungen des Rechners und zu kurzzeitigen Stromausfällen. Ansonsten verlief der Meßbetrieb störungsfrei. Aufgrund der komplexen Küstenkonfiguration Heiligenhafens und der damit befürchteten Schwierigkeiten bei der Datenauswertung wurde, nach Arbeitsgruppenentschluß vom 19.08.1997, von einer Verlegung der Boje in ein anderes Arbeitsgebiet innerhalb des Untersuchungszeitraumes abgesehen.

Der Meßbetrieb in Schönhagen kam anfangs ebenfalls durch Stromausfälle zeitweilig zum Erliegen, jedoch beruhte dies nicht auf Funktionsstörungen der Geräteeinheit. Eine weitere Meßunterbrechung ereignete sich am 11.04.1997, als die Bojenverankerung während eines Starkwindereignisses brach und die Boje bis zum Leuchtturm Kiel verdriftete. Schäden blieben jedoch aus, so daß das Gerät eine Woche später wieder im Einsatz war.

Im Oktober 1997 wurde der Meßbetrieb in Schönhagen erfolgreich abgeschlossen und die Boje nach Wartungsarbeiten ab Dezember 1997 in Brodten auf der Position 54°00,75`N und 10°54,75`E eingesetzt. Hier kam es Ende Oktober 1998 zu einer mehrwöchigen Meßunterbrechung, als beim Ausbringen der Boje die Bojenvertäuung abscherete und etwas später ein elektrischer Schaden des Rechners und des Antennenkabels der Empfangsstation

infolge Tierbisses auftrat. Auch in Brodten konnten die Messungen im April 1999 erfolgreich abgeschlossen werden.

Für die Erfassung von Seegang (gerichtet), Strömung und Wasserstand im flachen, brandungsdominierten Küstenvorfeld bedarf es des Einsatzes extrem widerstandsfähiger Meßgeräte, die nicht nur den auf sie einwirkenden hydrodynamischen Kräften standhalten, sondern auch gegen Geröllschlag und Korrosion relativ unempfindlich sind. Diese Voraussetzungen erfüllen die Meßgeräte vom Typ SeaPac 2100, dessen Meßsysteme zudem einem hohen Genauigkeitsanspruch gerecht werden (Tab. 3 und Tafel 7, Bild 1).

Tab.3: Angaben über Meßbereich, Auflösung und Genauigkeit der Flachwassermeßgeräte vom Typ SeaPac 2100.

	Geschwindigkeit	Richtung	Wassertiefe	Temperatur
Meßbereich	± 300 cm/sec	360°	0 bis 70,308 m	-54° bis 107°
Auflösung	0,200 cm/sec	0,1°	0,001 m	0,01°
Genauigkeit	2,000 cm/sec	0,5°	0,01 m	0,10°

Größere bauliche Maßnahmen für den Einsatz des 21 kg schweren Gerätes sind nicht erforderlich. Für die Verankerung der Geräte wurden Grundgestelle genutzt, die bereits in dem Vorhaben "Vorstrandynamik einer tidefreien Küste" Anwendung fanden. Es mußten lediglich neue Halterungen entwickelt werden. Der Meßbetrieb, einschließlich taucher-gestützter Montage- bzw. Bergungsarbeiten der Gestelle und Geräte, Wartungsarbeiten und Rohdatensicherung wurde vom IfG übernommen.

Das batteriebetriebene Gerät ist mit einem kombinierten Druck- und Temperatursensor, einem zweiaxialen, elektromagnetischen Strömungssensor (Marsh McBirney) sowie einem digitalen Kompaß ausgestattet. Diese drei Systeme können gleichzeitig oder unabhängig voneinander über wählbare Zeitintervalle aktiviert werden. Die im Rahmen des Vorhabens gewählten Meßeinstellungen zeigt Tabelle 3. Die Speicherkapazitäten reichen mit dieser Meßeinstellung bis zu zwei Monate. Ein geräteinterner Rechner steuert die Meßprozesse und dient der Rohdatenspeicherung. Die Programmierung und Datenauslesung erfolgt extern über einen zweiten Rechneranschluß.

Tab. 4: Verwendete Einstellungen der Flachwassermeßgeräte Sea Pac 2100.

Art der Messung	Meßintervall	Dauer einer Meßeinheit	Anzahl der Messungen / Meßeinheit	Integrationsintervall
Wellen	120 min	34,1 min	4096	0,5 sec
Strömung	20 min	2,7 min	32	5 sec
Wasserstand	kontinuierlich	kontinuierlich	1	15 min

Die Einsatzzeiten an den verschiedenen Lokationen sind der Tabelle 4 zu entnehmen. In der verwendeten Konfiguration befand sich der Drucksensor jeweils 36 - 38 cm über Grund, der Strömungssensor 66 - 68 cm über Grund. Datenverluste gab es in Schönhagen aufgrund eines

Kabeldefektes, in Heiligenhafen und Brodten aufgrund eines Defektes bei der rechnerinternen Energieversorgung (vgl. Tab. 5). Um diese Datenverluste für das Gebiet Heiligenhafen zu kompensieren, wurde auf die für den Berichtszeitraum geplante Verlegung des Gerätes in das Küstenvorfeld der Graswardernehmung verzichtet.

Tab. 5: Einsatzzeiten der Meßgeräte Sea Pac 2100 in den drei Untersuchungsgebieten. Gerätebedingte Datenverluste sind mit "DV" gekennzeichnet.

Schönhagen			Brodten			Heiligenhafen		
Position: ³⁵ 66884 / ⁶⁰ 55209 Wassertiefe: -2,6 m NN			Position: ⁴⁴ 26371 / ⁵⁹ 84764 Wassertiefe: -2,4 m NN			Position: ⁴⁴ 30351 / ⁶⁰ 28322 Wassertiefe: -1,8 m NN		
Von	Bis		Von	Bis		Von	Bis	
26.09.96	17.10.96		12.12.97	07.02.98		22.12.96	08.01.97	
17.10.96	09.12.96		09.02.98	16.04.98	DV	02.03.97	24.05.97	
10.12.96	02.01.97		28.09.98	22.10.98		09.07.97	19.08.97	
02.03.97	29.05.97		25.11.98	05.12.98		01.09.97	26.11.97	
09.07.97	19.08.97		19.12.98	20.01.99		30.12.97	17.02.98	
01.09.97	24.11.97	DV	21.01.99	12.03.99		18.02.98	14.04.98	
						29.05.98	03.08.98	DV
						30.09.98	22.10.98	
						25.10.98	05.12.98	
						10.12.98	18.01.99	
						19.01.99	09.03.99	

5.1.2 Wind- und Wasserstandsdaten

Wind- und Wasserstandsdaten wurden in dem Vorhaben nicht eigenständig erhoben, sondern vom Deutschen Wetterdienst (DWD) und vom Wasser- und Schifffahrtsamt Lübeck (WSA Lübeck) zur Verfügung gestellt. Die Winddaten stammen von den Stationen Olpenitz, Westermarkelsdorf auf Fehmarn, Lübeck und Travemünde mit Zeitreihen bis zu über 40 Jahren (Tab. 6). Als Vergleichsmaterial dienten die Winddaten der Flensburger und der Kieler Meßstation sowie der Feuerschiffe Kiel und Fehmarnbelt. Die verwendeten Wasserstände wurden an den Pegeln Travemünde, Schleimünde, Heiligenhafen und Leuchtturm Kiel ermittelt.

Tab. 6: Winddaten für Seegangsklimauntersuchungen.

DWD-Nr.	Stationsname	Entfernung	Zeitraum	
FF03802	Olpenitz	~ 5 km	10.1981	31.03.1999
FF03835	Westermarkelsdorf	~ 15 km	07.1957	31.03.1999
FF03877	Lübeck	~ 20 km	01.1951	02.1985
FF03879	Travemünde	~ 5 km	01.1971	31.03.1999

5.2 Arbeiten des Amtes für ländliche Räume Kiel (ALR)

Das ALR war mit der Aufgabe betraut, morphologische Veränderungen der Steil- und Flachküstenabschnitte (Land- und Seebereiche) innerhalb der drei physiographischen Einheiten möglichst flächendeckend, in halbjährlichen Zeitintervallen mittels Land- und Seevermessung zu erfassen. Jährliche Luftbildbefliegungen im Spätsommer sollten gleichzeitig der großräumigen Erkennung komplexer Riffstrukturen dienen. Ziel war es, Aussagen über kurz- und mittelfristige morphologische Veränderungen, vor allem der Küstenlinienverlagerungen treffen zu können und eine ausreichende Datengrundlage für Sedimentmassenbilanzierungen sowie für Energieflußberechnungen bereitzustellen.

5.2.1 Vermessungsgrundlagen und Meßverfahren

Grundvoraussetzung für Profilvermessungen ist die Schaffung einer umfassenden meßtechnischen Infrastruktur. Diese basierte auf den Lage- und Höhenfestpunkten des Landesnetzes sowie weiteren 143 Bezugspunkten, die zu Beginn des Vorhabens eigens vermarktet und durch Polygonierung und Feinnivellement eingemessen wurden. Über diese Meßpunkte konnten weitere Profilraster, Geländepunkte oder Lagebestimmungen der Kliffkanten- und Kliffußbereiche außerhalb der festgelegten Meßprofile problemlos vermessen werden. Als Vermessungsgrundlage diente ein flächendeckendes Profilsystem, das sich aus über 240 küstennormal ausgerichteten und jeweils etwa 1000 m langen Einzelmeßprofilen zusammensetzte. Davon wurden elf Profile für die geologischen Untersuchungen ausgewiesen. Die Profile sind mit gegenseitigen Abständen von 100 m entlang einer 50 - 100 m landeinwärts und parallel zur Küstenlinie verlaufenden Basislinie angeordnet (Abb. 8 - 10). Die Koordinaten sind in einer Datenbank gespeichert. Damit lassen sich die Profile ohne örtliche Vermarkung nicht nur zu jedem Meßeinsatz exakt auffinden, sondern sie können auch für zukünftige Vermessungsarbeiten problemlos herangezogen werden.

Die Land- und Seevermessungen wurden bis Ende 1997 mit einer optisch-elektronischen Vermessungsstation vom Typ Geodimeter 140 H (Geotronics) durchgeführt. Zur Messung wird ein Infrarotsignal von der Meßstation auf einen am einzumessenden Geländepunkt befindlichen Reflektor bzw. auf einen Prismenkranz an Bord eines Meßbootes ausgesandt. Die Meßstation befindet sich dabei auf einem vermarkten Punkt, dessen Koordinaten und Höhe bekannt sind. Die Infrarotlichtstrecke, sowie der Horizontal- und der Vertikalwinkel des reflektierten Signals werden geräteintern gespeichert. Bei der Seevermessung bezieht sich die Meßpunkthöhe auf den Ruhewasserspiegel. Wasserstandsänderungen werden berücksichtigt. Die Wassertiefenbestimmung erfolgt mittels Echolotung. Da die physikalischen Eigenschaften des Wassers (Temperatur, Salzgehaltveränderungen) die Echolotlaufzeiten beeinflussen, wird das Gerät vor jeder Meßfahrt geeicht. Auch Bootsbewegungen wirken sich auf die Echolotungen aus, deshalb sollten Seevermessungen nur bei Wellenhöhen < 30 cm durchgeführt werden. Um die Eintauchtiefe des Meßbootes während der Echolotung nicht

wesentlich zu verändern, sollte eine Fahrtgeschwindigkeit von ca. 2,7 m / sec gleichmäßig beibehalten werden. Der Datentransfer zwischen der Meßstation und der Rechereinheit an Bord des Meßbootes verläuft über eine Funkverbindung (genauere Angaben hierzu s. Abschlußbericht "Vorstrandynamik einer tidefreien Küste"; AMT FÜR LAND- UND WASSERWIRTSCHAFT KIEL et al. 1997).

Anfang 1998 erfolgte die Umstellung des Vermessungssystems vom optisch-elektronischen Polarverfahren auf das Differential-Global-Positioning-System mit Real-Time-Kinematik (DGPS-RTK) vom Typ 400 SSI (Trimble), das sich durch eine vergleichsweise höhere Wirtschaftlichkeit und Genauigkeit auszeichnet (Tab. 7).

Tab. 7: Spezifikationen der verwendeten Vermessungssysteme.

	Optisch-elektronisches Verfahren		Satellitengestütztes Verfahren	
	Land	See	Land	See
Lagefehler	± 9 cm	± 50 cm	± 5 cm	± 3 cm
Höhenfehler	± 3 cm	± 12 cm	± 25 cm	± 8 cm
Reichweite	1000 m	1400 m	5000 m	5000 m
Punktfolge	2-3 sec	2-3 sec	1 sec	1 sec
Benötigte Infrastruktur	143 Bezugspunkte	143 Bezugspunkte	14 Punkte Bezugspunkte	14 Punkte Bezugspunkte
Benötigte Personenzahl	4 - 5	4 - 5	2 - 3	3 - 4

Das DGPS ist ein satellitengestütztes Ortungssystem, das bei fortlaufender Bewegung Gauß-Krüger-Koordinaten und NN-Höhen in Echtzeit liefert. Hierzu benötigt es zwei DGPS-Empfänger, wobei einer direkt auf dem einzumessenden Geländepunkt bzw. auf dem Meßboot und der andere, als Referenzstation dienend, auf einem lage- und höhenmäßig bekannten Punkt positioniert wird. Der Referenzempfänger vergleicht die Satellitendaten mit den Sollwerten und errechnet daraus Korrekturfaktoren, die mittels einer Telemetrieeinrichtung kontinuierlich an den flexiblen Empfänger übertragen und mit dessen Satellitendaten abgeglichen werden. Die Höhenbestimmung des Seegrundes erfolgt mit direktem NN-Bezug über drei Abschnittswerte, wobei auch hier die Echolotung eingesetzt wird. Voraussetzung für einen störungsfreien Meßbetrieb des DGPS ist der Empfang von mindestens fünf Satelliten. Hieraus ergibt sich eine beschränkte Einsatzfähigkeit in Bereichen, die beispielsweise durch Baumbestand oder Bauwerke abgeschattet sind. Gleichmaßen nachteilig wirkt sich auch die Wasserempfindlichkeit der flexiblen Empfängereinheit aus, so daß von Land nur bis zu einer Wassertiefe von maximal 80 cm gemessen werden kann. Folglich wird eine lückenlose Profildarstellung im Übergang zwischen Land- und Seevermessung dann unmöglich, wenn mit dem Vermessungsboot bei steinigem Untergrund aus Sicherheitsgründen eine Mindestwassertiefe von -1,0 m nicht unterschritten werden kann. Beim optisch-elektronischen Verfahren stellt lediglich die Reflektorstablänge den limitierenden Faktor dar.

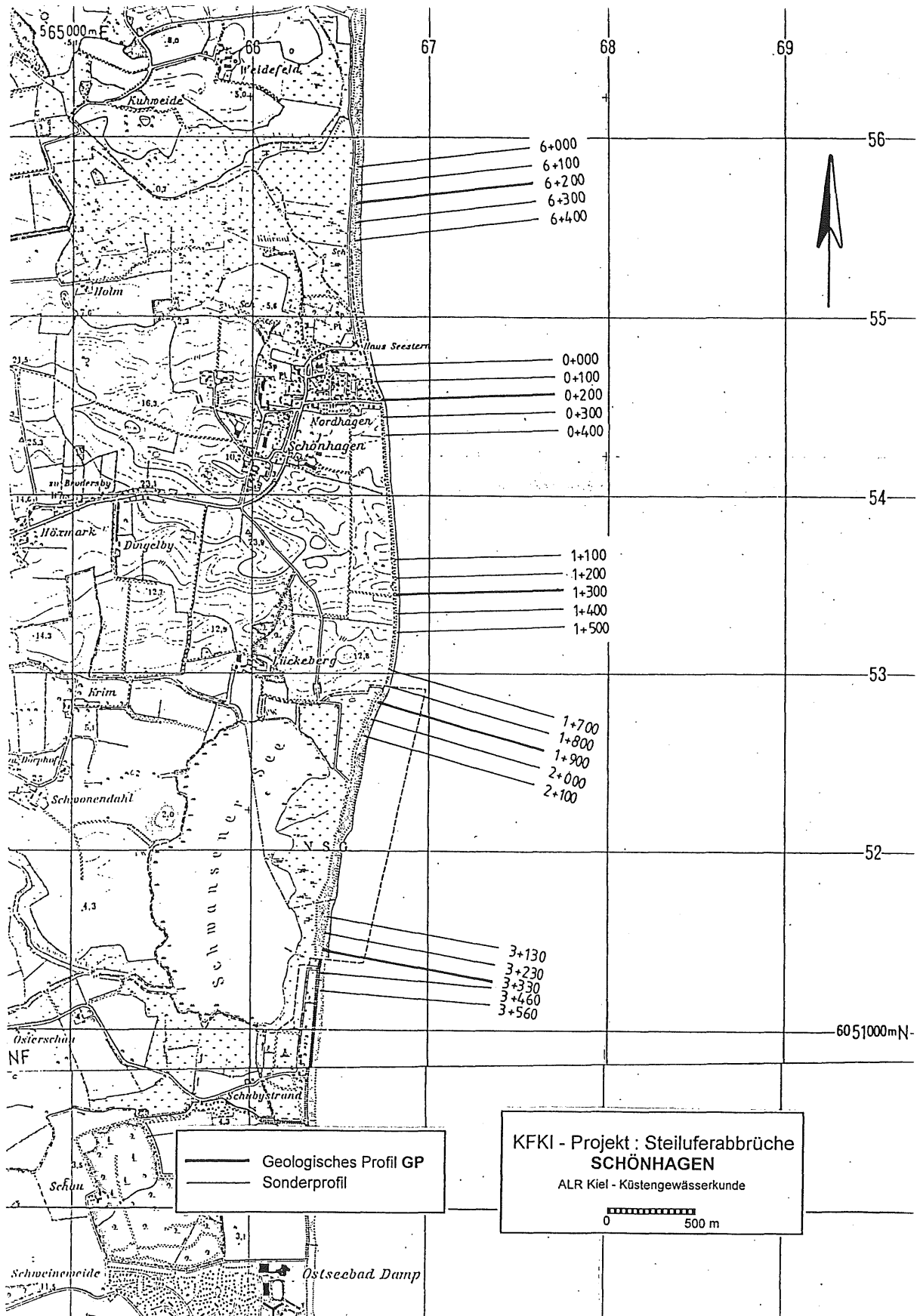


Abb. 8: Vermessungsprofile im Untersuchungsgebiet Schönshagen.

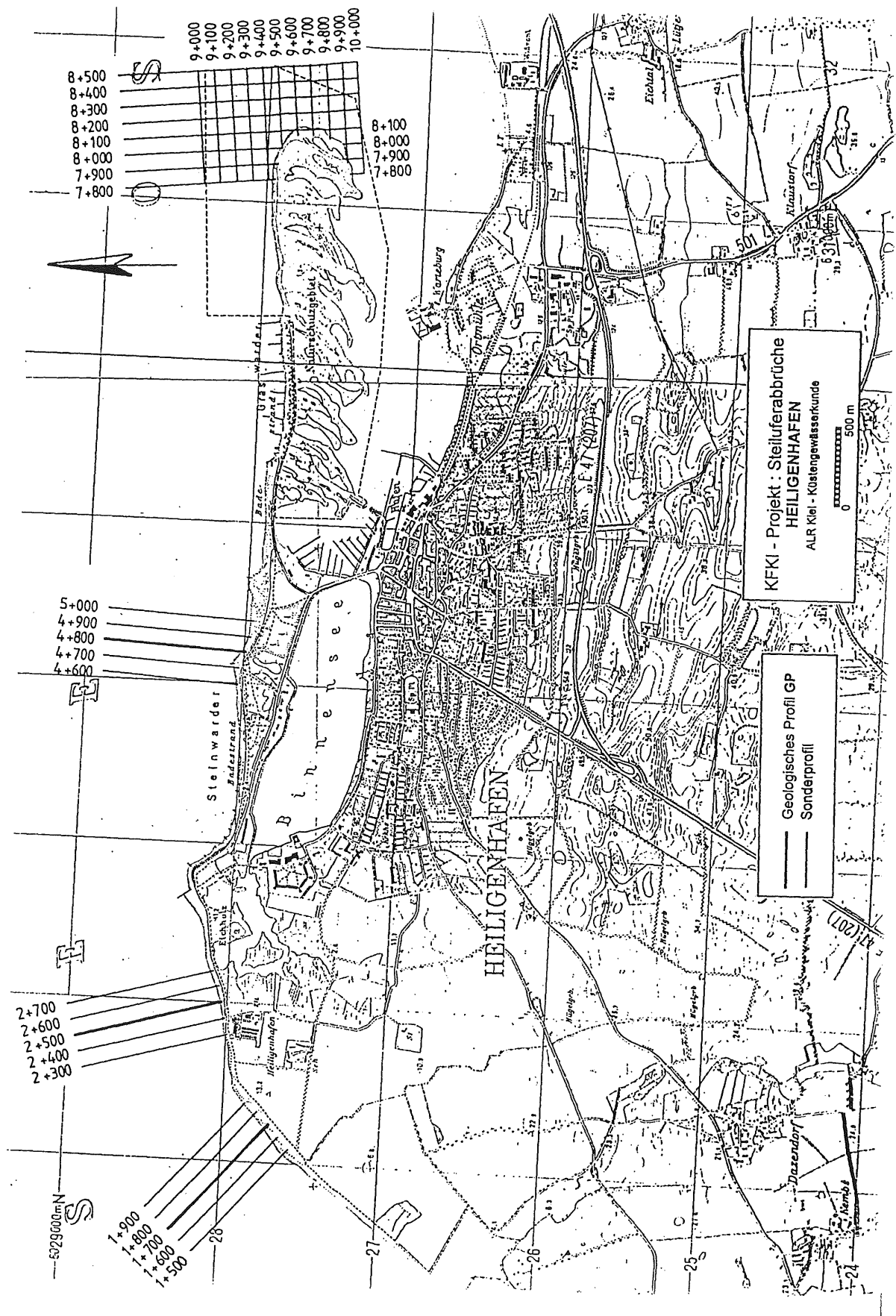


Abb.9: Vermessungsprofile im Untersuchungsgebiet Heiligenhafen.

5.2.2 Meßbetrieb

Im März 1996 ließen die Witterungsbedingungen erste profilungebundene Landvermessungen im Bereich des Graswardernehungskopfes zu. Anfang Juni 1996, nach Beendigung der Ausbesserungsarbeiten nach den Winterschäden, konnte mit der morphologischen Gesamtaufnahme der drei zu untersuchenden Küstenabschnitte begonnen werden. Der Meßpunktabstand entlang der Profile variierte im Landbereich je nach Geländebeschaffenheit zwischen 1 - 5 m und wurde seewärts zunächst auf 3 m im Flachwasser, dann auf 7 m im Tiefwasser erweitert.

Bereits nach der ersten Gesamtaufnahme stellte sich heraus, daß der geplante und tatsächliche Zeitaufwand zur Aufnahme der Vermessungen in einem starken Mißverhältnis stand. Besonders schwierig und zeitintensiv erwies sich die Vermessung vor dem Brodtener Steilufer. Hier verläuft die Küstenlinie stark konvex (Abb. 7), der Strand ist relativ schmal ausgebildet und das küstennahe Hinterland bewaldet, so daß ein dadurch bedingter, häufiger Standortwechsel der Vermessungsstation den effektiven Meßfortschritt erheblich verlangsamte. Notwendigerweise wurde der Vermessungsumfang nach Arbeitsgruppenbeschluß vom 02.12.1996 in den drei Untersuchungsgebieten angepaßt, d.h. Schwerpunktbereiche ausgewählt (Abb. 7) und gleichzeitig der zeitliche Abstand der einzelnen Vermessungen von sechs auf drei Monate verringert. Die geologischen Profile, einschließlich der jeweils beidseitig im Abstand von 100 m bzw. 200 m angrenzenden Nachbarprofile, der Übergangsbereich zwischen Stein- und Graswarder sowie der Nehrungskopf des Graswarders bildeten den Schwerpunkt der Vermessungen.

Im Untersuchungsjahr 1997 zeigte sich, daß trotz stetigen Arbeitseinsatzes nur drei der vier geplanten Meßserien durchgeführt und ausgewertet werden konnten. Aus diesem Anlaß wurde nach Arbeitsgruppenbeschluß vom 02.04.1998 vor allem auf die zeitintensive Erstellung von Küstenplanausschnitten verzichtet und der Meßumfang abermals um sechs Zusatzprofile im Übergangsbereich zwischen Stein- und Graswarder verringert.

Im Jahr 1998 konnten lediglich drei Meßdurchgänge erfolgreich abgeschlossen werden, da langanhaltende ungünstige Windbedingungen eine planmäßige Durchführung der Seevermessungen verhinderten. Die in Zusammenarbeit mit den Forschungstauchern des IFG geplanten Einmessungen der entlang der geologischen Profile vermarkten Meßpflöcke (vgl. Kap. 5.4.1) sowie Zusatzmessungen im Seebereich Schönhagen Nord, die dort aufgrund eines abschnittsweise sehr komplex ausgebildeten Seegrundreliefs erforderlich wurden, gelangen. Nach Tauchkartierungen entlang des geologischen Profils (Station 6+200, Abb. 8) zeigte sich, daß der anstehende Geschiebemergel in Wassertiefen von -3 m bis -6 m NN küstennormal von bis zu 50 m langen, 1,5 m tiefen und durchschnittlich 2-3 m breiten Rinnen durchzogen war. Die standardisierte Meßpunktedichte entlang der küstennormal ausgerichteten Profile reichte hier nicht aus, um solche morphologischen Strukturen zu identifizieren. Folglich mußte es bei den vergleichenden Profildarstellungen zu Verzerrungen der morphologischen Verhältnisse kommen. Die zusätzliche Aufnahme eines 400 x 400 m großen Vermessungs-

rasters (küstennormale und küstenparallele Profildfahrten) mit sechsfach höherer Meßpunktdichte bildete die Grundlage für eine geeignete Datenüberprüfung.

Die Vermessungsarbeiten wurden Ende April 1999 abgeschlossen. Insgesamt wurden acht Meßserien durchgeführt, für die an 305 Tagen durchschnittlich vier Personen im Gelände tätig waren (Tab. 8). Schwierigkeiten ergaben sich in Heiligenhafen, als im Mai 1998 das Betreten des Naturschutzgebietes Graswarder auf Grund einsetzender Brutzeit untersagt wurde und damit nur der Seebereich vermessen werden konnte. Die erforderliche Landvermessung wurde auf November 1998 verschoben. Im Schönhagener Untersuchungsraum kam es während der 7. Seevermessung vor dem Steilufer und dem nördlichen Übergangsbereich zu rechnerbedingten Datenverlusten.

Die Luftbildbefliegungen wurden im Mai 1995, April 1997 und im Mai 1998 als Auftragsarbeit vergeben. Das Bildmaterial liegt im Originalmaßstab von 1:16.000 mit Vergrößerungen im Maßstab 1:2.000 vor. Die Meßdaten wurden in Lageplänen und Profilen zur weiteren Auswertung visualisiert bzw. die Lageveränderungen der Steilufer, d.h. der Kliffkanten und Kliffußbereiche und des Graswardernehrgungskopfes tabellarisiert.

5.3 Arbeiten des Landesamtes für Natur und Umwelt (LANU)

In enger Zusammenarbeit mit dem IfG bestand die Aufgabe des LANU darin, den Kenntnisstand über die geologischen Verhältnisse des Untergrundes in den drei Untersuchungsgebieten zu erweitern. Es galt, die holozäne Schichtfolge (Ablagerungen der letzten 10.000 Jahre) im Strandbereich vor den Niederungen anhand von Sondierungen zu erfassen, um hiermit bestehende Lücken zwischen Seegrund- und Landkartierungen zu schließen. Entlang der Strandabschnitte nördlich- und südlich des Schönhagener Steilufers wurden 1996 zwei Bohrprofile mit insgesamt 37 bis zu 15 m tiefen Sondierungen erstellt. Weitere, bis zu 10,80 m tiefe Sondierungen am Nienborfer Strand, d.h. auf der nördlich des Brodtener Steilufers angrenzenden Nehrung, wurden 1999 abgeteuft.

Weiterhin wurde vom LANU hausinternes Archivmaterial und Bohrverzeichnisse älterer wissenschaftlich und kommerziell ausgerichteter Untersuchungen, insbesondere aus dem Brodtener Untersuchungsraum, dem Untersuchungsprogramm zur Verfügung gestellt. Da das LANU seit mehreren Jahren landeseigene geologische Aufnahmen einzelner Steiluferbereiche durchführt, konnte diesbezüglich auf vorliegende Ergebnisse zurückgegriffen werden.

Tab. 8: Vermessungseinsätze über den gesamten Untersuchungszeitraum.

Gebiet	Art des Geländeeinsatzes	Vermessungszeitraum		Anzahl Arbeitstage
		von	bis	
Schönhagen	Einrichtung der Infrastruktur	18.05.95	10.06.96	15
	Meßserie 1	11.06.96	05.07.96	14
	Einrichtung der Infrastruktur	13.03.97	29.05.97	8
	Meßserie 2	05.06.97	17.06.97	8
	Meßserie 3	24.07.97	31.07.97	5
	Einrichtung der Infrastruktur	01.09.97	22.09.97	5
	Meßserie 4	06.10.97	05.11.97	7
	Einrichtung der Infrastruktur	30.10.97	06.11.97	2
	Meßserie 5	21.04.98	25.05.98	11
	Meßserie 6	01.07.98	13.07.98	5
	Meßpflocke IFG Infrastruktur	20.07.98	22.07.98	2
	Meßserie 7	21.10.98	16.11.98	11
	Meßserie 8	08.04.99	26.04.99	7
Heiligenhafen	Einrichtung der Infrastruktur	14.11.95	02.07.96	16
	Landverm. Graswarderkopf	13.02.96 und 12.03.96	14.03.96	4
	Meßserie 1	09.07.96	09.08.96	16
	Einrichtung der Infrastruktur	24.02.97	13.05.97	8
	Meßserie 2	18.06.97	08.08.97	15
	Meßserie 3	22.09.97	29.09.97	5
	Meßserie 4	03.11.97	18.11.97	7
	Meßserie 5	10.03.98	07.04.98	13
	Meßserie 6	25.05.98	22.06.98	6
	Meßpflocke IFG	23.07.98	23.07.98	1
	Meßserie 7	21.09.98	30.09.98	7
	Meßserie 7a	16.11.98	26.11.98	7
Meßserie 8	24.03.99	15.04.99	10	
Brodten	Einrichtung der Infrastruktur	11.01.96	21.10.96	29
	Meßserie 1	18.07.96	14.11.96	18
	Meßserie 2	03.07.97	21.07.97	7
	Meßserie 3	30.09.97	06.10.97	4
	Meßserie 4	13.11.97	02.12.97	4
	Meßserie 5	07.04.98	20.04.98	4
	Meßserie 6	22.06.98	01.07.98	6
	Meßserie 7	30.09.98	02.11.98	11
	Meßserie 8	15.03.99	29.03.99	7
	Summe			305

5.4 Arbeiten des Instituts für Geowissenschaften (IfG)

Der Aufgabenkatalog des IfG beinhaltete im wesentlichen Untersuchungen zur qualitativen und quantitativen Erfassung der oberflächennahen Sedimente und deren Mobilität bzw. Verlagerungen innerhalb der drei Untersuchungsräume. Bestehende sowie neue Erkenntnisse über den geologischen Aufbau des jeweiligen Untergrundes waren einzubeziehen. Die Datenerhebung gliederte sich in land- und seegestützte, einmalig oder regelmäßig durch-

zuführende Arbeiten sowie in darauf aufbauende Laboranalysen und in Beschaffung und Auswertung von Archivmaterial.

Die landgestützten Arbeiten umfaßten großflächige Bohrstockkartierungen der küstennahen Hinterländer einschließlich der Steilufer. Besonderes Interesse entfiel auf die Flachküstenabschnitte, in denen die holozänen Sedimentabfolgen bis zu deren Basis zu erfassen waren, um hieraus Modellvorstellungen über die Entwicklungsgeschichte der Küstenabschnitte seit dem Ende der letzten Inlandsvereisung zu entwickeln. Darauf aufbauend sollten Sedimentbilanzen erstellt werden. Vereinzelt wurden Kernbohrungen abgeteuft, um geeignetes Material für Altersbestimmungen und für Korngrößenanalysen zu gewinnen.

Regelmäßige profilbezogene Nivellements und Sedimentansprachen an den Stränden sollten Aussagen über, morphologische und sedimentologische Variabilitäten ermöglichen. Der Schwerpunkt wurde auf die den Steilufern vorgelagerten Strandabschnitte gelegt, um vor allem dort die Funktion des Strandes als Materialdepot, Sedimenttransportband und als natürlicher Energieabsorber zu bestimmen.

Einen hohen Stellenwert erlangten die tauchergestützten Arbeiten, weil sie die Untersuchungen der sonst kaum zugänglichen, aber hochdynamischen und damit äußerst wichtigen Vorstrandbereiche ermöglichten. Das in zweimonatigen Abständen entlang stationärer, küstennormal ausgerichteter Profile durchgeführte Meßprogramm beinhaltete:

- Sedimentologische Kartierungen
- Sedimentbeprobungen für Korngrößenstatistische Analysen,
- Messungen der Vertiefung des anstehenden Seegrundes (Abrasionsmessungen),
- Messungen der Umlagerungsintensität des Lockermateriales,
- Foto- und Videodokumentationen des Seegrundes und dessen Veränderungen,
- Experimente mit gefärbten Grobsedimenten (Tracern)
- Wartung der Flachwassermeßgeräte Sea Pac 2100.

Sondierungen, Kernentnahmen, Druckwiderstandsmessungen, Profilverlängerungen und sedimentologische Kartierungen auf Zusatzprofilen ergänzten das Meßprogramm (Abb. 11 - 13).

Auf der Grundlage des erhobenen Datenmaterials sollen detaillierte, fachübergreifende Aussagen zur Sedimentdynamik im Flachwasser, d.h. vom Strand bis zu einer Uferentfernung von max. 650 m (bis etwa - 8 m NN) bzw. bei Profilverlängerungen bis ca. 3 km (bis -15 m NN) ermöglicht werden. Zur Erweiterung dieser räumlich begrenzten Untersuchungen erfolgten großflächig dreidimensionale Seegrundkartierungen mit hochauflösenden hydroakustischen Systemen, Kernbohrungen, Backengreiferbeprobungen und Taucherbeobachtungen. Ziel war es, großräumige Sedimentverteilungsmuster und -Grenzen zu identifizieren, jeweils gebietsspezifische Wassertiefen für diese Sedimentverteilungsmuster zu ermitteln und einen Einblick in den tieferen Untergrund zu gewinnen. In allen drei Untersuchungsgebieten liegen Daten von Meßfahrten unterschiedlicher Jahre vor, so daß hieraus Aussagen über längerfristige Stabilitäten bestimmter Sedimentverteilungsmuster oder Variationen möglich sind.

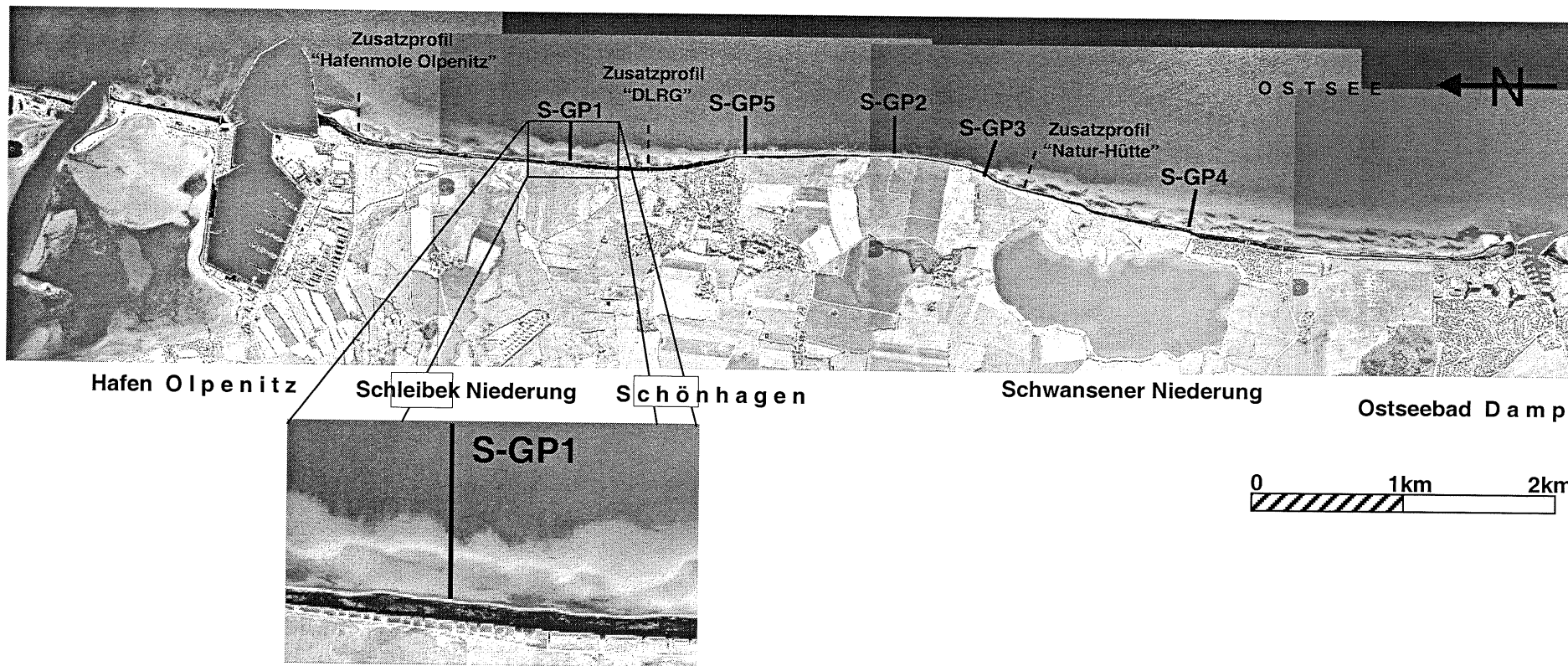


Abb. 11: Luftaufnahme des Untersuchungsgebietes Schönhagen vom 26.04.1997.

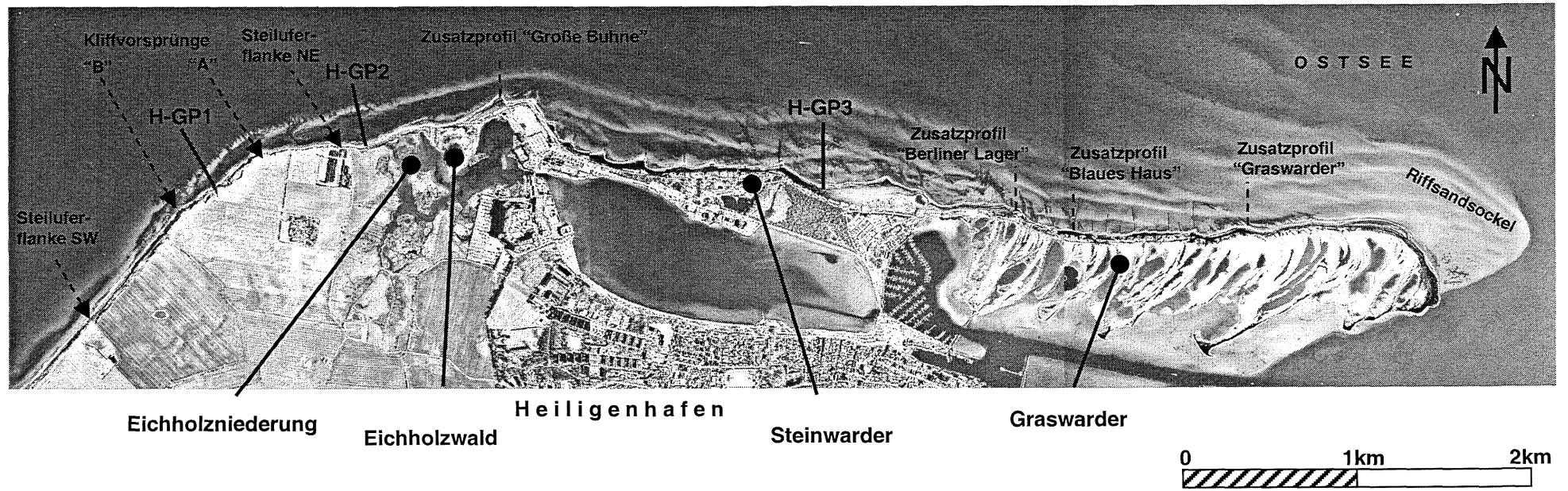


Abb. 12: Luftaufnahme des Untersuchungsgebietes Heiligenhafen vom 26.04.1997.

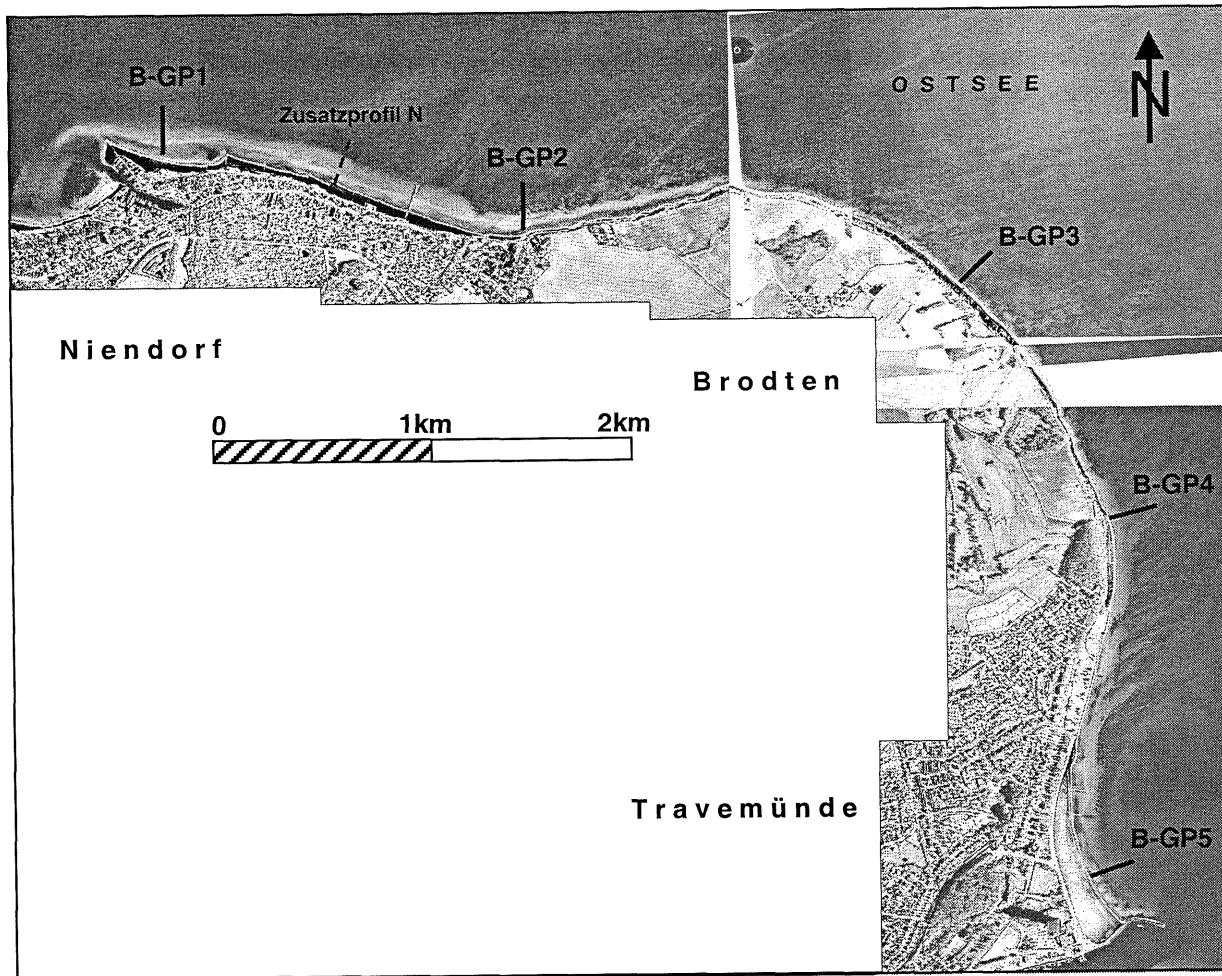


Abb. 13: Luftaufnahme des Untersuchungsgebietes Brodten vom 26.04.1997.

5.4.1 Arbeits- und Meßmethoden

Folgende Standardverfahren wurden angewandt:

- Sondierungen bis zu 15 m Tiefe (Pürkhauer).
- Landgestützte Kernbohrungen (Kerndurchmesser: 8 cm; Kernlänge: 6 m; Verfahren nach LANESKY et al. 1979).
- Strandnivellements (mit dem Nivelliergerät Ni2, Zeiss).
- Seegestützte Kernkastenbohrungen (Vibrocorer VK 300, KÖGLER & VEIT 1973) sowie Kernentnahmen (Schwerelot, Kernlänge 3 m).
- Seitensicht Sonaraufnahmen der Seegrundoberfläche (KLEIN 595 und EG & G 272 TD).
- Schiffsgestützte Sedimententnahmen (HELCOM-Standard Backengreifer).
- Flachseismische Messungen des tieferen Seegrundes (Einkanal Boomer-Systeme, Typ Uniboom, EG & G oder Typ Geopulse, Ore).
- Bathymetrische Aufzeichnungen (Sedimentlot, Elac; Frequenz 20 kHz. Der Frequenzbereich ermöglicht die Durchdringung von Schlicksedimenten bis zu mehreren Metern).
- C¹⁴-Datierungen (CATT 1992) an organischen Sedimenten (Massenspektrometrie)
- Laseroptische Sedimentpartikelanalysen (Korngrößen und Partikelanzahl, CIS-Lasergranulometer (LOT GmbH)). Für die Analysen wurde der Meßbereich 0,5 - 150 µm gewählt.
- Sedimentanalysen durch Naßschlämzung (50 µm Maschenweite) und Trockensiebung. Korngrößen-Korngewichtsbestimmung nach ASTM-Standard (0,25 Phi°-Stufungen) von 4,25 Phi° (0,045 mm) bis -4,25 Phi° (19 mm). Eine Gegenüberstellung der unterschiedlichen Korngrößenmaße zeigt die Abb. 14.

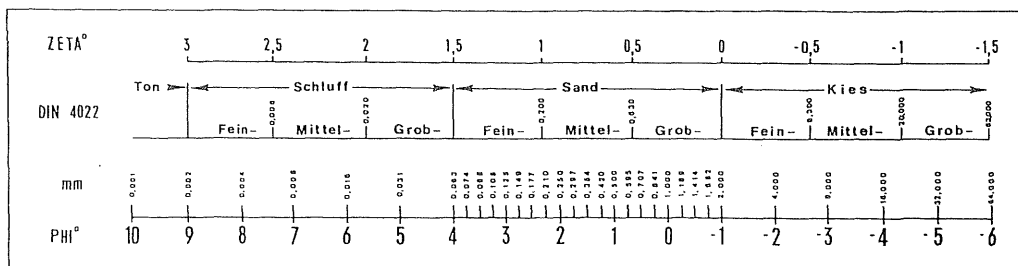


Abb. 14: Gegenüberstellung unterschiedlicher Korngrößenmaße (KAUFHOLD 1985).

Für die Arbeiten im Unterwasserbereich gehörten Unterwasserschreibtafeln, Zollstock, Kompaß, Maßband, digitaler Tiefenmesser sowie Foto- und Videoequipment zur Standardausrüstung. Profilleinen dienen zur Orientierung der Taucher bei den häufig vorhandenen schlechten Sichtverhältnissen. Die Leinen wurden entweder zu Beginn des Vorhabens dauerhaft am Seegrund verankert (stationäre geologische Profile), oder, mit Entfernungsmarkierungen versehen, im Rahmen von zusätzlichen Profilkartierungen kurzzeitig ausgelegt. Die Vermarkung der stationären, profilbezogenen Meßpositionen erfolgte in 25 m Abständen

durch fest in den Untergrund eingetriebene Aluminiumpflocke. Die Pflockhöhe über Grund betrug jeweils 30 cm. Damit wurde eine Reproduzierbarkeit aller an diesen Stationen durchgeführten Messungen gewährleistet. Es bot sich zudem die Möglichkeit, für jeden Meßpunkt exakt das Maß der Lockersedimentumlagerungen durch die Bestimmung der jeweiligen Pflocklänge über Grund cm-genau zu ermitteln. Die Installation fester Meßprofile und -pflocke blieb auf die tieferen Flachwasserbereiche (< - 2 m NN Wassertiefe) beschränkt, um eine Verletzungsgefahr für Badende zu vermeiden.

Zur Erfassung der irreversiblen Vertiefung des am Seegrund anstehenden Geschiebemergels wurde die Meßmethode von WEFER, FLEMMING & TAUCHGRUPPE KIEL (1976) aufgegriffen und weiterentwickelt. Grundlage des Meßprinzips ist eine Meßplatte, die horizontal über dem Seegrund auf, fest in den Untergrund eingetriebenen Stützbeinen aufliegt (Abb. 15-1). In zeitlichen Abständen wird die Meßplatte von Tauchern auf die Stützbeine gelegt und der Abstand zwischen Seegrundoberfläche und Meßplatte eingemessen (Tafel 8, Bild 1-4).

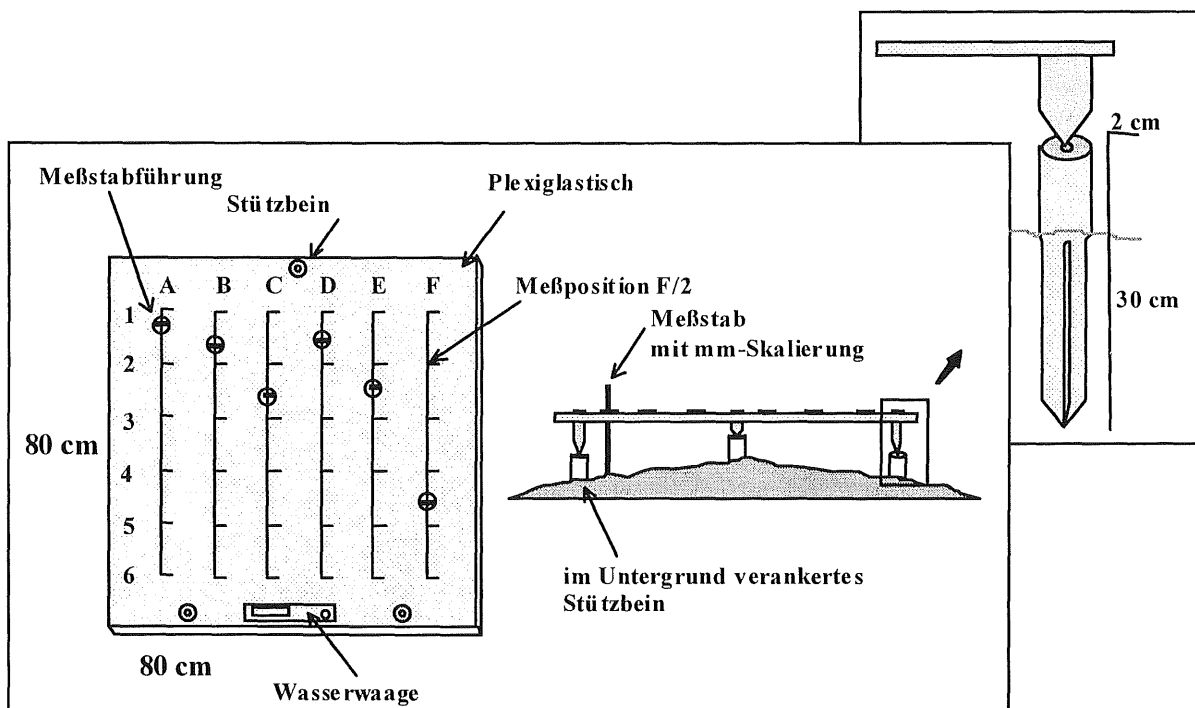


Abb. 15-1: Der Abrasionsmeßtisch zur Messung der irreversiblen Seegrundvertiefung.

Dieser Abrasionsmeßtisch besteht aus einer 68 cm x 82 cm großen, durchsichtigen Plexiglasplatte. Sie ist in regelmäßigen Abständen mit 36 schlitzförmigen Aussparungen versehen, in welche bei Messungen mm-skalierte, bewegliche Meßstäbe durchgeführt werden (Abb. 15-1). Die Aussparungen ergeben ein 6 x 6 Meßpunkttraster (1-6 und A-F) zur eindeutigen Zuordnung der Meßwerte. Die Abstände zwischen Seegrundoberfläche und Meßtischplatte lassen sich von Tauchern mit einer Genauigkeit von 1-2 mm erfassen. An der Unterseite des Meßtisches sind drei unsymmetrisch zueinander angeordnete V2A-Stahlspitzen montiert, die zum exakten Aufsatz auf ebenfalls drei fest in den Untergrund eingetriebener V2A-Stützbeine dienen. Die Oberfläche eines jeden Stützbeines ist hierzu mittig mit einer Bohrung versehen,

in die die Spitzen des Meßtisches eingelassen werden (Abb. 15-1). Die Tischbeingeometrie gewährleistet eine unverwechselbare, räumliche Orientierung des Meßtisches. Damit lassen sich alle 36 Meßpositionen immer wieder genau lokalisieren.

Vor jeder Messung wird die anstehende Seegrundoberfläche von etwaigen Lockersedimenten befreit. Die horizontale Ausrichtung des Meßtisches wird vor jeder Messung mittels der am Meßtisch montierten Wasserwaage überprüft und soweit erforderlich eine Nachjustierung der Stützbeine vorgenommen.

Die Messungen werden von zwei Tauchern durchgeführt um mögliche Ablesefehler besser identifizieren zu können. Die Qualität der Messungen richtet sich zwangsläufig nach den Sicht- und Arbeitsbedingungen unter Wasser. Vor allem Seegang, Trübe, schlechte Lichtverhältnisse und Kälte können die Qualität der Meßergebnisse beeinflussen. Die Ermittlung zeitweilig scheinbar "negativer Abrasionsraten" läßt sich auf solche Unzulänglichkeiten zurückführen.

Eine Prozeßanalyse über die komplexen Kausalzusammenhänge zwischen der irreversiblen Vertiefung des anstehenden Seegrundes und den abrasionsauslösenden bzw. -beeinflussenden Rahmenparametern setzt Kenntnisse über bodenmechanische Eigenschaften des Anstehenden voraus. Das Abrasionsverhalten bindiger Sedimente am Seegrund wird maßgeblich durch deren bodenmechanische Eigenschaften, u.a. deren Druckwiderstand, beeinflusst. Nur wenige Meßverfahren eignen sich für heterogenen Geschiebemergel aus dem küstennahen Unterwasserbereich, da entweder die Entnahme ungestörter Proben für präzise Messungen im Labor nur unter hohem logistischen Aufwand möglich ist oder die Meßapparaturen für in-situ Messungen untauglich sind.

Bei der Konzeption bodenmechanischer Messungen des Seegrundes unter in-situ Bedingungen ließ sich aus der Literatur kaum auf Erfahrungswerte zurückgreifen. Einige Angaben zu Scherfestigkeitsbestimmungen an Geschiebemergelproben aus dem Ostseeküstenbereich stammen von FLEMMING & WEFER (1973). Es fehlen jedoch nähere Informationen zur Entnahme- und Bearbeitungstechnik. Untersuchungen mit ähnlich ausgerichteter Zielsetzung wurden von DAVIDSON-ARNOTT (1995) mit einem Taschenpenetrometer und einer Handflügelsonde durchgeführt. Flügelsonden sind jedoch nur für steinfreie, weiche, bindige Sedimente (GRASSHOFF, SIEDECK & KÜBLER 1967) sowie nach DIN 4096 mit einem oberen Grenzwert des Scherwiderstandes von ca. 100 kPa ($\sim 1 \text{ kg/cm}^2$) geeignet (DIN 1998).

In Testvorläufen erwies sich der Einsatz eines Taschenpenetrometers der Firma Eijkelkamp mit einem Meßbereich von $0\text{-}5 \text{ kg/cm}^2$ (490,3 kPa) durch seine unkomplizierte Handhabung unter Wasser als brauchbar. Zur Messung wird der Stempel mit $2 \pm 0,5 \text{ cm/sec}$ (DIN 1998) unter konstantem Kraftaufwand manuell bis zu einer definierten Tiefe in das Sediment gedrückt. Der Druckwiderstand wird dabei über eine Federvorrichtung im Gerät auf einen

verschiebbaren Meßring übertragen und kann dann abgelesen werden (GRASSHOFF, SIEDECK & KÜBLER 1967). Die Ablesegenauigkeit liegt bei 0,1 kg / cm².

Die Penetrometermessungen wurden an jeder Abrasionsmeßstation nach Abschluß der jeweils letzten, im Rahmen des Vorhabens durchgeführten Abrasionsmessungen vorgenommen. So war gewährleistet, keine Verfälschungen der Abrasionsmeßwerte durch Stempelabdrücke in den Geschiebemergeloberflächen zu erhalten. Zur Einhaltung eines möglichst konstanten Kraftaufwandes wurden alle Messungen von einer Person durchgeführt.

Zur Bestimmung der Geschiebemergelzusammensetzung wurden etwa 3400 cm³ große Blöcke aus dem Anstehenden ausgestochen und im Labor granulometrisch untersucht.

Die periodische Lockersedimentbeprobung des Seegrundes (Fraktionen < 6,3 mm) erfolgte nach der Standard-Entnahmetechnik für Beprobungen durch Taucher (SCHWARZER 1989) mit 10,5 cm (L) x 6,5 cm (B) x 3,8 cm (H) großen, verschließbaren Kunststoffkästchen (AMT FÜR LAND- UND WASSERWIRTSCHAFT KIEL et al. 1997).

Vor den Steilufern ist die Seegrundoberfläche überwiegend von grobem Material, den Restsedimenten bedeckt, die entweder direkt auf dem anstehenden Geschiebemergel oder auf zwischengeschalteten, heterogenen, Sanden mit tonig- kiesigen Anteil auflagern. Zur Beprobung dieser Sande wurden sie freigelegt und etwa 1000 g Material in fest verschließbare Probenbeutel abgefüllt.

Die Restsedimente wurden nicht beprobt, da die für eine statistisch abgesicherte granulometrische Analyse benötigte Materialmenge den logistisch verfügbaren Rahmen gesprengt hätte. Dennoch galt es zu klären, ob, und unter welchen Bedingungen und in welche Richtung eine Mobilisierung dieser Grobsedimente in unterschiedlichen Tiefenniveaus stattfindet. Mittels angefarbter Kiese und Steine (Tracer) sollte ein derartiger Nachweis erbracht werden. Hierzu wurde zunächst Material (Ø 2 - 8 cm) entnommen, im Labor gereinigt, vermessen und mit abriebfesten Farben (gelb, grün, orange, türkis) markiert. Unter Wasser erfolgte die Absteckung von jeweils vier Quadranten pro Auslegeposition mit fest in den Untergrund eingetriebenen Stahlplöcken. Die Abmessungen der einzelnen Quadranten entsprachen denen eines Fotogestells mit eingespannter UW-Kamera (Abb. 15-2).

Das Experiment begann mit der Auslegung von jeweils 6 bis 10 unterschiedlich großer Tracer (gefärbte Kiese und Steine) pro Quadrant, wobei jedem Quadranten zur besseren Unterscheidung der Tracer eine andere Farbe zugeordnet wurde (Abb. 15-2). Mit der Kamera ließen sich reproduzierbare Detailaufnahmen der Seegrundoberfläche anfertigen, über die nicht nur Lageveränderungen der Tracer ermittelt, sondern auch Aussagen über die Sedimentzusammensetzung getroffen werden konnten. Fand ein Transport der Tracer aus den Quadranten statt, so erfolgte die Erfassung der zurückgelegten Entfernung mit Zollstock, Maßband und Kompaß. Die Identifizierung der Steine erfolgte über ihre Durchmesser. Es

wurde in klein (k - Ø 2 cm), mittelgroß (m - Ø 5 cm) und groß (g - Ø 8 cm) unterteilt. Die Anzahl aufgefundener Tracer war prinzipiell abhängig von den Sichtbedingungen, dem Grad der Sedimentumlagerungen sowie von der für die Suche zur Verfügung stehenden Zeit.

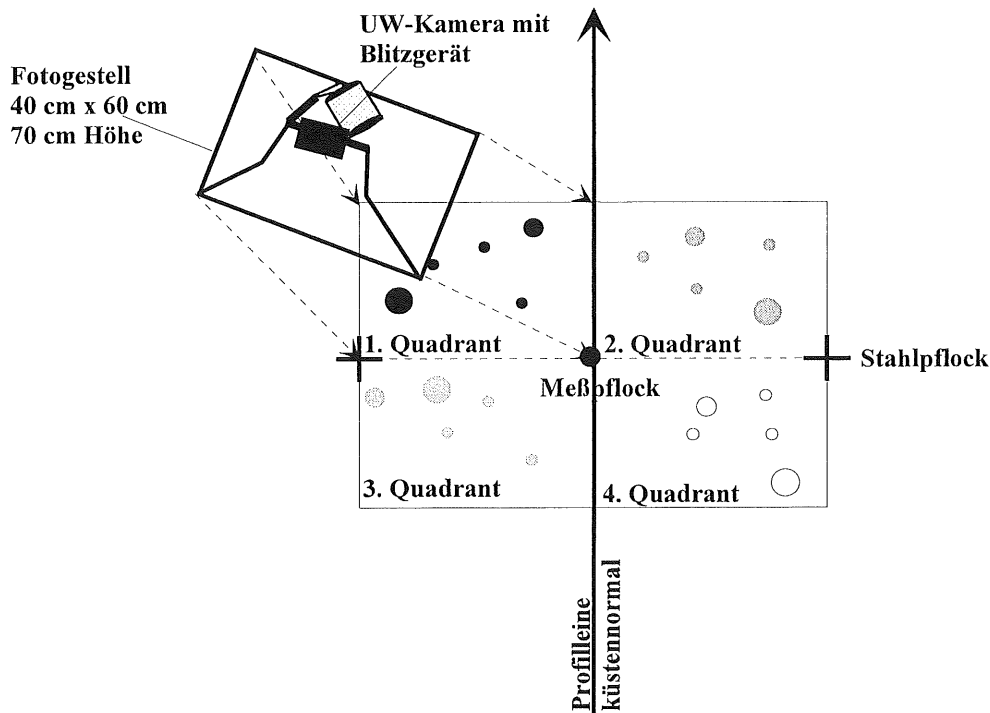


Abb. 15-2: Skizze einer Fotostation zu Beginn der Versuchsreihe.

5.4.2 Vorbereitung und Ablauf der Meßeinsätze

Die quartärgeologischen Landkartierungen wurden im Schönhagener Untersuchungsraum zwischen Damp und der Lotseninsel (PRECHT 1998, RUPRECHT 1999, THOMAS 1997) sowie in Heiligenhafen auf dem Graswarder (SCHROTTKE 1997) durchgeführt. Ab Juni 1996 fanden Strandnivellements auf exakt vermarkten, entlang küstennormal ausgerichteter, vom Kliffhaldenfuß bzw. Klifffuß bis zur jeweiligen Wasserkante reichender Profile statt. Die Aufmessungen erfolgten in wöchentlichen bis monatlichen Abständen (Tab. 9) auf 17 (Schönhagen) bzw. 20 (Heiligenhafen, Brodten) Profilen statt, die möglichst gleichmäßig über die Steiluferstrände verteilt waren.

Im Frühjahr 1996 begannen die Arbeiten zum Aufbau der geologischen Profile (GPs) zunächst in Schönhagen und Heiligenhafen (Tab. 10), entlang derer das Meßprogramm in zweimonatigen Abständen einschließlich ereignisbezogener Aufnahmen wiederholt wurde (Tab.9). Der Aufbau der dortigen Abrasionsmeßstationen folgte im September bzw. Dezember 1996 (Tab. 11). Die nach Arbeitsgruppenbeschuß vom 01.03.1996 für das Jahr 1996 weitestgehend zurückgestellten Aufbauarbeiten in Brodten wurden im Juni 1997 einschließlich der Einrichtung der Abrasionsmeßstationen nachgeholt. Die Anzahl von

ursprünglich drei geplanten Profilen wurde auf fünf erhöht, um auch das Travemünder Küstenvorfeld in die Untersuchungen einzubinden (Abb. 13). Durch die auch in diesem Untersuchungsraum auftretenden, küstennormal verlaufenden Rinnensysteme ergab sich für die Abrasionsmessungen eine besondere Situation. Die zweite Abrasionsmeßstation wurde in einer Geschiebemergelrinne, die dritte auf einem -Rücken errichtet (Tafel 12, Bild 4).

Tab. 9: Zyklische Strand- und Unterwassermessungen entlang der Profile Schönhagen (S), Heiligenhafen (H) und Brodten (B).

n	Strandprofile (Gebiet / Anzahl)			Meßprogramm		
	S / 19	H / 20	B / 20	S	H	B
1	05.06.96	12.07.98	17.08.98	21.-26.05.96	19.-24.05.96	17.-20.06.97
2	24.07.96	29.07.98	10.09.98	14.-15.08.96	16.08.96	12.-13.08.97
3	01.10.96	26.08.98	26.10.98	26.09.-02.10.96	21.-22.12.96	16.-17.10.97
4	02.10.96	14.09.98	23.11.98	14.-16.12.96	01.-11.03.97	01.-03.12.97
5	25.11.96	11.11.98	20.12.98	28.02.-12.03.97	23.-26.05.97	07.-09.02.98
6	09.12.96	18.12.98	14.02.99	27.05.-02.06.97	16.-26.07.97	15.-17.04.98
7	25.01.97	27.01.99	20.03.99	22.-24.07.97	15.-16.09.97	27.-28.05.98
8	01.02.97	15.02.99		12.-17.09.97	25.-26.11.97	05.-06.08.98
9	12.02.97	22.03.99		22.10.97	26.-27.01.98	28.-29.09.98
10	19.02.97			24.-30.11.97	14.-15.04.98	19.12.98
11	26.02.97			28.-30.01.98	29.05.98	20.-21.01.99
12	08.03.97			04.-05.04.98	03.-04.08.98	11.-13.03.99
13	22.03.97			25.-26.05.98	30.09.98	
14	10.04.97			18.-19.07.98	09.-10.12.98	
15	03.05.97			11.-12.09.98	18.-19.01.98	
16	15.05.97			15.12.98	09.-10.03.99	
17	29.05.97			22.01.99		
18	21.02.98			29.04.99		
19	17.04.98					
20	07.07.98					
21	10.08.98					
22	07.09.98					

Die Tracerexperimente fanden in Schönhagen ab Oktober 1997, in Heiligenhafen ab November 1997 und in Brodten ab Dezember 1997 statt (Tab. 11). In allen drei Untersuchungsgebieten wurde das Standardprogramm mit Zusatzprofilen und Profilverlängerungen erweitert (Tab. 12).

Die bodenmechanischen Untersuchungen fanden im Frühjahr 1999 statt (Tab. 9), wobei diese in Heiligenhafen nicht an allen Abrasionsmeßstationen problemlos vorgenommen werden konnten. Grund hierfür war ein ca. 50 cm mächtiges Sandriff, das die zweite Abrasionsmeßstation zum Zeitpunkt des geplanten Einsatz am 09.03.99 großräumig überdeckte und damit deren Lokalisierung nicht zuließ. Ein erneuter Versuch am 01.05.99 bot durch unveränderte Rahmenbedingungen nur noch die Kompromißlösung, daß im unmittelbaren Umfeld der Meßstation an insgesamt drei Stellen Meßwerte erhoben und diese dann gemittelt

wurden. In Brodten schien es ferner sinnvoll, einen zusätzlichen Meßbereich auszuwählen, da die Seegrundoberfläche der dritten Abrasionsmeßstation stark von Bohrorganismen durchsetzt war. Dieser Zustand ließ vermuten, daß die erhobenen, bodenmechanischen Meßwerte nur recht ungenau das Festigkeitsverhalten des Anstehenden widerspiegeln würden. Sieben Meter von dieser Abrasionsmeßstation entfernt, hatten laterale Bewegungen der am Untergrund verankerten Grundleine die Oberfläche angeschliffen, so daß dieser Bereich bei sonst vergleichbaren Rahmenbedingungen als Meßposition geeignet erschien.

Tab. 10: Meßumfang und Charakteristika entlang der geologischen Profile Schönhagen (S), Heiligenhafen (H) und Brodten (B).

Geol. Profile	Länge	Wassertiefe bis	1. Meßpflock	Meßstationen [n] + Proben [n] / Serie	Σ Meßserien [n]
S-GP1	325 m	- 5,6 m NN	100 m	13	13
S-GP2	225 m	- 4,6 m NN	25 m	10	17
S-GP3	300 m	- 5,6 m NN	75 m	11	15
S-GP4	450 m	- 7,5 m NN	100 m	18	13
S-GP5	275 m	- 5,0 m NN	25 m	12	15
H-GP1	300 m	- 6,9 m NN	25 m	13	16
H-GP2	325 m	- 4,6 m NN	75 m	13	15
H-GP3	550 m	- 5,0 m NN	75 m	22	15
B-GP1	600 m	- 7,2 m NN	175 m	24	11
B-GP2	300 m	- 3,7 m NN	125 m	12	11
B-GP3	300 m	- 4,1 m NN	25 m	13	12
B-GP4	300 m	- 3,1 m NN	50 m	12	12
B-GP5	400 m	- 5,9 m NN	150 m	16	12

Tab.11: Positionen der Schönhagener Abrasions- und Tracerstationen.

Schönhagen	Abrasionsstationen					Tracerstationen					
	S-GP2					S-GP2		S-GP3		S-GP5	
Uferentf. [m]	27	72	110	155	225	150	225	200	300	100	275
Wassert. [m]	1,7	3,5	3,8	4,4	4,6	4,4	4,6	4,4	5,6	3,4	5,0
Heiligenhafen	H-GP1				H-GP2						
Uferentf. [m]	25	95	250	100	125	175	275				
Wassert. [m]	1,7	2,5	6,5	2,0	1,9	1,4	4,3				
Brodten	B-GP3				B-GP3						
Uferentf. [m]	77	124	127	299	300						
Wassert. [m]	2,7	3,5	2,6	4,2	4,2						

Tab. 12: Anzahl der Zusatzprofile in Schönhagen, Heiligenhafen und Brodten.

	Schönhagen	Heiligenhafen	Brodten
Zusatzprofile [n]	30 (max. 450 m) s.a. JAKOBSEN (1998)	12 (max. 625 m)	1 (400 m)

Die schiffsgestützten Seegrundkartierungen wurden in allen drei Untersuchungsräumen durchgeführt. In Schönhagen fanden die Meßfahrten zwischen September 1996 und Januar

1997 statt, während derer ein ca. 60 km² großer Seebereich zwischen Damp und der Lotseninsel untersucht wurde (JAKOBSEN 1998). Für Heiligenhafen liegen die Daten des ca. 45 km² großen Seegebietes zwischen Heiligenhafen und Fehmarn (westlicher Teil des Fehmarnsundes) vor, die im Juli 1995 und Februar 1996 erhoben wurden (PRECHT 1998). Die großflächigen Seegrundkartierungen des ca. 65 km² großen Seegebietes vor dem Brodtener Steilufer erfolgten in den Jahren 1996, 1997 und 1998.

Zur Erhebung des gesamten vorliegenden Datenmaterials waren 2360 "Manntage" verteilt auf 375 Einsatztage im Geländetage erforderlich (Tab. 13).

Tab. 13: Anzahl der auf die einzelnen Untersuchungsschwerpunkte entfallenen Geländetage

Art des Einsatzes	Tage [n]	Personen [n]
Landkartierungen	~ 240	8
Strandnivellements	50	2
Unterwasserarbeiten		
Schiffseinsätze	62	3-4 (ohne Schiffsbesatzung)
Wartung / Montage / Bergen der Flach-wassermessgeräte SeaPac 2100	23	4

5.5 Soll / Ist

In der Tabelle 14 ist der Stand im Arbeitsplan ersichtlich, wie er zum Abschluß des Vorhabens vorgelegen hat.

6. Ergebnisse

Der Ergebnisteil ist in drei Themenkomplexe gegliedert, in denen die Daten der einzelnen Fachdisziplinen vorgestellt und wechselseitig in Beziehung gesetzt sind.

- Der erste Themenkomplex behandelt den erweiterten Kenntnisstand zu den morphologischen Großeinheiten, ihrem geologischen Aufbau sowie zu den großräumigen und langfristigen Entwicklungen der Untersuchungsräume. Detaillierte Kenntnisse über die Lagerungsverhältnisse, die tektonische Beanspruchung und die sedimentlogische Beschaffenheit einzelner Schichtkomplexe spielen eine wesentliche Rolle, wenn Fragen zur Bereitstellung von Material für den Sedimenttransport, zum Abrasionsverhalten einzelner Schichtglieder sowie über mögliche, vorgeprägte Leitbahnen für den Sedimenttransport beantwortet werden sollen.
- Der zweite Themenkomplex umfaßt die zentrale Ergebnispräsentation mit den aktuellen Prozeßstudien. Sie beziehen sich zunächst auf die einzelnen Untersuchungsräume und werden nachfolgend in Form gebietsübergreifender Aussagen abstrahiert.
- Der dritte Themenkomplex umfaßt die Aufstellung von Sedimentmassenbilanzen für gebietsspezifische Teilbereiche, mit deren Hilfe das Bild des jeweilig großräumigen Sedimenthaushaltes und damit der Küstenlinienentwicklung erweitert wird.

6.1 Geologisch-morphologischer Aufbau und holozäne Entwicklung der Untersuchungsgebiete

Im Rahmen dieses ersten Themenkomplexes wird bereits eine Kopplung zwischen den gebietsspezifischen Erkenntnissen aus der Literatur und den neuesten Untersuchungsergebnissen vorgenommen. Neben der Vorstellung von Teilaspekten wird hierdurch ermöglicht, einen umfassenden Einblick in den geologisch-morphologischen Aufbau der drei Untersuchungsgebiete zu geben. Herauszustellen ist, daß die Betrachtungsweise grundsätzlich fließend über die Land-See Grenze erfolgt, der Uferbereich also nicht als Grenzlinie betrachtet wird, wie es in vielen bisheriger Arbeiten zu finden ist. Das Gebiet Schönhagen wird etwas differenzierter dargestellt, da hier noch kein Material aus interdisziplinären Untersuchungsprogrammen vorlag, wie es für Heiligenhafen und Brodten der Fall war.

6.1.1. Schönhagen

Der glaziale Unterbau dieses Untersuchungsgebietes bzw. der Aufbau des Schönhagener Steilufers ist eingehend von CARLÉ (1938), GRIPP (1954, 1964), KÖSTER (1959), PRANGE (1975, 1978, 1979), WALTHER (1990), WALTHER & GROSSMANN (1991) und WEINHOLD (1989) abgehandelt worden. Die Rekonstruktion der Küstenlinienentwicklung seit dem Spätglazial war hingegen das vorrangige Ziel von HINTZ (1955), HORN

(1965) und VOSS (1967). Im Rahmen dieses Vorhabens durchgeführte Untersuchungen, insbesondere von JAKOBSEN (1998), PRECHT (1998a), RUPRECHT (1999), und THOMAS (1997) ermöglichen nun, den bisherigen Kenntnisstand über die Entwicklung des heutigen Land- und Seebereiches zu erweitern sowie erstmals einen umfassenden Überblick über das Untersuchungsgebiet (Abb.5, 11) zu geben.

6.1.1.1 Morphologie des Untersuchungsgebietes Schönhagen

Das Schönhagener Untersuchungsgebiet läßt sich von Damp im Süden bis einschließlich zur Lotseninsel im Norden in mehrere morphologische Großeinheiten gliedern, die heute sowohl die Topographie als auch die Bathymetrie (Abb. 16) maßgeblich prägen.

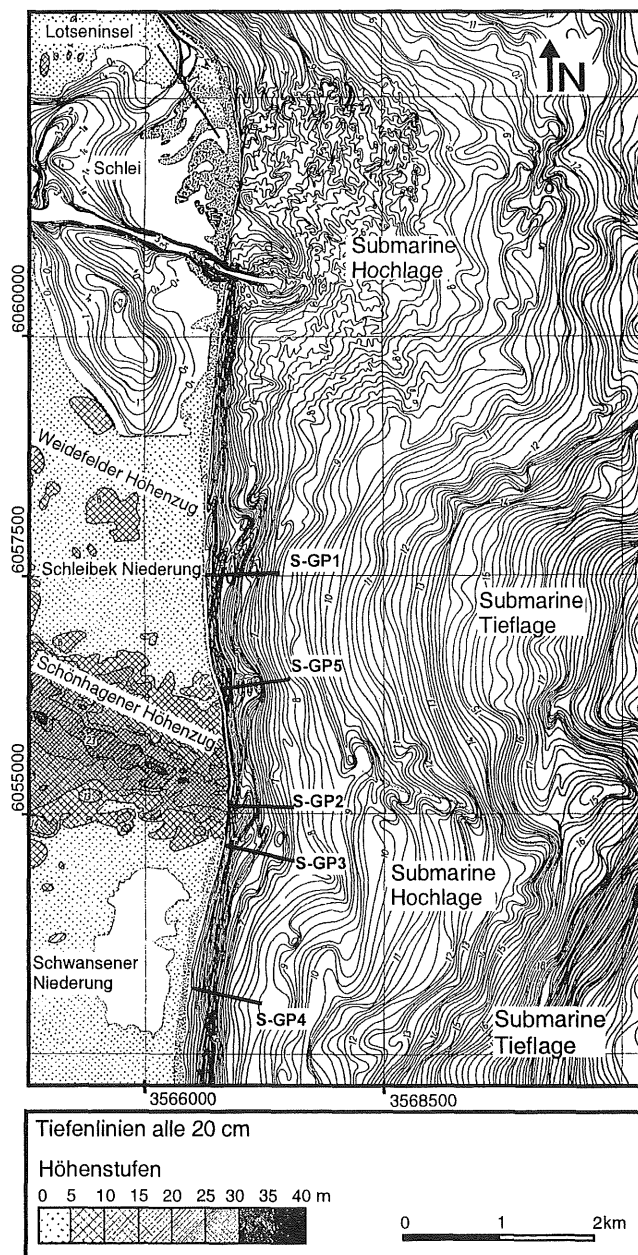


Abb. 16: Topographie und Bathymetrie von Schönhagen; verändert nach HINTZ (1955).

Die Karte von HINTZ (1955) wurde für die Übersicht aktuellerem Kartenmaterial vorgezogen, da sich auf dieser kombinierten, vergleichsweise hochauflösenden topographisch-bathymetrischen Karte alle im folgenden zu beschreibenden, kurz- bis mittelfristig stabilen Großstrukturen in einem Vergleich am deutlichsten hervorheben.

Zu diesen Großstrukturen zählt im wesentlichen der NW-SE bis W-E verlaufende, zur Ostsee hin abflachende Schönhagener Höhenzug, der als Steilufer auf einer Länge von 1600 m großflächig angeschnitten ist und submarin als Schwelle ausläuft (Abb. 16). Das Steilufer ragt asymmetrisch bis zu 300 m aus dem sonst zwischen Damp und Schleimünde ausgeglichenen S-N verlaufenden Küstenprofil hervor (Abb. 11). Vom Kliffansatz am nördlichen Ende der Schwansener Niederung ausgehend steigt das Kliff auf den ersten 500 m bis auf 18 mNN an. Dort erreicht es seine größte Höhe (Abb. 17a,b) und springt zugleich am stärksten aus dem Profil hervor. Über die folgenden 500 m verbleibt die Kliffhöhe auf einem Niveau zwischen 14-16 m NN, bevor sie sich weiter Richtung Norden auf den verbleibenden 600 m bis auf Strandwallhöhe von 2,5 mNN wieder verflacht.

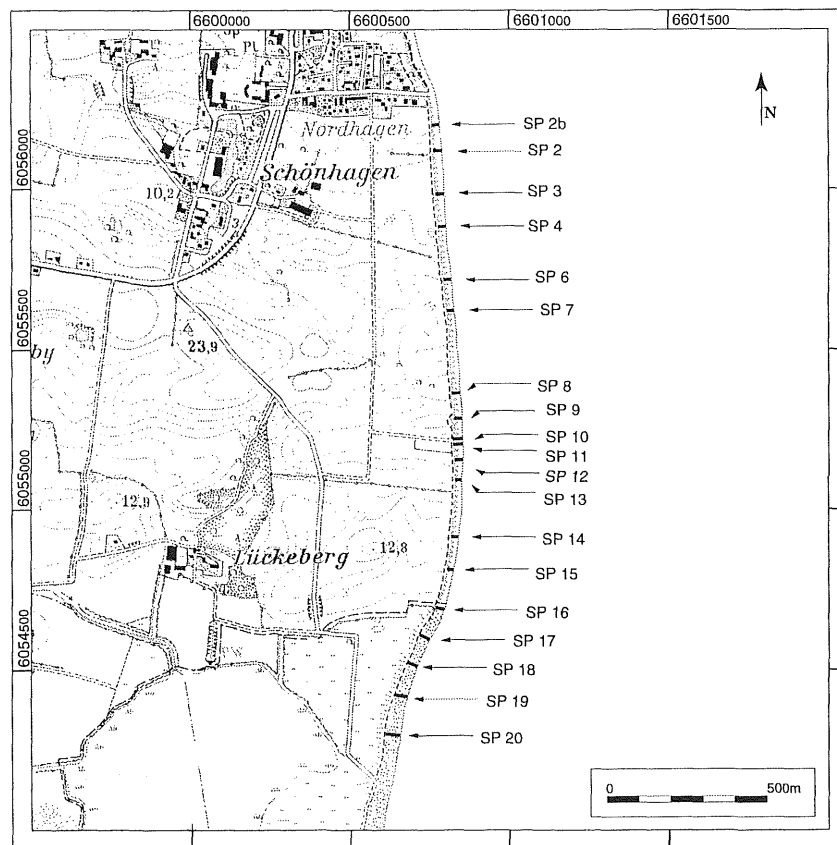


Abb.17a: Lage der Strandvermessungsprofile in Schönhagen.

Das Kliff wird von einem durchschnittlich 12 m breiten Strand gesäumt (WEINHOLD 1989). Anhand neuester profilbezogener Strandaufmessungen läßt sich das Bild über die morphologische Strandausprägung erweitern. Die nachfolgenden Angaben über die Strandbreite, die Strandhöhe am Kliff und die Strandneigung sind als arithmetische Mittel aus allen Aufmessungen zu verstehen (vgl. Kap. 6.2.3.1). Am südlichen Kliffansatz ist der Strand bis zu 16 m

breit und erreicht am Kliff eine Höhe von 1,7 m NN (Abb. 17b). Auf den nach Norden folgenden 500 m nehmen Strandbreite und -Höhe kontinuierlich ab. Im Bereich des höchsten Kliffabschnittes beträgt die Strandbreite lediglich 8-9 m und die Höhe am Kliff nur 0,9 m NN. Diese Strandausbildung verändert sich maßgeblich erst wieder auf den nördlichen 600 m, wo eine kontinuierliche Verbreiterung bis auf 18 m mit einer Höhenzunahme am Kliff bis auf 1,9 mNN einhergeht. In Schönhagen werden die erhöhten Kliffabschnitte demnach von einem relativ schmalen und niedrigen Strand gesäumt und die flacheren Kliffabschnitte entsprechend von breiteren und höhergelegenen Strandpartien (Abb. 17b).

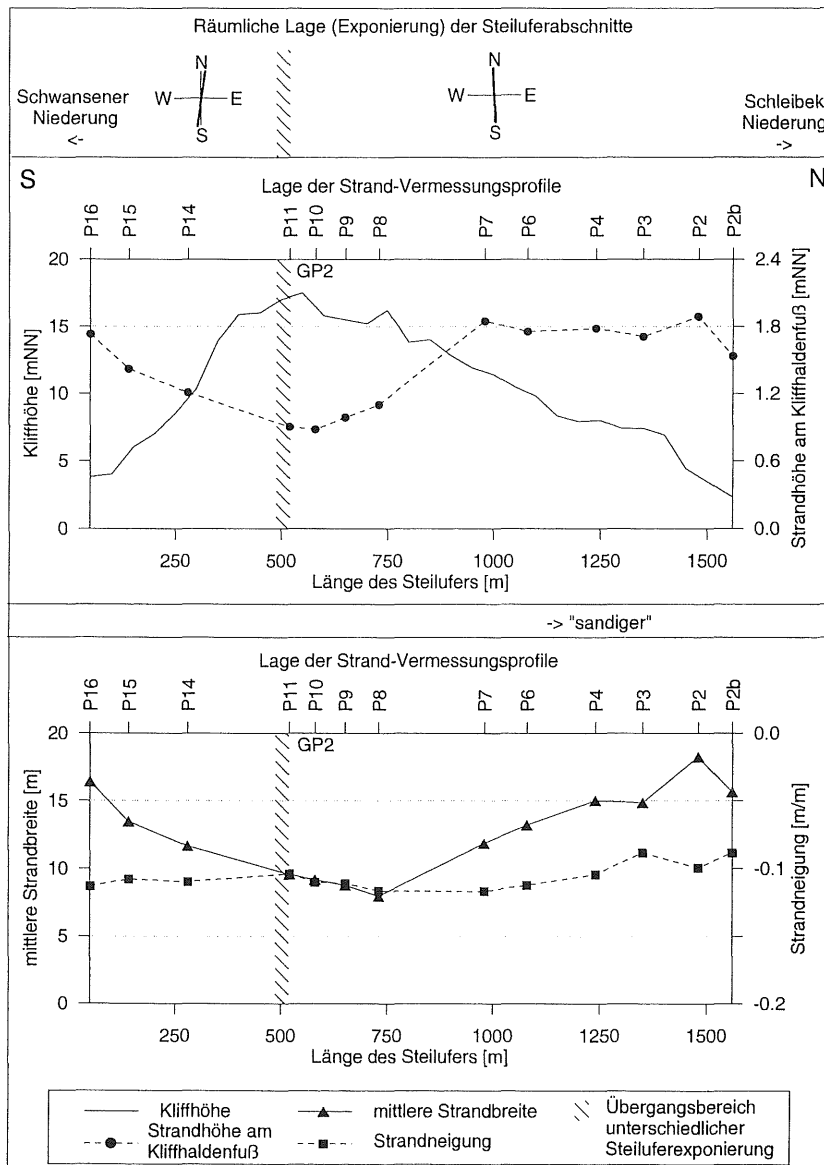


Abb. 17b: Morphologie des Schönhagener Steilufers.

Südlich des Schönhagener Höhenzuges befindet sich die Schwansener Niederung mit Geländehöhen meist unterhalb 1 m NN. Die Niederung ist charakterisiert durch den 110 ha großen und durchschnittlich 0,8 m tiefen Schwansener Binnensee (WALTHER 1990). Ein schmales Nehrungssystem, das aus einem N-S verlaufenden Hauptstrandwall mit mehreren westlich daran angrenzenden Nehrungshaken besteht, grenzt diese Niederung zur Ostsee ab.

Der anthropogen überprägte Hauptstrandwall ist etwa 80 m breit (THOMAS 1997) und bis über 3,5 m NN hoch. Über den Verlauf und die Anzahl der einzelnen, teilweise morphologisch unscheinbaren Nehrungshaken liegen unterschiedliche Angaben vor. Nach BENNER (1986, zitiert in WALTHER 1990) umfaßt das Nehrungssystem insgesamt 12 Nehrungshaken, die von Norden in südwestliche Richtung einschwenken. WALTHER (1990) deutet in seinen Karten lediglich 9 Nehrungshaken an, die von dem Hauptstrandwall ausgehen (Abb. 18a). THOMAS (1997) weist im Bereich des Naturschutzgebietes den Verlauf von sechs Nehrungshaken nach, die sowohl von Norden kommend nach SE einschwenken als auch weiter südlich von Süden kommend nach NW gekrümmt sind (Abb. 18b).

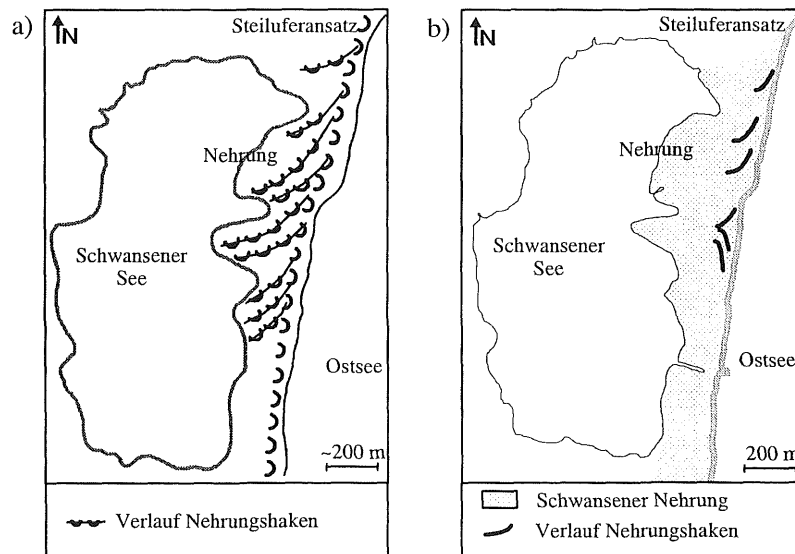


Abb. 18a,b: Skizzen der Schwansener Nehrung.

- a) Schematisierter Verlauf von 9 Nehrungshaken, verändert nach WALTHER (1990)
- b) Schematisierter Verlauf) von 6 Nehrungshaken, verändert nach (THOMAS 1997)

Nördlich des Schönhagener Höhenzuges erstreckt sich die Schleibek Niederung, in der sich offene Wasserflächen im wesentlichen auf die unscheinbare Schleibek (Schleibach) beschränken. Bis zu 8 m hohe Geländekuppen markieren den Verlauf des Weidefelder Höhenzuges, der sich von NW durch das Niederungsgebiet hindurch nach SE bis in das heutige Küstenvorfeld verfolgen läßt (HINTZ 1955, VOSS 1967, PRECHT 1998a). Dieser Höhenzug endet erst in ca. 500 m Uferentfernung in einer Wassertiefe von -7 m NN (Abb. 19) (HINTZ 1955, JAKOBSEN 1998).

Die Schleibek Niederung wird durch ein S-N verlaufendes Nehrungssystem, dem Schleisand, von der Ostsee abgegrenzt (Abb. 11, 27, 29). Dieses System besteht bis zur Schleimündung aus einem etwa 50 m breiten und bis zu 3 m NN hohen, anthropogen überprägten Hauptstrandwall, von dem westlich angrenzende Nehrungshaken von Süden kommend landeinwärts umbiegen (HINTZ 1955, PRECHT 1998, VOSS 1967). Das morphologische Erscheinungsbild dieser Strandwälle gleicht nicht den jüngeren, bis zu 3,3 m NN hohen und bis zu 1 km in die Außenschlei hineinreichenden Hakenbildungen (Abb. 11), die größtenteils die heutige

Lotseninsel aufbauen (HINTZ 1955, VOSS 1967). Eine Ausnahme bilden die bis zu 2,2 m NN hohen Strandwallstaffeln im NW der Lotseninsel, die aufgrund ihres entgegengesetzten Verlaufes einem anderen Nehrungssystem zugeordnet werden müssen. Erst seit 1960 stellt die Lotseninsel eine geschlossene Einheit dar (ERFURT & DIERSCHKE 1992).

Im Küstenvorfeld des Untersuchungsgebietes lassen sich aufgrund des primären N-S Verlaufes der Isobathen in dem Tiefenniveau von -6 m bis -26 m NN zwei relative Hoch- und Tieflagen voneinander abgrenzen (Abb. 16), deren Höhendifferenzen 2-4 m betragen (JAKOBSEN 1998). Eine der Hochlagen ist die seewärtige Verlängerung des Schönhagener Steilufers, die sich gestützt auf neueste Untersuchungen bis zu 4,3 km Uferentfernung und einer Wassertiefe bis zu -20 m NN erstreckt (JAKOBSEN 1998). Die andere Hochlage säumt den nördlichen Schleisand und die Lotseninsel (Abb.16). Letztere ist von der Schleimünder Fahrinne über eine Länge von ca. 750 m bis zu -7 m NN eingeschnitten (HINTZ 1955, VOSS 1967). Die großräumigen Tieflagen befinden sich jeweils in seewärtiger Verlängerung der Niederungen (Abb. 16).

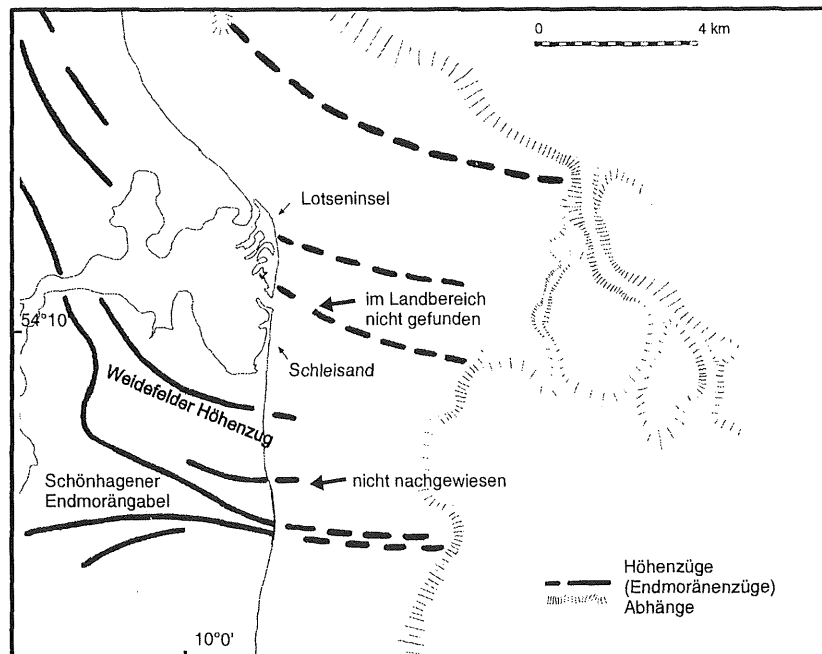


Abb. 19: Die Eisrandlagen im Untersuchungsgebiet Schönhagen; verändert nach Hintz (1955).

Im Vorstrandbereich zwischen Damp und Olpenitz wird dieses großräumige, submarine Relief im ufernahen Bereich maßgeblich durch zwei Sandriffsysteme ausgeglichen, die jeweils an den Steiluferflanken ansetzen und sich nach Norden bzw. Süden, mit zunehmender Verbreiterung bis zu 300 m, vor den Nehrungen entlangziehen (Abb. 11). Diese Sandriffsysteme umfassen ein bis zwei küstenparallel bis sichelförmig verlaufende Riffkörper, die im Bereich der Hafentmolen ufernah enden bzw. seewärtig diffus ausbiegen (Abb. 11). Vor dem Steilufer selbst fehlt ein gut ausgebildetes Sandriffsystem. Dort tritt nur sporadisch eine geringmächtige, nur wenige Dezimeter breite, sandriffähnliche Struktur auf (Abb. 11, 20).

Im Vorstrandbereich der Schleibek-Niederung und des Steilufers sind weitere, lokal begrenzte, morphologische Strukturen zu erkennen, die sich größtenteils auf den Profildarstellungen S-GP1-2 und S-GP5 (Abb. 11, 20-23, 24b) abzeichnen.

Das Profil S-GP1 befindet sich seewärts des Schleisandes etwa auf Höhe des Weidefelder Höhenzuges (Abb. 11, 21). Die Vorstrandbathymetrie wird zunächst durch die dort schmale, lediglich einen Riffkörper umfassende Sandriffzone geprägt, die bereits in 150 m Uferentfernung und 3 m Wassertiefe endet. Seewärts verbleibt die Seegrundoberfläche mit Erhebungen über 1 m jedoch zunächst auffällig unruhig (Abb. 21). Diese Erhebungen gehören einem komplexen, in den anstehenden Seegrund eingearbeiteten System küstennormal verlaufender, lagestabiler Rücken und Rinnen an, die bis zu 50 m Länge, 0,5-4 m Breite und bis zu 2 m Höhendifferenz zwischen Rückenkamm und Rinnensohle aufweisen und erst in Uferentfernungen von 550 m und Wassertiefen von -7 m NN auslaufen (vgl. Kap. 5.2.2., Abb. 21, 22). Die insgesamt etwa 350 m x 600 m große Fläche wird in N-S Erstreckung durch unstrukturierte Abschnitte mehrfach unterbrochen (JAKOBSEN 1998). Die Rückenstrukturen sind zudem in den Randbereichen deutlich flacher, kürzer und in größeren Abständen angeordnet als im zentralen Abschnitt, wo sie überwiegend in Form steiler bis übersteilter, schmaler Grate anzutreffen sind (Tafel 9, Bild 1 u. 2). JAKOBSEN (1998) findet flach ausgebildete Rücken auch im Vorstrandbereich des Steilufers.

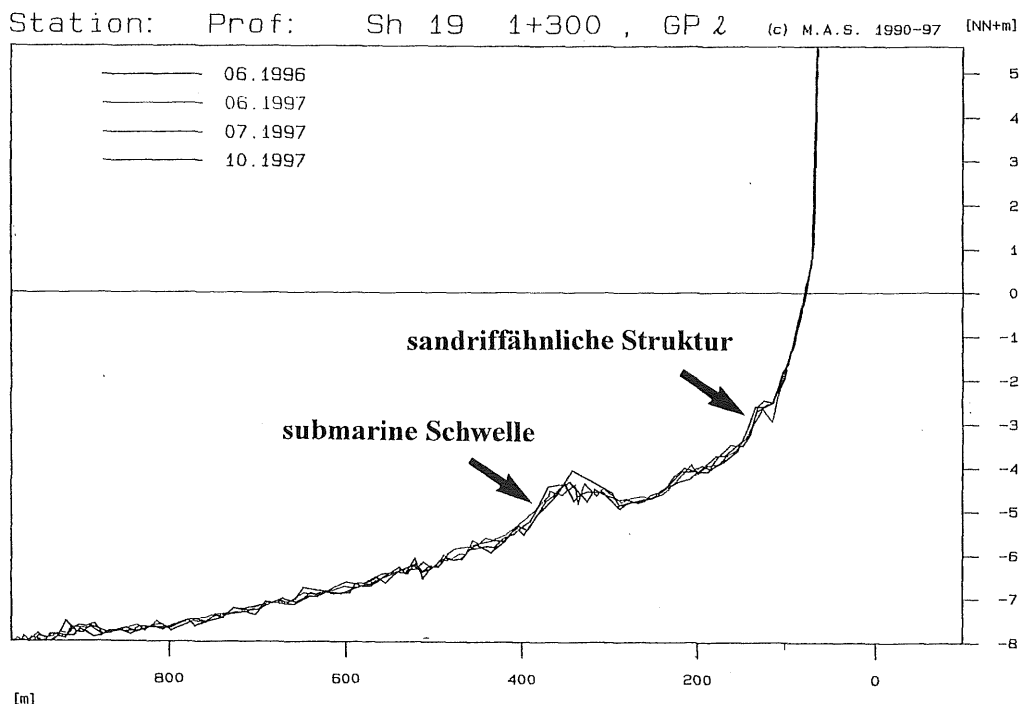


Abb. 20: Morphologische Aufnahmen des Profils S-GP2 vor dem Steilufer Schönhagen

Die Seegrundoberfläche ist etwa 500 m nördlich des Profils S-GP1 in Uferentfernungen von 350 m bis 550 m und Wassertiefen um 5 m nochmals auffällig strukturiert (Abb. 23, Tafel 10 Bild 2). Dort erhebt sich der Seegrund sprunghaft bis zu 1 m. Diese submarinen Hochlagen,

aus denen vereinzelt Überreste ehemaliger Baumbestände herausragen, werden stellenweise von bis zu 5 m breiten und bis zu 1 m tiefen Rinnen durchzogen. Gleichartige Strukturen befinden sich ebenfalls vor der Schwansener Niederung zwischen dem Profil S-GP3 und S-GP4 (Abb.11).

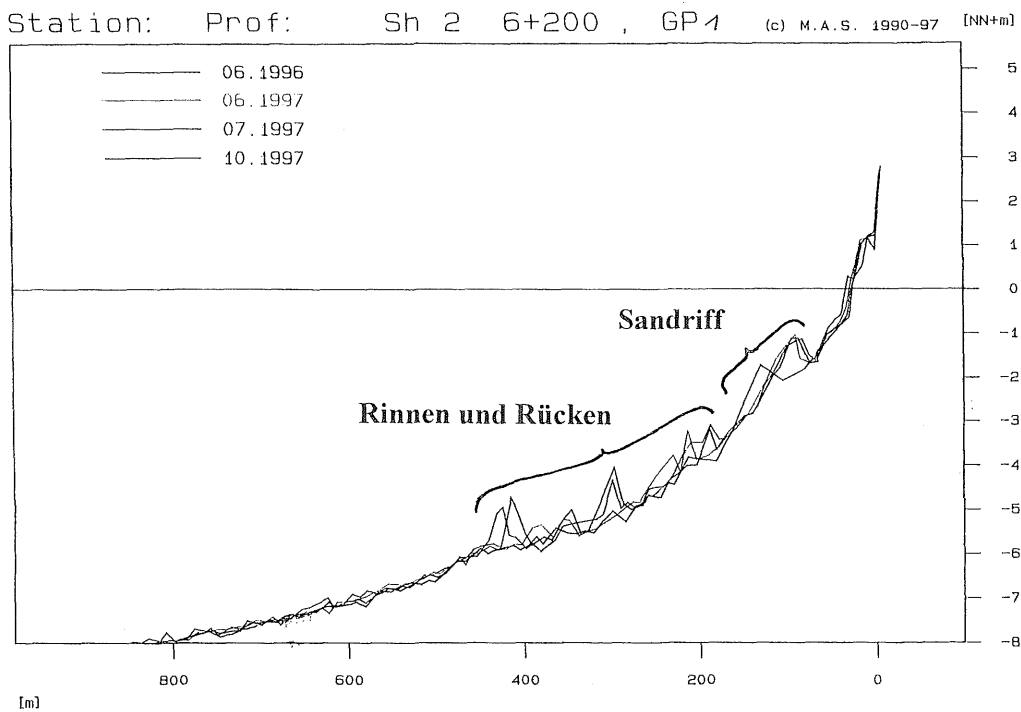


Abb. 21: Morphologische Aufnahmen des Profils S-GP1 vor der Schleibek Niederung.

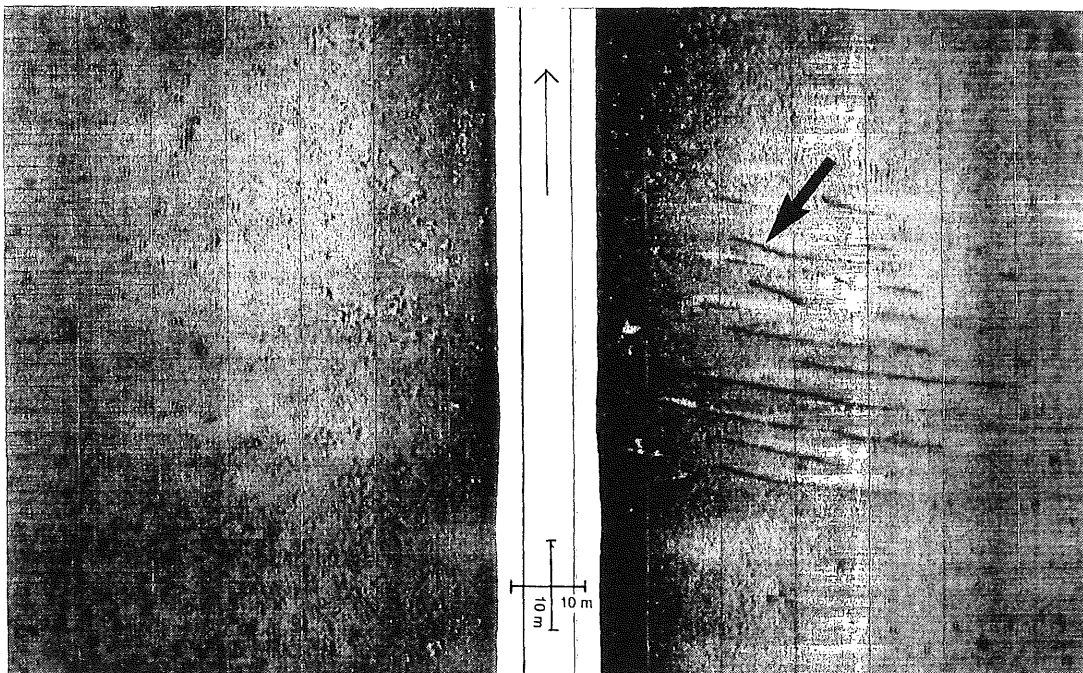


Abb. 22: Seitensicht-Sonar Aufnahme küstennormal streichender Rinnen- und Rücken im Küstenvorfeld der Schleibek Niederung in 6,3 m NN Wassertiefe (JAKOBSEN 1998). Pfeil zeigt auf einen Rücken.

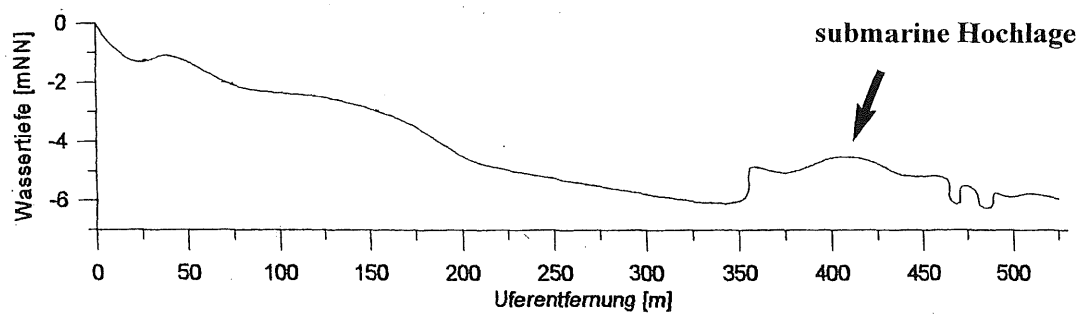


Abb. 23: Submarine Hochlage vor der Schleibek Niederung nördlich des Profils S-GP1.

Vor dem Steilufer tritt eine weitere, jedoch weniger markante morphologische Struktur in Erscheinung, die sich auf dem Profil S-GP2 (Abb. 20) in 300 m Uferentfernung als 100 m breite und bis zu 1 m hohe, küstenparallele Schwelle aus der sonst relativ ausgeglichenen See- grundoberfläche heraushebt. Ihr großräumiger, überwiegend küstenparalleler Verlauf verdeutlicht sich u.a. auf der bathymetrischen Karte von HINTZ (1955), auf der sie aus südlicher Richtung kommend nach Norden ausläuft (Abb. 16). Im Vorstrandbereich des südlichen Steiluferansatzes, auf Höhe des Profils S-GP3 (Abb. 11, 24a) ist eine solche submarine Erhebung nicht präsent. Dort beträgt die Neigung auf den ersten 100 m 1:30, im weiteren Verlauf bis zu 1000 m Uferentfernung 1:200. Anders verhält es sich im Vorstrandbereich des nördlichen Steiluferansatzes, wo sich auf dem Profil GP5 zwei ähnlich große, küstenparallel verlaufende Schwellen identifizieren lassen (Abb. 24b).

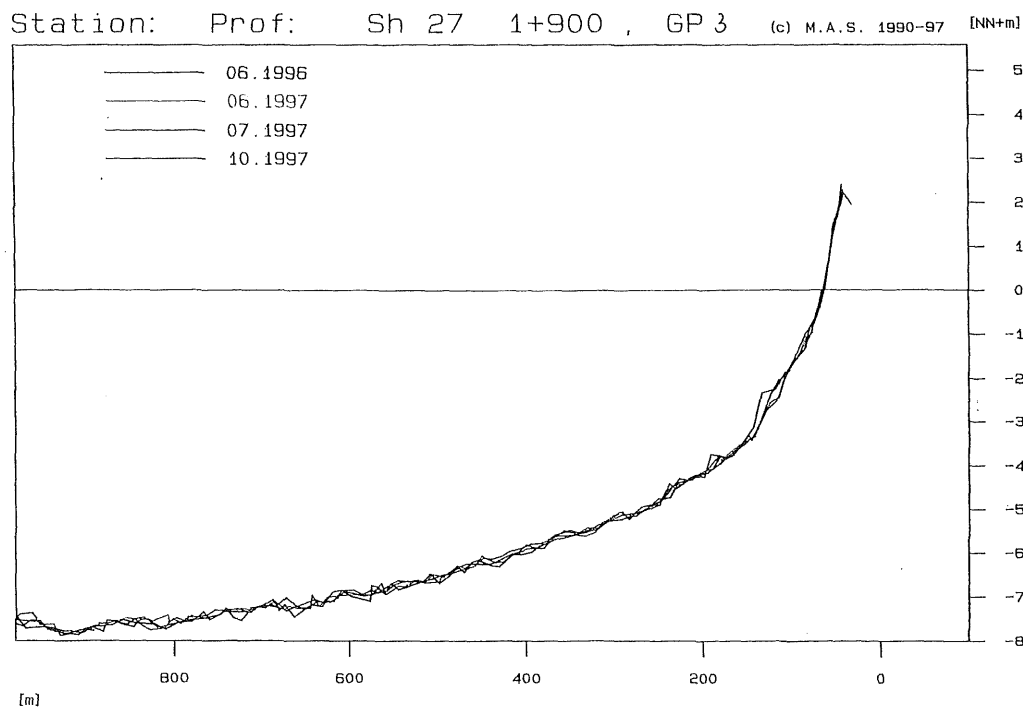


Abb. 24a: Morphologische Aufnahmen des Profils S-GP3 vor dem südlichen Steiluferansatz.

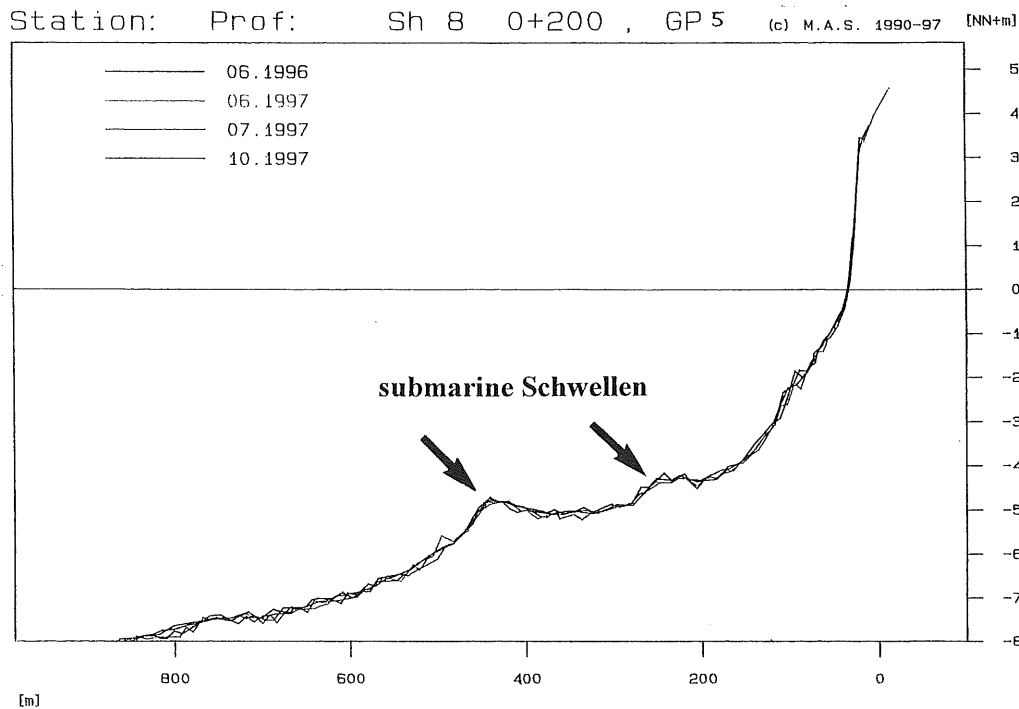


Abb. 24b: Morphologische Aufnahmen des Profil S-GP5 vor dem nördlichen Steiluferansatz.

6.1.1.2 Pleistozäner und holozäner Aufbau des Untersuchungsgebietes Schönhagen

Das Untersuchungsgebiet wurde während der letzten großen Inlandsvereisung (Weichselglazial, 115.000-10.000 Jahre v.h.), durch Gletscherbewegungen und damit verbundenen Materialverfrachtungen nachhaltig geprägt (PRANGE 1979, WALTHER 1990, WALTHER & GROSSMANN 1991). Ältere quartäre und tertiäre Ablagerungen sind dabei vollständig überdeckt worden. Die Quartärbasis lagert im Landbereich nach einer Bohrung bei Kopperby, 5 km westlich Schönhagen, in einer Tiefe von -30 m NN (JOHANNSEN 1980, zitiert in JAKOBSEN 1998). Im Küstenvorfeld befindet sich diese ebenfalls in Tiefen zwischen -31 und -40 m NN. (ATZLER 1995).

Der Schönhagener Höhenzug ist insbesondere entlang des Steilufers über Jahrzehnte mehrfach nach lithologischen und stratigraphischen Gesichtspunkten untersucht worden, um vorrangig dessen Entstehung und die des Umfeldes näher aufzuschlüsseln. Hauptsächlich handelt es sich bei den pleistozänen Ablagerungen des Untersuchungsraumes um Geschiebemergel. Bei Anwesenheit markanter Schmelzwasserablagerungen wird im folgenden explizit darauf hingewiesen. Es sei noch erwähnt, daß sich die bisherigen Erkenntnisse durch ständig veränderte Aufschlußverhältnisse am Steilufer nicht ausnahmslos vereinheitlichen lassen und damit eine großräumige Datenextrapolation nicht ohne Einschränkung vorgenommen werden sollte.

In der Arbeit von CARLÉ (1938) wird der Schönhagener Höhenzug erstmals als angeschnittene Stauchendmoräne identifiziert. GRIPP (1954, 1964), KÖSTER (1959), PRANGE (1979) und WALTHER & GROSSMANN (1991) gehen hingegen von einer aus mehreren Moränen zusammengesetzten Endmoränengabel aus, die zwischen zwei aus NNE und aus SE-SSE vorstoßenden Gletscherzungen entstanden und während eines letzten Gletschervorstoßes geringfügig überprägt wurde. Dabei kam es, wie am Steilufer aufgeschlossen, zur Ablagerung von zwei, teilweise diskordant übereinanderliegenden Geschiebemergelkomplexen mit partiell zwischengeschalteten bzw. unter- und überlagernden Schmelzwassersedimenten (KÖSTER 1959, PRANGE 1979, PRECHT 1998a, WALTHER 1990, WALTHER & GROSSMANN 1991). Letztere setzen sich aus bis zu mehreren Metern mächtigen, größtenteils glazialtektonisch beanspruchten Tonen, Schluffen, Sanden und vereinzelt auch kiesigen Ablagerungen zusammen.

Die Unterscheidungskriterien der Geschiebemergel beschränken sich im wesentlichen auf Kornzusammensetzung und Lagerung (PRANGE 1979, WALTHER & GROSSMANN 1991, WEINHOLD 1989). Der untere Geschiebemergelkomplex ist vergleichsweise toniger bis schuffiger und enthält deutlich weniger grobe Geschiebe (PRANGE 1979, WALTHER 1990). Nach PRANGE (1979) wird dieser von sandigen Lagen und Sandschichten durchzogen. Falten- und Stauchungsstrukturen, insbesondere im zentralen Kliffabschnitt deuten auf eine teilweise intensive, glazialtektonische Beanspruchung hin. Die Mächtigkeitsangabe beschränkt sich auf die am Kliff erreichten Höhen bis zu über 15 m Schmelzwasserablagerungen im Liegenden des unteren Geschiebemergelkomplexes (KÖSTER 1959, WALTHER & GROSSMANN 1991) wurden anhand eigener Bohrungen im nördlichen Strandabschnitt bestätigt.

Der obere Geschiebemergelkomplex ist wesentlich sandiger und weist einen deutlich höheren Gehalt an Geschieben, im zentralen Kliffabschnitt sogar in Form von Geschiebebändern, auf. Im südlichen Abschnitt sind teilweise 1 m mächtige, linsenartige Sandeinschaltungen aufgeschlossen (WALTHER & GROSSMANN 1991). Dieser Komplex läßt sich über das gesamte Kliff mit Mächtigkeiten zwischen 1 m im zentralen Abschnitt und bis zu 10 m (WALTHER & GROSSMANN (1991) in den Randbereichen verfolgen.

Insgesamt läßt sich das Kliff anhand der glazialtektonisch bedingten Lagerungsstrukturen in zwei (GRIPP 1954, PRANGE 1979) bzw. drei Abschnitte gliedern (KÖSTER 1959, THOMAS 1997, WALTHER & GROSSMANN 1991, WEINHOLD 1989). Hierbei wird der zentrale Kliffbereich einheitlich als Hauptfaltungs- und Stauchungszone ausgewiesen. In den Randbereichen werden generell deutlich weniger tektonische Elemente beschrieben. Während die vorrückenden Gletscherzungen den Schönhagener Höhenzug anlegten, verursachten sie im Bereich der heutigen Niederungen und des vorgelagerten Seegrundes gleichzeitig tiefere Ausschürfungen der Geländeoberfläche (DUPHORN et al. 1995, GRIPP 1954, PRANGE 1979, WALTHER 1990).

Die Schwansener Niederung wird landwärts großräumig von Moränenzügen flankiert (THOMAS 1997, WALTHER 1990). Im Bereich des Schwansener Sees gestaltet sich die pleistozäne Oberfläche dann in Form einer ausgedehnten Beckenstruktur (WALTHER 1990). Diese erreicht im Liegenden des Schwansener Nehrungssystems eine durchschnittliche Tiefenlage von -4,5 m NN und wird dort von zwei bis zu 200 m breiten und bis auf -10 m NN bzw. -13 m NN hinabreichende Rinnen (Abb. 25) lokal vertieft (THOMAS 1997).

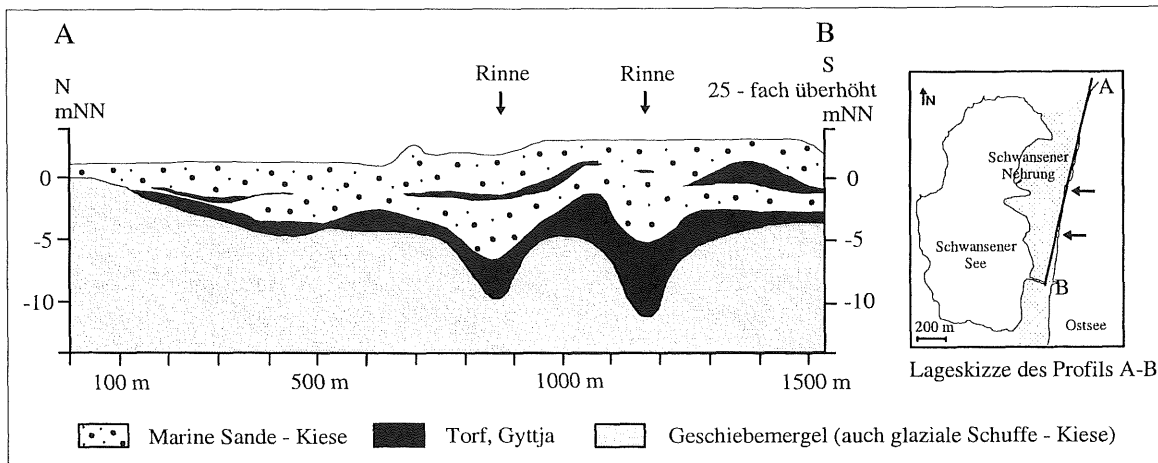


Abb. 25: Geologisches Profil entlang der Schwansener Nehrung; schematisiert nach (THOMAS 1997).

Die pleistozäne Oberfläche der Schleibek Niederung ist insbesondere durch den Weidefelder Moränenzug (HINTZ 1955, VOSS 1967) stärker zergliedert und fällt durchschnittlich nur auf -1 bis -2 m NN ab. Größere Tiefen von -3,5 m NN bzw. -4,8 m NN treten nördlich von Schönhagen und südlich der Hafenanlage Olpenitz im Liegenden des Schleisandes und des vorgelagerten Strandes auf (PRECHT 1998a, Abb. 26). Diese relativen Tieflagen werden durch einen 500 m breiten und bis zu 2 m NN hohen, mit Schmelzwassersedimenten bedeckten Geschiebemergelrücken voneinander getrennt (Abb. 26), der nach neuen sedimentologischen Befunden als Fortsetzung des Weidefelder Moränenzuges angesehen werden kann und zeitweilig als Steilufer (Abb. 27) angeschnitten war (HINTZ 1955, PRECHT 1998a).

Nördlich der Schleibek Niederung grenzt die Außenschlei an, in der die pleistozäne Oberfläche meist schon oberhalb -5 m NN angetroffen wird (HORN 1965, VOSS 1967). In seewärtiger Richtung, d.h. auf Höhe der vorgelagerten Nehrungssysteme taucht diese dann in mehreren rinnenartigen Vertiefungen bis zu -8 m NN ab. Einige dieser großangelegten Rinnenstrukturen werden von HINTZ (1955), HORN (1965) und VOSS (1967) als postglaziale Entwässerungsrinnen und zugleich als ehemalige Schleimündungsarme ausgewiesen (Abb. 28).

Der südlichste und zugleich tiefste NW-SE verlaufende Mündungsarm, befindet sich im Bereich der Hafenanlage Olpenitz (HORN 1965, VOSS 1967). HORN (1965) findet dort noch weitere Rinnen, von denen zwei im Liegenden des Schleisandes aus südwestlicher Richtung kommend, seewärts in den Hauptmündungsarm einmünden (Abb. 29).

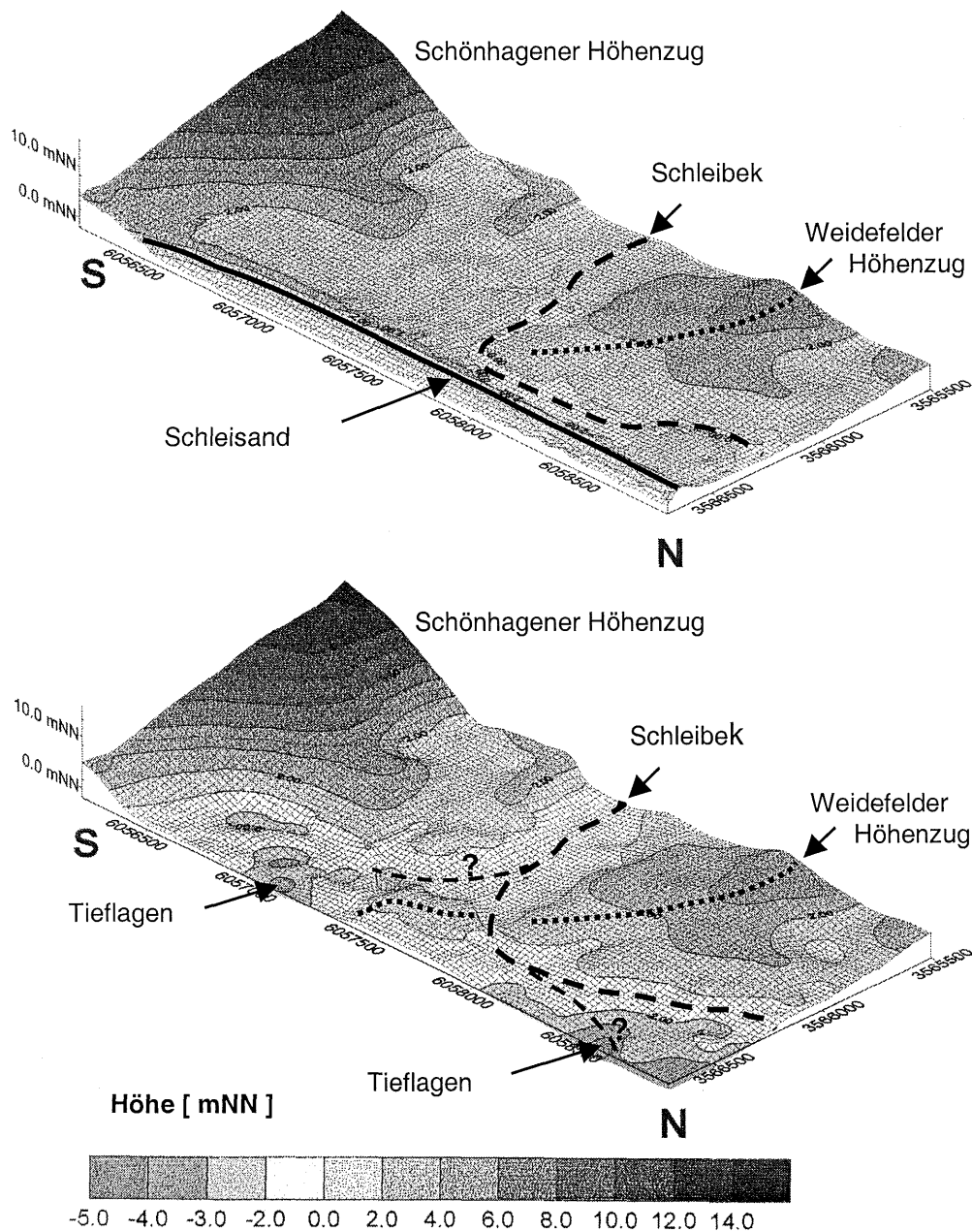


Abb. 26: Pleistozäne Oberfläche in der Schleibek-Niederung (PRECHT 1998a).

Weiter nördlich ist die pleistozäne Oberfläche erneut durch die heutige Schleimünder Fahr-
rinne eingetieft. Nach HINTZ (1955) durchschneidet diese die Überreste einer seewärts anzu-
treffenden Endmoränenlage, die nach dessen Aussage als Untiefe auch unter dem nördlichen
Schleisand und der südlichen Lotseninsel lagern müsste (Abb. 27). Angaben über die Tiefen-
lage der pleistozänen Oberfläche beschränken sich im dortigen Landbereich bislang jedoch
auf den nördlichsten, in die Schlei hineinreichenden Schleisander Nehrungshaken mit über -5
m NN (VOSS 1967). Auf der südlichen Lotseninsel wurde das Anstehende mit 2 m tiefen
Bohrungen ebenfalls nicht erreicht (RUPRECHT 1999). VOSS (1967) traf es etwa 300 m
nördlich der Schleimündung bei -3,10 mNN an. Nach insgesamt etwa 700 m in nördliche

Richtung lagert das Pleistozän dann nach neuesten Bohrungen bei etwa -6 m NN und nimmt dort abermals eine NW-SE verlaufende Rinnenstruktur ein (Abb. 28). Schließlich verflacht sich das unter der Lotseninsel befindliche pleistozäne Relief und zeichnet sich im nördlichen Nahtstellenbereich an der Geländeoberfläche ab. Der von HINTZ (1955) und VOSS (1967) angegebene, bis 1960 ansatzweise noch offene nördliche Schleimündungsarm prägt sich im anstehenden Untergrund nicht markant aus.

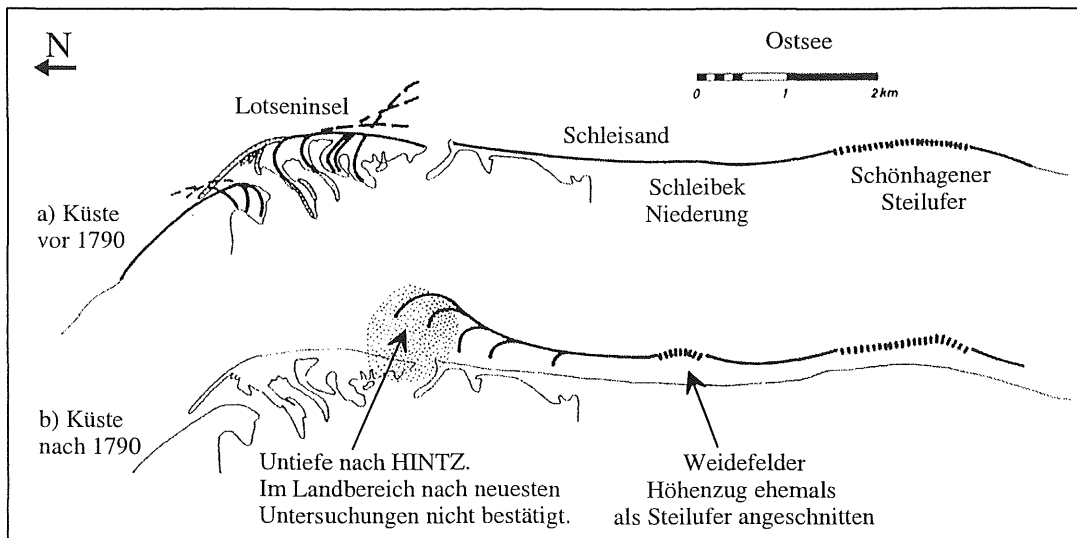


Abb. 27: Küstenentwicklung des nördlichen Schönhagener Untersuchungsgebietes: a) vor und b) nach 1790; verändert nach HINTZ (1955).

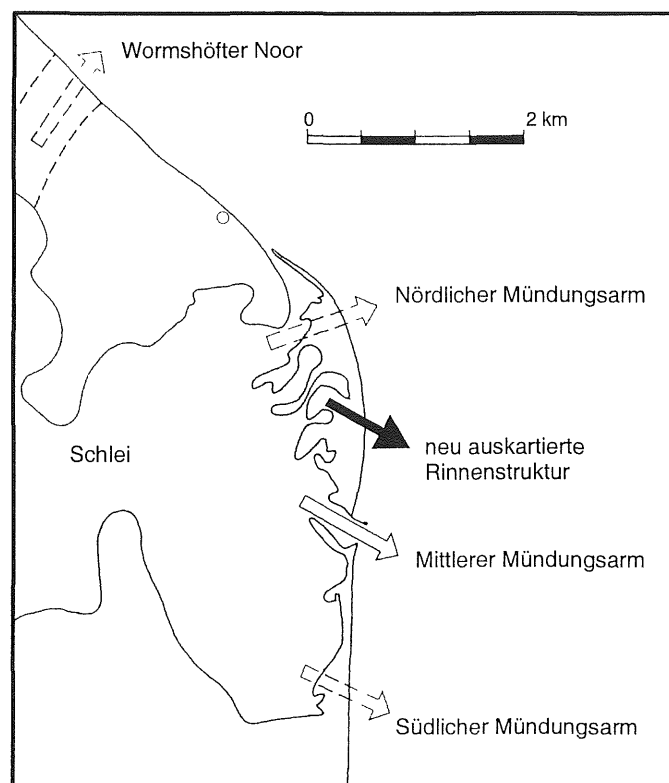


Abb. 28: Ehemalige Schleimündungsarme; verändert nach HINTZ (1955).

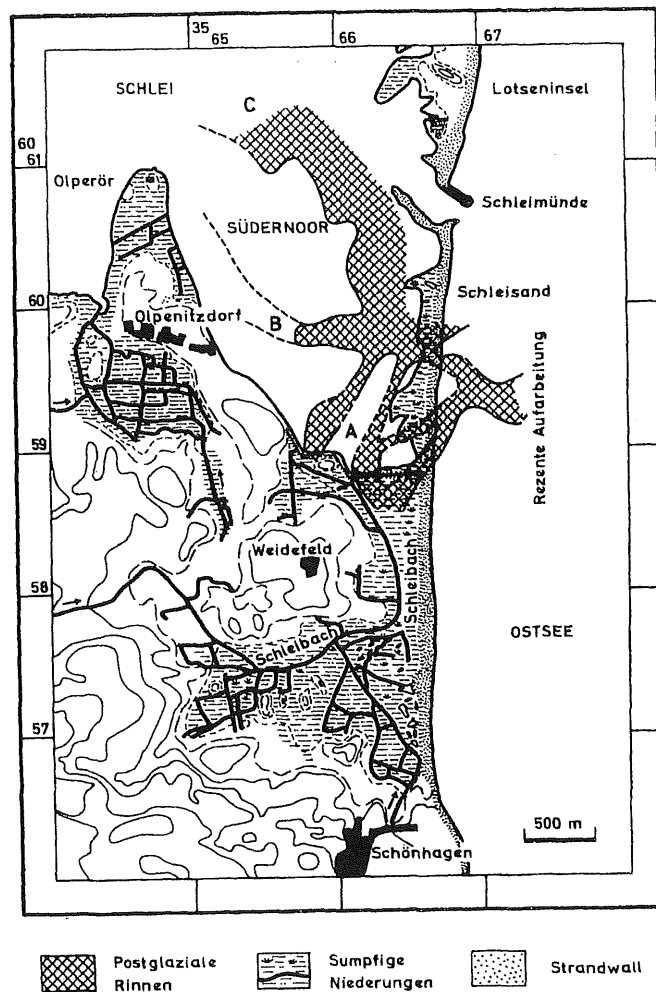


Abb. 29: Rinnenstrukturen unter dem Schleisand (HORN 1965).

Im Küstenvorfeld setzen sich die bislang beschriebenen, das Pleistozänrelief prägenden Großstrukturen bzw. deren Relikte ausnahmslos fort. Die pleistozäne Oberfläche wird hauptsächlich von einem Geschiebemergelkomplex eingenommen, dessen Feinfraktions- und Geschiebegehalt räumlichen Variationen unterliegt (JAKOBSEN 1998). Die am Steilufer aufgeschlossenen zwei Geschiebemergelkomplexe und Schmelzwasserablagerungen können im Küstenvorfeld nicht ausgewiesen werden. Es scheint, als sei der jüngere Geschiebemergelkomplex bereits vollständig erodiert (JAKOBSEN 1998). Schmelzwassersedimente lagern meist unter einer geringmächtigen Geschiebemergel- oder Grobsedimentdecke des unteren Geschiebemergelkomplexes und erreichen partiell Mächtigkeiten über 6 m. Größere flächendeckende Vorkommen wurden bislang nicht aufgefunden.

Entlang der submarinen Hochlagen steht das Pleistozän, von einer meist geringmächtigen Lockersedimentbedeckung abgesehen, direkt am Seegrund an. Die Präsenz der vor dem Schönhagener Steilufer küstenparallel verlaufenden Schwellen (Abb. 16, 20) sowie die, insbesondere vor dem Weidefelder Moränenzug anzutreffenden, küstennormal ausgerichteten

Rinnen- und Rückenstrukturen (Abb. 21, 22, Tafel 9 Bild 1,2) läßt sich anhand des bislang ermittelten glazialgeologisch-sedimentologischen Aufbaus nicht erklären.

Die zwei im Landbereich der Schwansener Niederung angetroffenen, postglazial angelegten Rinnenstrukturen lassen sich auf der Datenbasis von JAKOBSEN (1998) seewärts über 4000 m in südöstliche Richtung verfolgen (Abb. 30).

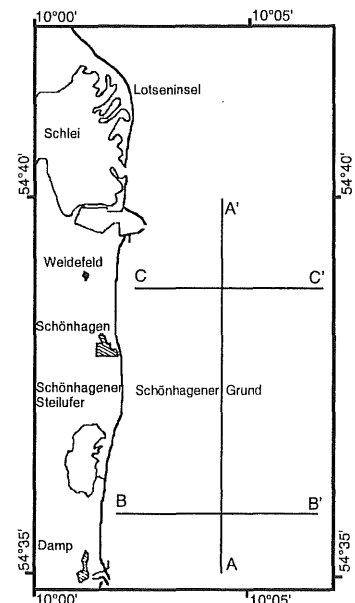
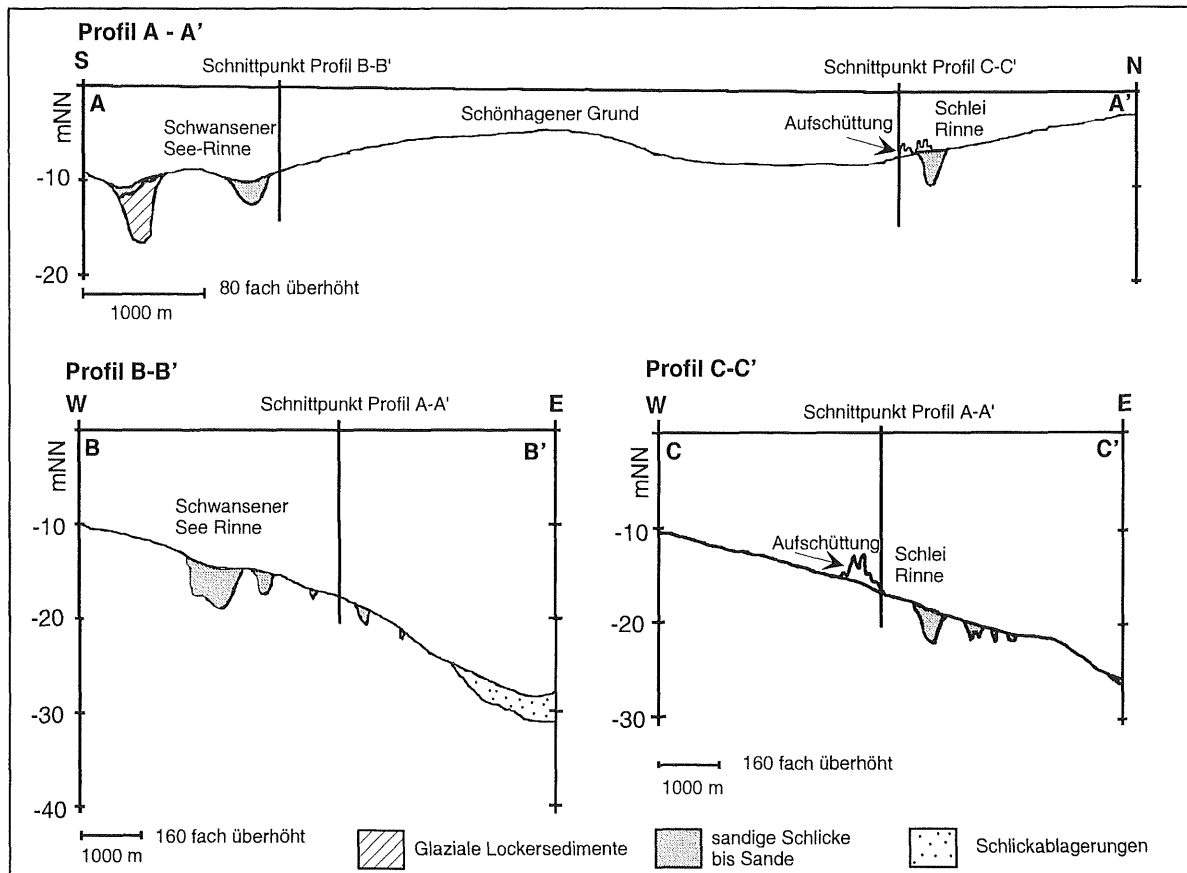


Abb. 30: Geologische Profile aus dem Küstenvorfeld des Untersuchungsgebietes Schönhagen; verändert nach JAKOBSEN (1998).

Wie auch im Landbereich ist die weiter südlich gelegene Rinne fortlaufend stärker in das Pleistozän eingetieft und streckenweise mit über 800 m wesentlich breiter (Abb. 30). In etwa 3500 m Uferentfernung ist nur diese dann nahezu vollständig mit über 6 m mächtigen Schmelzwasserablagerungen verfüllt. Die nördliche Rinne erreicht dort lediglich eine Tiefe von über 2 m.

Auch das postglazial angelegte Entwässerungssystem der Außenschlei erstreckt sich mit seinen ebenfalls NW-SE verlaufenden Rinnenstrukturen weit in das heutige Küstenvorfeld. Die südlichste der im Landbereich identifizierten Rinnen erreicht auf den ersten 500 m seewärts des Hafens Olpenitz eine Tiefe von über -9 m NN (HORN 1965, VOSS 1967). Nach neuesten seismischen Aufzeichnungen des Seegrundes läßt sich diese insgesamt über 4000 m und bis zu -23 m NN verfolgen (Abb. 30). Dort ist sie über 400 m breit und etwa 3,5 m tief. Während diese Rinnenstruktur vollständig verfüllt ist und somit die aktuelle Bathymetrie nicht prägt, zeichnet sich die weiter nördlich liegende, heutige Schleimünder Fahrrinne deutlich am Seegrund ab. Genauere Angaben zur Tiefenlage des dortigen pleistozänen Reliefs liegen jedoch nicht vor. Es ist demnach nicht sicher, ob die Rinnensohle direkt in das Pleistozän eingeschnitten ist und inwieweit dort bereits vor der anthropogenen Umgestaltung dieses Küstenabschnittes eine im Postglazial angelegte Rinnenstruktur vorgelegen hat. Die dritte, bereits im Liegenden der Lotseninsel angetroffene Rinnenstruktur wurde nach VOSS (1967) im Seebereich über 500 m verfolgt. Dort erreicht sie eine Breite von etwa 200 m und ist über 2 m tief (> -6 m NN).

Im Zuge der holozänen Entwicklung kam es in wassererfüllten bzw. vernähten Senken und Rinnen zur Ablagerung organogener Sedimente. In der Schwansener Niederung erreichen diese heute Mächtigkeiten bis zu über 6 m und verursachen durch die Verfüllung der dortigen pleistozänen Tieflagen eine Einebnung des tieferen Untergrundes (Abb. 25). Im Bereich des Schwansener Nehrungssystems entfallen etwa 40% des holozänen Materials auf die organogenen Sedimente. In der heute bereits vollständig verlandeten Schleibek Niederung hingegen lagern überwiegend 1-2 m mächtige Torfe. Größere Mächtigkeiten von über 3 m beschränken sich auf die hauptsächlich im Liegenden des Schleisandes und des vorgelagerten Strandes befindlichen pleistozänen Tieflagen, die mit Torfen, Gytjen (See-Sedimente) und Seekreiden aufgefüllt sind. Im Liegenden der Lotseninsel erreichen diese nur selten Mächtigkeiten von etwa 1 m.

Im Küstenvorfeld läßt sich organogenes Material hauptsächlich innerhalb der seewärtig austreichenden pleistozänen Tieflagen antreffen. Bislang liegen jedoch, mit Ausnahme einiger Vorkommen im Vorstrandbereich, keine flächendeckenden Mächtigkeitsangaben vor, da sich diese Sedimente in seismographischen Aufzeichnungen nicht von den meist überlagernden marinen Sanden und Schlickern differenzieren lassen JAKOBSEN (1998).

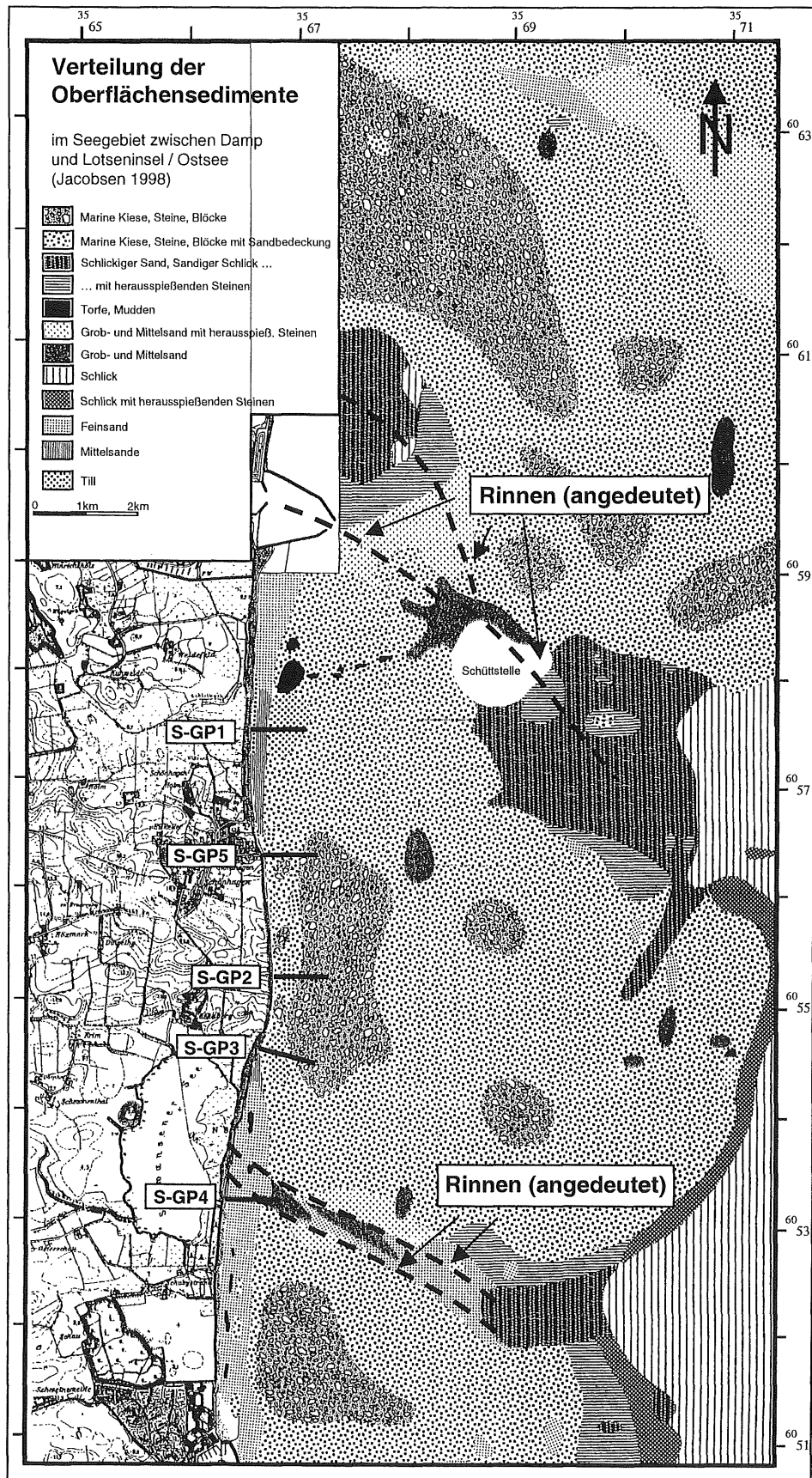


Abb. 31: Verteilung der Oberflächensedimente im Küstenvorfeld des Untersuchungsgebietes Schönshagen (JAKOBSEN 1998).

Vor den Niederungen stehen Torfe und Gytjen bis zu 600 m Uferentfernung teilweise großflächig am Seegrund an. In einigen Bereichen lagern sie als bis zu 1 m mächtige Schichtpakete dem Geschiebemergel auf und bilden so markante submarine Hochlagen mit steilen Abbruchkanten und tiefen Erosionsrinnen aus (vgl. Kap. 6.1.1.1, Abb. 23, Tafel 9 Bild 2). Überreste ehemaliger Baumbestände deuten auf zeitweilig semiterrestrische bis terrestrische Bedingungen hin.

Im heutigen Küstenvorfeld werden die glazialen sowie die limnisch bis terrestrischen Ablagerungen weitestgehend von marinen Lockersedimenten bedeckt (Abb. 31). Dennoch läßt sich die Lage ehemaliger Endmoränenzüge und postglazialer Rinnensysteme anhand der Oberflächensedimente deutlich abgrenzen. So werden erstere von den sogenannten Restsedimenten, d.h. von teilweise sandbedeckten Kiesen, Steinen und Geröllen überzogen (Abb. 31). Die Rinnen sind an der Seegrundoberfläche hingegen hauptsächlich von Schlicken und Sanden verfüllt. Die vor den Niederungen ausstreichenden organogenen Ablagerungen werden nicht nur von Riffsanden, sondern auch von Strandwallrelikten überdeckt. Letztere signalisieren die Lage ehemaliger Nehrungshaken und verdeutlichen damit den langfristigen Küsterrückgang mit einer landwärtigen Verlagerung der Nehrungssysteme.

In Wassertiefen zwischen -16 m NN vor den Niederungen, -20 m NN bis -23 m NN vor dem Schönhagener Steilufer und -25 bis -31 m NN vor der Lotseninsel beginnen großflächige Schlickablagerungen (Abb. 24), die alle bislang erwähnten Strukturen und Sedimente weitestgehend abdecken (HINTZ 1955, JAKOBSEN 1998).

6.1.2 Heiligenhafen

Das Heiligenhafener Untersuchungsgebiet wurde in den Jahren 1951 bis 1953, im Rahmen eines groß angelegten, interdisziplinär ausgerichteten Untersuchungsprogrammes erstmals auch umfassend geologisch-sedimentologisch untersucht. Ein Überblick über den geologischen Aufbau und die Genese der geomorphologischen Großeinheiten läßt sich im wesentlichen aus den Arbeiten von BRESSAU (1953, 1957), JENSEN (1997), KABEL (1982), KNOLL (1982), NIEDERMEIER-LANGE (1985), NIEDERMEYER-LANGE & WERNER (1988), KÖSTER (1955, 1961), SCHLIEKER (1997), SEIFERT (1953a, 1953b, 1954, 1955a), SCHMITZ (1953) und STEPHAN (1971, 1985) ableiten. Der bisherige Kenntnisstand wird durch die im Rahmen dieses Vorhabens erhobenen Daten u.a. von PRECHT (1998b) und SCHROTTKE (1997, 1999) mit neuen bzw. aktualisierten Ergebnissen erweitert.

6.1.2.1 Morphologie des Untersuchungsgebietes Heiligenhafen

Das Untersuchungsgebiet Heiligenhafen befindet sich an der Nord- bis Nordwestküste Wagriens. Es erstreckt sich im Landbereich von der Nehrungsspitze des Graswarders bis zu

dem am Heiligenhafener Steilufer auf einer Länge von 1800 m großflächig angeschnittenen, etwa NW-SE ausgerichteten Höhenzug (Abb. 12). Das Steilufer selbst läßt sich auf Grund seiner unterschiedlichen Exponierung in drei Abschnitte gliedern. An den Umbiegepunkten sind Küstenvorsprünge ausgebildet (Abb. 12). Von Osten ausgehend, steigt das Kliff auf den ersten 460 m nach Westen bis auf 11 mNN kontinuierlich an. Von dort biegt es dann nach SW in die Dazendorfer Bucht um und erhöht sich dabei auf den folgenden 540 m bis auf 17 m NN (Abb. 32b). Schließlich schwenkt die Steilküste noch weiter nach SW ein und verflacht dabei langsam wieder bis auf 2,5 m NN.

Nach neuesten Vermessungen wird das Heiligenhafener Kliff von einem durchschnittlich 14 m breiten Strand gesäumt (Abb. 32a). Die folgenden Angaben repräsentieren wiederum gemittelte Werte (vgl. Kap. 6.1.1.1). Dieser steigt im Bereich des östlichen Kliffansatzes über eine Breite von 12 m bis etwa 1,50 m NN am Kliffhaldenfuß bzw. Kliffuß an (Abb. 32b). Nach 200 m in westliche Richtung wird der mit 8 m schmalste Abschnitt erreicht. Er ist dort mit rund 1 m NN am Kliffhaldenfuß bzw. Kliffuß zugleich verhältnismäßig niedrig. Im weiteren Verlauf wird der Strand wieder breiter und vergleichsweise höher. Im Bereich der südwestlichen Steiluferflanke beträgt die Strandbreite schließlich über 20 m bei einer Strandhöhe am Kliffhaldenfuß bzw. Kliffuß von 1,7 m NN. Die morphologische Ausprägung des Strandes ist insgesamt deutlichen Variationen unterworfen, die mit den Bereichen unterschiedlicher Küstenexponierung zusammenfallen (Abb. 32b). Ein Zusammenhang zwischen Kliffhöhe, Strandbreite und dem Strandniveau läßt sich nicht aufzeigen.

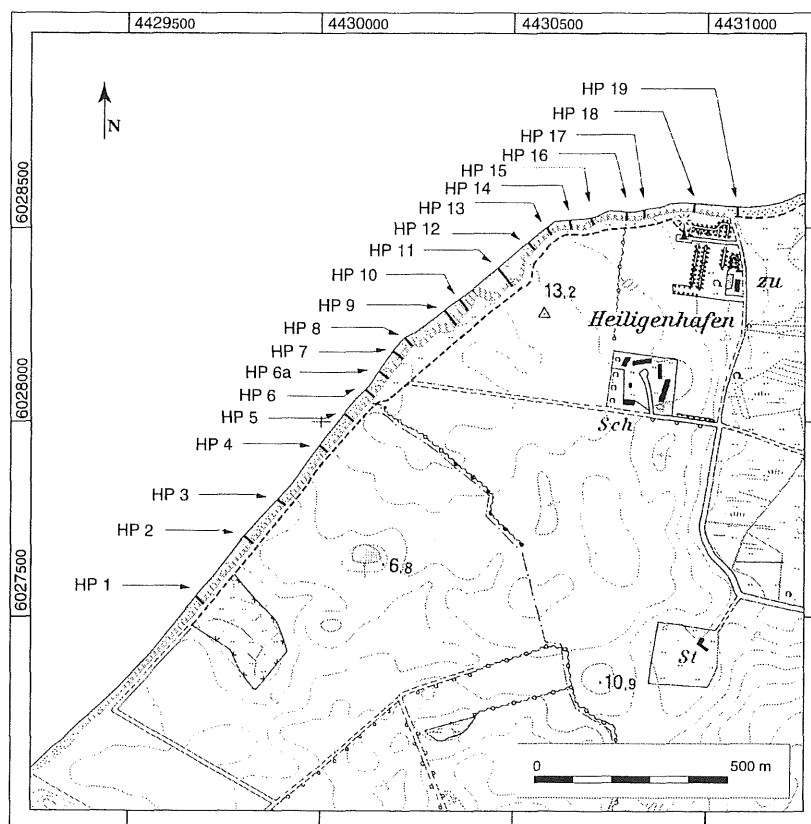


Abb. 32a: Lage der Strandvermessungsprofile in Heiligenhafen.

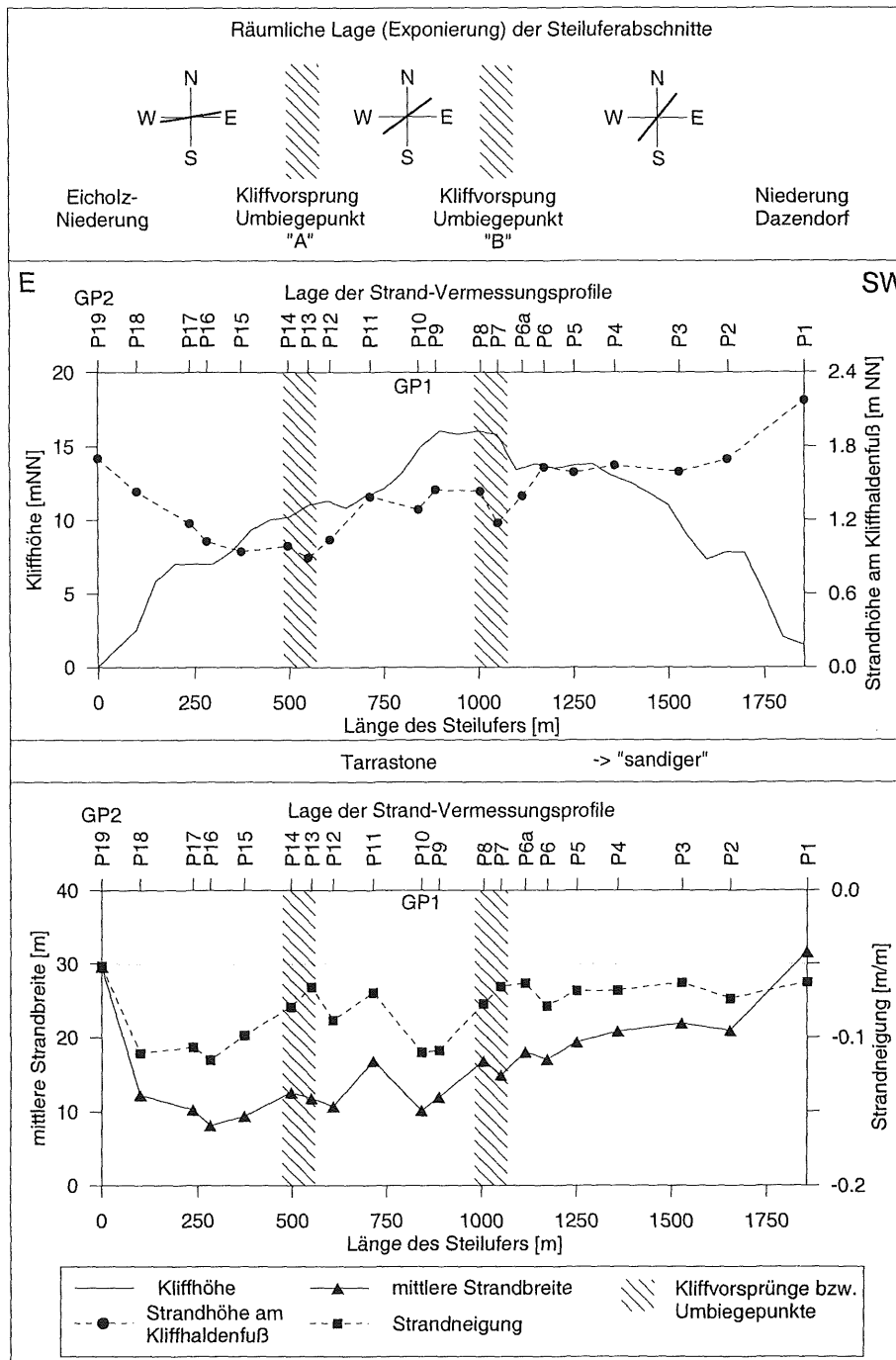


Abb. 32b: Morphologie des Heiligenhafener Steilufers.

Sowohl westlich als auch östlich wird das Heiligenhafener Steilufer von Niederungen flankiert. Die Eichholzniederung östlich des Steilufers ist durch überwiegend offene Wasserflächen charakterisiert. Sie erreicht nur vereinzelt Geländehöhen über 1 m NN. Ein zunächst sehr schmales Nehrungssystem riegelt durch seinen dort bis zu über 2 m NN hohen Hauptstrandwall und den südlich daran angrenzenden, embryonalen Nehrungshaken das überflutungsgefährdete Gebiet von der Ostsee ab. Es kommt jedoch immer wieder zu zeitweiligen Durchbrüchen.

Weiter östlich wird das Nehrungssystem aus Stein- und Graswarder zunehmend breiter und komplexer (Abb. 12). Durch den Nehrungsvorbau in die Heiligenhafener Bucht hinein wird diese immer mehr von der Ostsee abgeschnürt. Der flache Steinwarder ist durch massive Bauwerke und Küstenschutzanlagen größtenteils überprägt, so daß sich der Verlauf einzelner Nehrungshaken heute im Landbereich nicht mehr nachvollziehen läßt. Auf dem wenig anthropogen beeinflussten Graswarder hingegen kann der durch Überdüngung bis zu über 4 m NN hohe, W-E verlaufende Hauptstrandwall mit den daran anschließenden, N-S verlaufenden und nach Osten konvex gekrümmten Nehrungshaken deutlich nachvollzogen werden (Abb. 12).

Bei den Betrachtungen des Heiligenhafener Untersuchungsgebietes, insbesondere der Bathymetrie des Küstenvorfeldes, darf die großräumige Umgebung mit der Insel Fehmarn im Nordosten, der Großenbroder Halbinsel im Osten sowie dem Fehmarnsund als einzige küstennahe Verbindung zwischen der Kieler und der Lübecker Bucht nicht unerwähnt bleiben (Abb. 6). Wassertiefen von über -10 m NN werden im dortigen Küstenraum nur östlich des Graswarders sowie im Bereich der Flügger-Rinne erreicht. Letztere erstreckt sich vom Fehmarnsund mit zunehmender Vertiefung in westliche Richtung und verläuft sich schließlich in der Hohwachter Bucht mit Wassertiefen über -16 m NN (Abb. 6).

Im nördlichen Küstenvorfeld des Heiligenhafener Nehrungssystems wird die -10 m NN Tiefenlinie erst in rund 2,3 km Uferentfernung erreicht und biegt nur auf Höhe des heutigen Übergangsbereiches zwischen dem Stein- und Graswarder leicht um etwa 500 m landwärts ein (Abb. 6). KNOLL (1982) beschreibt dort anhand abschnittsweise detailliert erfaßter Tiefenangaben eine etwa 500 m breite und bis zu 12 m tiefe, S-N verlaufende Rinnenstruktur. Weiter in westliche Richtung nähert sich die 10 m Tiefenlinie immer weiter der Küstenlinie an und wird vor dem Steilufer bereits in 1 km Uferentfernung angetroffen. Dort fällt der Seegrund, im zugleich tiefsten Bereich des Untersuchungsgebietes 2 km seewärts bis auf -16 m NN ab.

Die Bathymetrie des Vorstrandbereiches wird nur vor dem Nehrungssystem von einem gut ausgebildeten Sandriffsystem geprägt, das dem weit in das Küstenvorfeld hineinreichenden Riffsandsockel auflagert und von West nach Ost in bis zu fünf küstenparallele Sandriffkörper auffächert (Abb. 12). Vor der Eichholzniederung und dem Steiluferabschnitt, etwa bis zum Kliffvorsprung "B", ist hingegen nur eine meist geringmächtige, sandriffähnliche Struktur ausgebildet, die mehrmals unterbrochen wird (Abb. 12). Ein Blick auf die Profile H-GP1 und H-GP2 läßt zunächst markante Riffkörper vermuten (Abb. 33a,b). Die 50 m bzw. 100 m breiten und 1-1,5 m hohen wallartigen Strukturen sind jedoch vielmehr submarine Schwellen, die von geringmächtigen Riffsandablagerungen überdeckt werden. Während des Untersuchungszeitraumes veränderte sich diese Situation nur Anfang 1999, als sich im Bereich des Profils H-GP1 ein über 50 cm mächtiger Sandriffkörper entwickelt hatte. Im Vorstrand westlich des Kliffvorsprungs "B" ist wieder ein Sandriffsystem mit ein bis zwei küstenparallel, zeitweilig auch sichelförmig verlaufenden Sandriffkörpern erkennbar, die sich über die gesamte Dazendorfer Bucht erstrecken (Abb. 12).

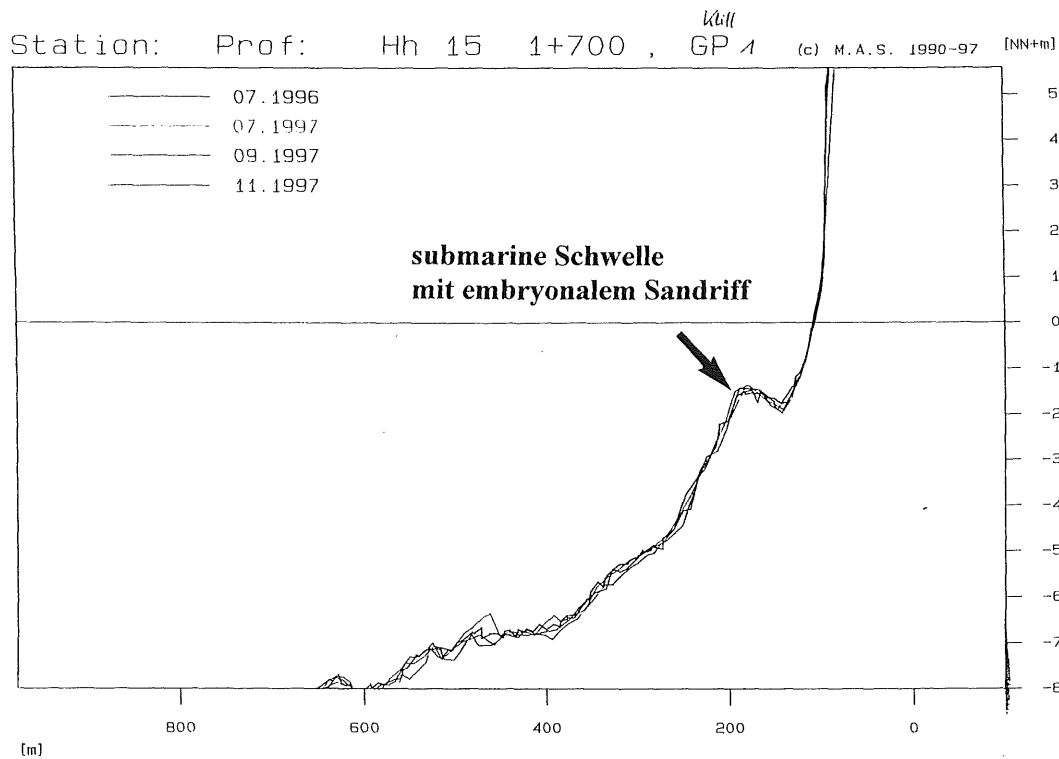


Abb. 33a: Morphologische Aufnahmen des Profils H-GP1.

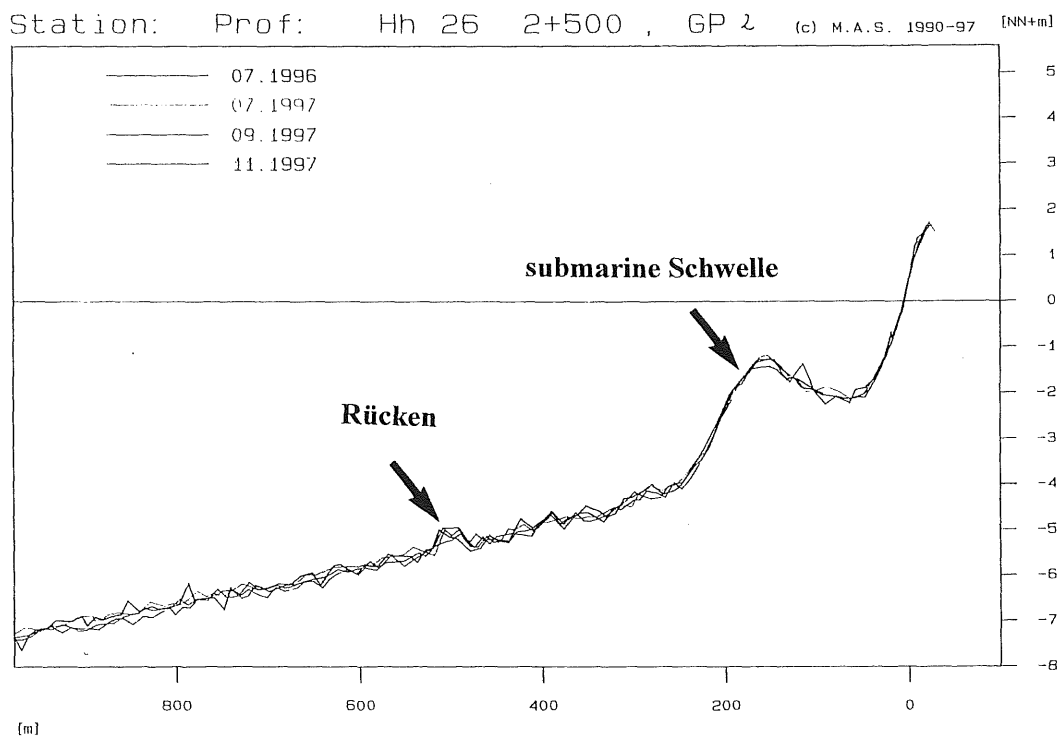


Abb. 33b: Morphologische Aufnahmen des Profils H-GP2.

Morphologische Strukturen in Form küstennormal ausgerichteter, lagestabiler Rinnen und Rücken wie sie bereits aus dem Schönhagener Untersuchungsgebiet bekannt sind (vgl. Kap.

6.1.1.1) wurden sowohl entlang des Profils H-GP2 in unmittelbarer Ufernähe sowie in einer Uferentfernung von etwa 300 m angetroffen. Die Vorkommen unterscheiden sich deutlich in ihrer morphologischen Ausprägung (Tafel 10: Bild 3). Erstere sind als durchschnittlich 50 cm hohe und 1 m breite wallartige Rücken eher uniform, in Abständen von 0,5 m bis 2 m, aneinandergereiht und enden dort bereits in einer Uferentfernung von etwa 25 m. Weiter östlich wurden bei Tauchbeobachtungen Abbruchkanten angetroffen.

Die weiter seewärts befindlichen Vorkommen ($> -4,5$ m NN Wassertiefe) entsprechen dagegen unregelmäßig ausgeformten submarinen Erhebungen, die dort in Abständen bis zu mehreren Metern voneinander und mit Höhen meist zwischen 0,2 bis 0,8 m die dortige See- grundoberfläche prägen (Tafel 11: 3). Weitere Vorkommen wurden u.a. im Vorstrandbereich östlich der "Großen Bühne" (Abb. 12) angetroffen.

6.1.2.2 Pleistozäner und holozäner Aufbau des Untersuchungsgebietes Heiligenhafener

Im Heiligenhafener Untersuchungsgebiet werden drei große weichselzeitliche Gletschereis-Vorstoßphasen ausgewiesen, die zur Entstehung der heute anzutreffenden, pleistozänen Großstrukturen, d.h. der Höhenzüge und Geländedepressionen, geführt haben (SEIFERT 1954). Eine abschließende stratigraphische Einordnung einzelner Ablagerungssequenzen sowie eine einheitliche Vorstellung über die lokalen Vorstoßrichtungen der jeweiligen Gletschereismassen liegen bislang noch nicht vor (JENSEN 1997, SCHLIEKER 1997). Insgesamt reichen die quartären Ablagerungen im Untersuchungsgebiet bis zu 100 m herab (NIEDERMEIER-LANGE & WERNER 1988, HABETHA & RUCK 1953).

Am Heiligenhafener Steilufer werden, vom Liegenden zum Hangenden, bis zu fünf Geschiebemergelkomplexe unterschieden (STEPHAN 1985). Diese sind, vom oberen, diskordant überlagernden, maximal 2 m mächtigen Komplex abgesehen, hauptsächlich mit Schmelzwasser- und Beckenablagerungen sowie kreide- bis tertiärzeitlichem Material aufgefaltet und verschuppt. (JENSEN 1997, KABEL 1982, SCHLIEKER 1997, STEPHAN 1971, 1985). Durch die Vermischung unterschiedlichster Sedimenttypen ergeben sich sehr heterogen zusammengesetzte, d.h. extrem tonig-schluffige bis stark sandige, teilweise deutlich kies- oder kreideführende Geschiebemergel (SEIFERT 1953a). Bemerkenswert ist eine deutliche Zunahme des Sand- und Kiesanteiles im südwestlichen Steiluferabschnitt (JENSEN 1997, STEPHAN 1985). Erwähnenswert sind ferner die tertiärzeitlichen, durch Tonminerale der Montmorillonit-Gruppe besonders quellfähigen und damit im wassergesättigten Zustand extrem plastischen Tarrastone (SEIFERT 1953a). Deren Präsenz wird meist durch Hanginstabilitäten in Form großer Schollenrutschungen sichtbar, wie sie im Bereich des Profils H-GP1 (Abb. 12) anzutreffen sind. Weitere tertiäre Kieselkalkablagerungen (Heiligenhafener Gestein) bilden u.a. eine markante, deutlich gebankte Stauchschuppe, deren Abtrag eine Erhöhung des Grobsedimentanteils verursacht. Eine erhöhte Grobmaterialbereitstellung wird

auch durch das, zwischen dem mittleren und oberen Geschiebemergelkomplex lagernde Stein- und Geröllpflaster hervorgerufen (SEIFERT 1953a).

STEPHAN (1985) beschreibt einen ausgeprägten Faltenbau, der von beiden Steiluferflanken ausgehend, zum zentralen Abschnitt immer enger und steiler wird und sich schließlich als nahezu senkrechte Aufschuppung präsentiert. Die glazialtektonische Beanspruchung zeigt sich zudem in dem teilweise stark geklüfteten und zerscherten Material.

Im Liegenden der heutigen Heiligenhafener Nehrungssysteme vertieft sich die pleistozäne Oberfläche in Form eines E-W gestreckten Gletscherzungenbeckens (KÖSTER 1955, 1961, SEIFERT 1953b, 1955a). Dieses erreicht im Liegenden des Steinwarders eine maximale Tiefe von -15 m NN und verflacht sich in östliche Richtung bei gleichzeitiger Verjüngung langsam im Bereich des heutigen Graswarders bis auf ein Niveau von -8 bis -5 m NN. Erst im Seegebiet östlich der heutigen Graswarderspitze fällt die pleistozäne Oberfläche erneut auf über -10 m NN ab (Abb. 6).

Die Eichholzniederung liegt am westlichen Beckenrand und wird von zwei bis zu -7 mNN tiefen, im heutigen Uferbereich bis zu 250 m breiten Rinnen durchzogen. Dort werden sie durch eine SSW-NNE verlaufende, pleistozäne Hochlage (Eichholz) voneinander getrennt (SEIFERT 1953b). Diese Rinnen gehören möglicherweise zu einem glazial- bis postglazial angelegten bzw. überprägten, weit verzweigten Entwässerungssystem, daß sich über das gesamte Küstenvorfeld verfolgen läßt. Zur Hohwachter Bucht vertieft es sich von Ost nach West bis auf -22 m NN (NIEDERMEIER-LANGE 1985, PRECHT 1998b).

Im Küstenvorfeld sind jedoch nicht nur pleistozäne Vertiefungen anzutreffen, sondern auch die Relikte ehemaliger, überwiegend NE-SW bis E-W verlaufender Moränenzüge einschließlich des partiell über 2,5 km zurückgeschnittenen, am Steilufer aufgeschlossenen Höhenzuges (BRESSAU 1953, 1957, NIEDERMEIER-LANGE 1985, PRECHT 1998b, SEIFERT 1953b, 1955a). Derartig submarine Hochlagen säumen u.a. den nördlichen Rand des Heiligenhafener Gletscherzungenbeckens (KNOLL 1982, PRECHT 1998b, SEIFERT 1953b, 1955a). Im Vorstrandbereich der Eichholzniederung und des Steilufers wird die pleistozäne Oberfläche, wie bereits aus dem Schönhagener Untersuchungsgebiet bekannt, einerseits von küstenparallelen Schwellen aber auch von küstennormal verlaufenden Rinnen- und Rückenstrukturen durchzogen (vgl. Kap. 6.1.1.2, Abb. 33a,b).

Im Küstenvorfeld vor dem Steilufer, lassen sich zwei Geschiebemergelkomplexe großflächig unterscheiden, die diskordant übereinanderlagern (NIEDERMEIER-LANGE 1985). Der obere Komplex wird mit Mächtigkeiten bis zu 6 m jedoch nur im Bereich der submarinen Hochlagen angetroffen und fehlt entsprechend innerhalb der Rinnen. Die im Küstenvorfeld angetroffenen, unterschiedlichen Geschiebemergel, aber auch die u.a entlang der Profile H-GP1 und H-GP2 auffindbaren, glazialtektonisch bedingten Materialverschuppungen und -

Stauchungen (Tafel 11: Bild 4) verdeutlichen die seewärtige Fortführung des am Steilufer aufgeschlossenen, komplexen lithologischen Aufbaus des anstehenden Untergrundes.

Im frühen Holozän war das Heiligenhafener Untersuchungsgebiet noch landfest, wie sich anhand fossiler Bodenhorizonte aus dem weiteren Küstenvorfeld (-13 m NN bis -15 m NN Wassertiefe) aufzeigen läßt (NIEDERMEIER-LANGE 1985). Innerhalb der Geländedepressionen kam es durch Wasseransammlungen u.a. aus den umliegenden Hochlagen zur Ausbildung einer Moor- und Seenlandschaft und damit auch zur Ablagerung organogener Sedimente (NIEDERMEIER-LANGE 1985, KNOLL 1982, SEIFERT 1953b, 1955, SCHMITZ 1953). Erst im Zuge des transgredierenden Meeres wurden die älteren, durchschnittlich 1-2 m mächtigen, terrestrisch-organogenen Ablagerungsfolgen von marinen Sedimenten überlagert. Im Liegenden des Stein- und Graswarders befinden sich die rein organogenen Sedimente unter marinen Tongyttjen (SCHMITZ 1953, DAHM 1956) bzw. Schlicken (SEIFERT 1953b, 1955a), die dann zum Hangenden in wechselgelagerte Schluffe und Feinsande und schließlich in die Sedimente des Riffsandsockels mit dem auflagernden Nehrungssystem (Abb. 12) übergehen (SCHROTTKE 1997, 1999).

Im weiteren Küstenvorfeld befinden sich die organogenen Ablagerungen meist unter mächtigen Schlickern und Sanden, die das Hangende der Rinnen- und Senkenfüllungen darstellen (Abb. 34, 35) und sich deutlich von den auf den pleistozänen Hochlagen (Abrasionsflächen) lagernden, überwiegend groben und zugleich heterogen zusammengesetzten Restsedimenten abheben (BRESSAU 1953, 1957, NIEDERMEIER-LANGE 1985, KNOLL 1982, PRECHT 1998b).

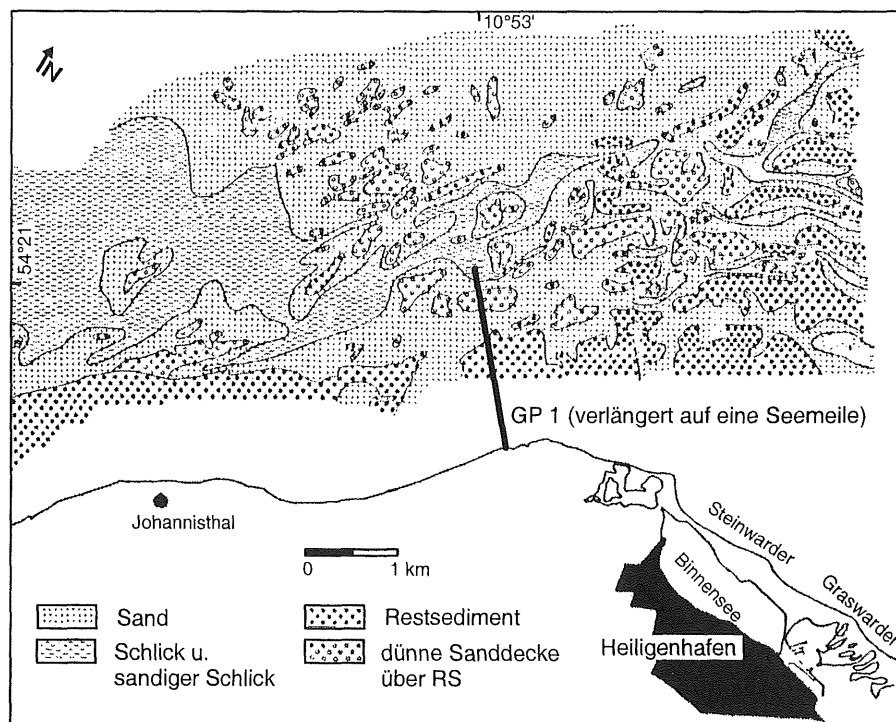


Abb. 34: Verteilung der Oberflächensedimente im westlichen Heiligenhafener Küstenvorfeld im Jahr 1980 (NIEDERMEIER-LANGE 1985).

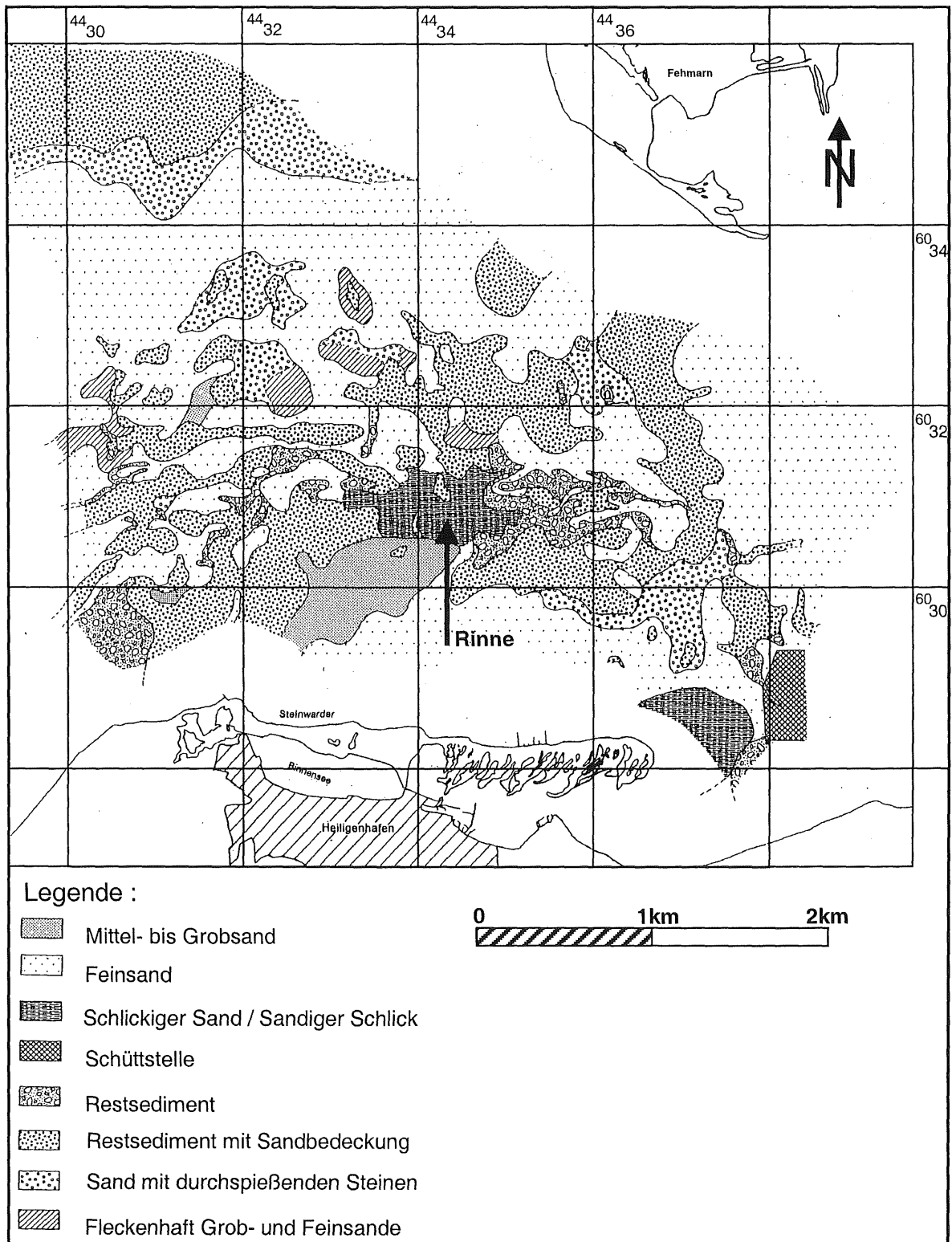


Abb. 35: Verteilung der Oberflächensedimente im Seegebiet zwischen Fehmarn und Heiligenhafen 1995 / 1996 (PRECHT 1998b).

Im Vorstrandbereich hingegen stehen Gytjen und Torfe häufig direkt an der Oberfläche an und bilden insbesondere vor der Eichholzniederung, ähnlich wie in Schönhagen, teilweise markante Oberflächenstrukturen aus (Kap. 6.1.1.2, Tafel 10: Bild 3). Es sei an dieser Stelle

erwähnt, daß es sich bei den vor dem Stein- und Graswarder oberflächennah ausstreichenden organogenen Ablagerungen um stratigraphisch jüngere Bildungen handelt, die erst im Zuge der Nehrungsentwicklung entstanden und örtlich nicht nur von Riffsanden, sondern auch von Relikten, d.h. von Kiesen, Steinen und Geröllen ehemaliger Nehrungshaken überlagert werden (SCHROTTKE 1997, 1999).

Die großflächige Verteilung der Oberflächensedimente ist insgesamt stark an das Relief und die Materialbeschaffenheit des anstehenden Untergrundes gebunden und trotz nachweislicher Sedimentbewegungen, auch in größeren Wassertiefen, lagestabil (Abb. 33, 34). So ließ sich beispielsweise bei einer seewärtigen Verlängerung des Profils H-GP1 im August 1998 exakt die gleiche oberflächennahe Sedimentverteilung aufnehmen, wie aus der Karte von NIEDERMEIER-LANGE (1985) ersichtlich ist (Abb. 34). Der Beginn der Schlicksedi-mentation fällt dort mit der -15 m NN Tiefenlinie zusammen. Der nach SEIFERT (1953a) auf die -10 m NN Tiefenlinie festgelegten Abrasionsbasis läßt sich nach den neuesten Untersuchungsergebnissen nichts entgegenbringen.

6.1.3 Brodten

Das Untersuchungsgebiet Brodten zählt ebenfalls zu den Küstenabschnitten Schleswig-Holsteins, die seit 1937 sehr eingehend untersucht worden sind. Auch hier wurde Anfang der 50-iger Jahre ein interdisziplinäres Untersuchungsprogramm mit dem Ziel durchgeführt, zu prüfen, ob geeignete Küstenschutzmaßnahmen sowohl für das Steilufer als auch für die Flachküstenabschnitte zu treffen sind. Die nachfolgenden Ausführungen über den Aufbau und die Genese der geologisch-morphologischen Großeinheiten basieren u.a auf den Erkenntnissen von BAYERL (1987), BAYERL et al. (1992), DÜCKER (1952), GRIPP (1952), KABEL (1982), KABEL-WINDLOFF (1986), KANNENBERG (1952), OTTO (1952), PETERSEN (1952), RUCK (1952), SEIFERT (1952) und SCHMITZ (1952). Diese werden durch neue Ergebnisse von GELHARD (1998) ergänzt.

6.1.3.1 Morphologie des Untersuchungsgebietes Brodten

Das Untersuchungsgebiet Brodten erstreckt sich von der Travemündung im Osten bis zur Hafeneinfahrt Niendorf im Westen. Es schließt das Küstenvorfeld bis zu einer Uferentfernung von maximal 9 km ein (Abb. 7, 13).

Das prägende Element ist der hauptsächlich NE-SW orientierte, am Brodtener Steilufer auf einer Länge von über 5 km angeschnittene Brodtener Höhenzug. Das Steilufer ist deutlich konvex ausgebildet und springt heute noch über 1,5 km aus einem idealisierten Profil in die Lübecker Bucht vor (Abb. 7). Es läßt sich aufgrund seiner unterschiedlichen Exponierung von NNW-SSE im Osten (B-GP 4), über NW-SE im zentralen Bereich (B-GP3) bis ENE-WSW

(B-GP2) im Westen in mehrere Abschnitte gliedern (Abb. 13, 36a,b). Diese werden teilweise durch Steilufervorsprünge (z.B. bei BP 17) oder Einbuchtungen (zwischen BP3-5 und BP15-17) voneinander begrenzt. Die Höhe des durchschnittlich 15 m NN aufragenden Steilufers variiert deutlich. In zwei Abschnitten u.a. im Bereich des Profils B-GP3 erhebt sich die Kliffkante über 20 m NN (Abb. 13, 36a,b). Es sei an dieser Stelle erwähnt, dass ein Teil der östlichen Steiluferflanke seit mehr als 50 Jahren durch den küstenparallel verlaufenden Sörmandamm vor marinen Abtrag geschützt wird (Abb. 13). Dieser Steiluferabschnitt wird in den folgenden Betrachtungen nicht einbezogen.

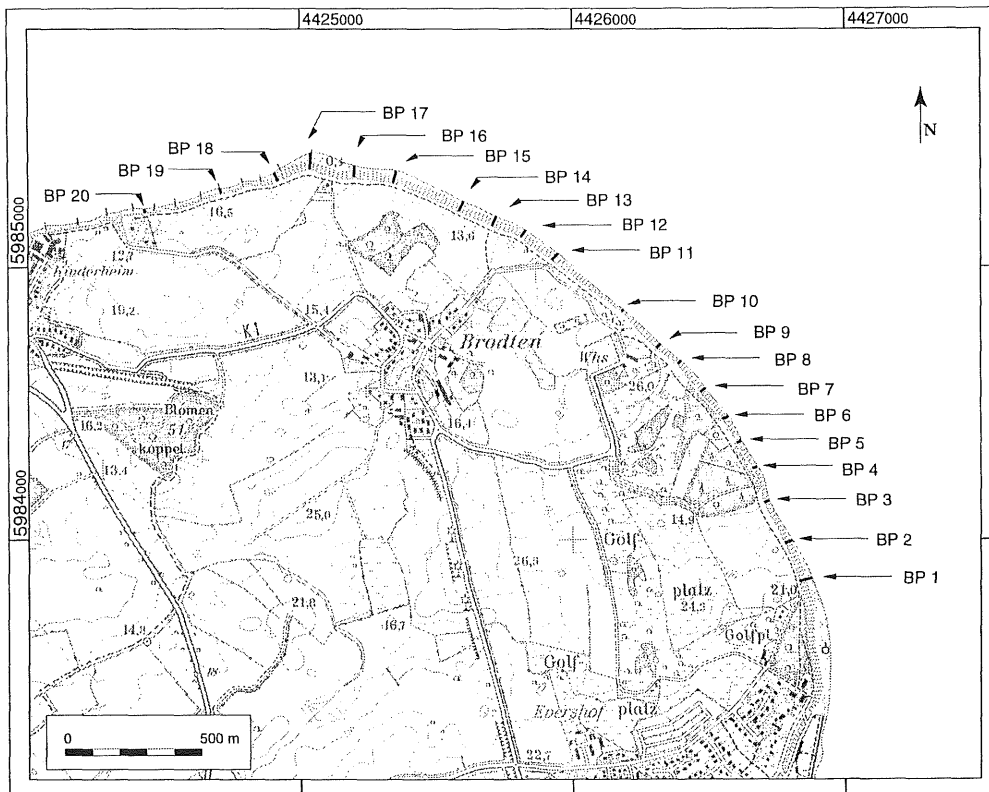


Abb. 36a: Lage der Strandvermessungsprofile in Brodten.

Der dem Kliff vorgelagerte Strand ist durchschnittlich 14 m breit (vgl. Kap. 6.1.1.1). Auffällig ist die im Mittel relativ geringfügig variierende Strandneigung von 1:10 (Abb. 36b). Die breiteren Strandbereiche charakterisieren sich durch einen hochliegenden Kliffhaldenfuß bzw. Kliffuß, der auf dem Profil B-GP4 (BP1) im Mittel bis zu 2,10 m NN reicht. Die schmalen Strandbereiche sind hingegen entsprechend niedriger, was anhand des Profils BP4 deutlich wird (Abb. 36b). Ein Zusammenhang zwischen Kliffhöhe und morphologischer Strandausprägung läßt sich nicht aufzeigen.

Vom Steilufer bis zur Travemündung fällt die Geländeoberfläche nur in einem schmalen, küstennahen Streifen auf Werte unterhalb von 3 m NN ab. Ein ausgeprägtes Nehrungssystem, vergleichbar dem östlich der Travemündung befindlichen Priwall, ist dort nicht erkennbar. Westlich des Steilufers hingegen erstreckt sich ein über 2 km langes und 800 m breites

Nehrungssystem (BAYERL et al. 1992), das die Hemmelsdorfer Niederung von der Ostsee abgrenzt.

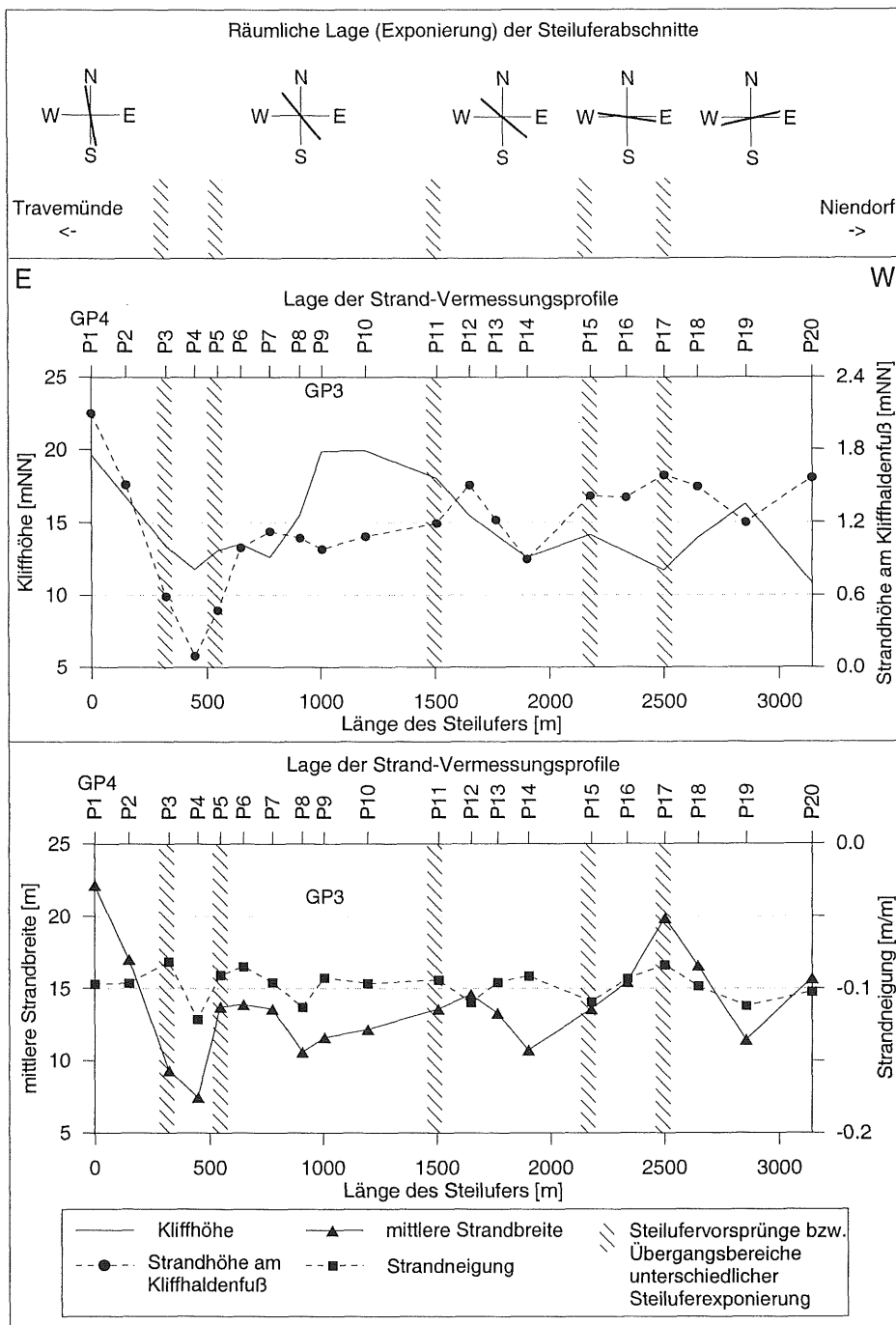


Abb. 36b: Morphologie des Brodtenner Steilufers.

Das Küstenvorfeld wird maßgeblich durch die submarine Fortsetzung des Brodtenner Höhenzuges geprägt, der sich nach GRIPP (1952) und RUCK (1952) bis 6 km in nordöstliche Richtung, nach neuesten Untersuchungen sogar bis zu einer Uferentfernung von 8 km und Wassertiefen um -23 m NN verfolgen läßt (GELHART 1998). An den Flanken, d.h. vor den Flachküstenabschnitten biegen die Tiefenlinien landwärts ein, so daß dort größere Wassertiefen von über -10 m NN bereits in Uferentfernungen von rund 1 km erreicht werden (Abb. 37). Die

tieferen Bereiche werden von Rinnensystemen eingenommen. Im Küstenvorfeld der Hemmelsdorfer Niederung lassen sich zwei Rinnen ausweisen (BAYERL et al. 1992, GELHART 1998), die durch eine submarine Hochlage teilweise voneinander getrennt werden. Letztere wird in Uferentfernungen etwa zwischen 1000 m und 1500 m unterbrochen, wie sich auf dem Profil B-GP1 durch den vergleichsweise steilen Abhang mit einer Neigung von 1:9 (Abb. 38) ankündigt. Insgesamt streichen alle morphologischen Großstrukturen, sowohl im Land- als auch im Seebereich überwiegend N-S bis NE-SW.

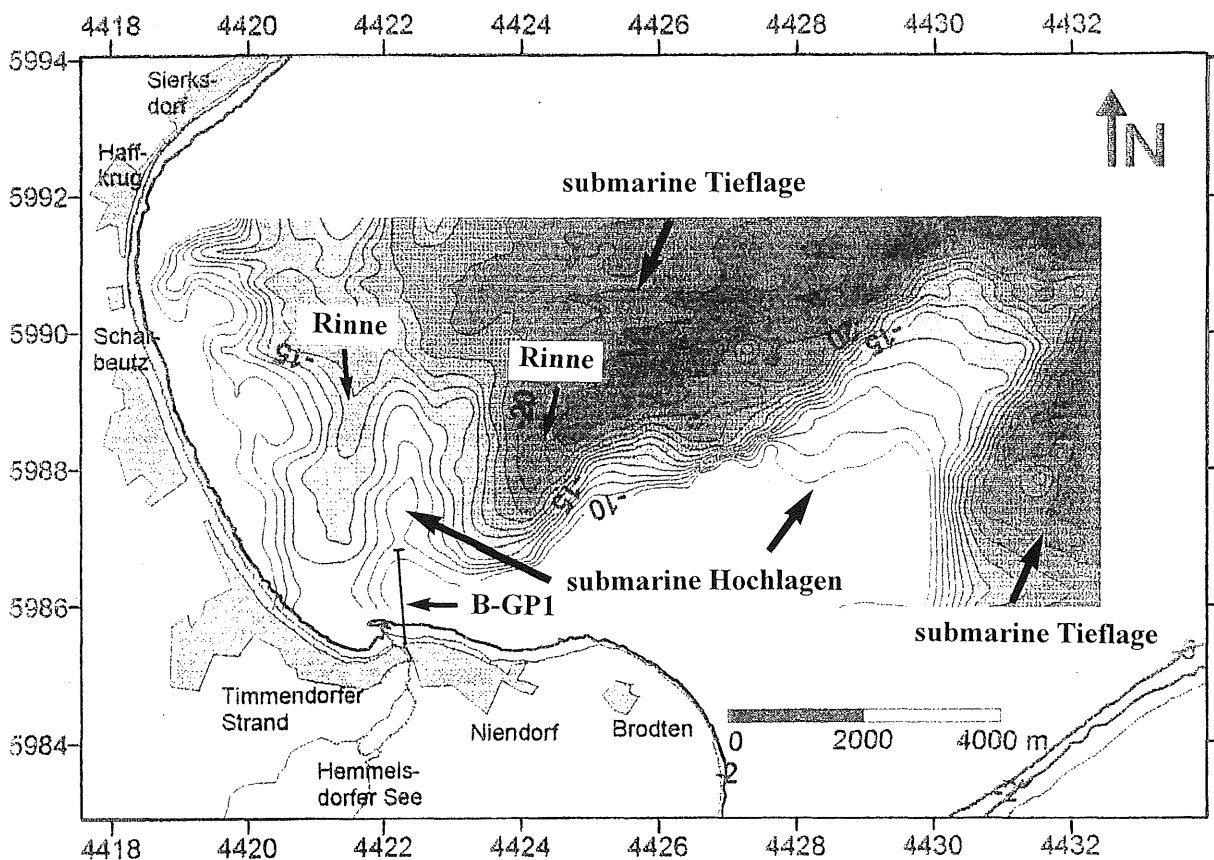


Abb. 37: Bathymetrische Karte des Untersuchungsgebietes Brodten; verändert nach GELHARDT (1998).

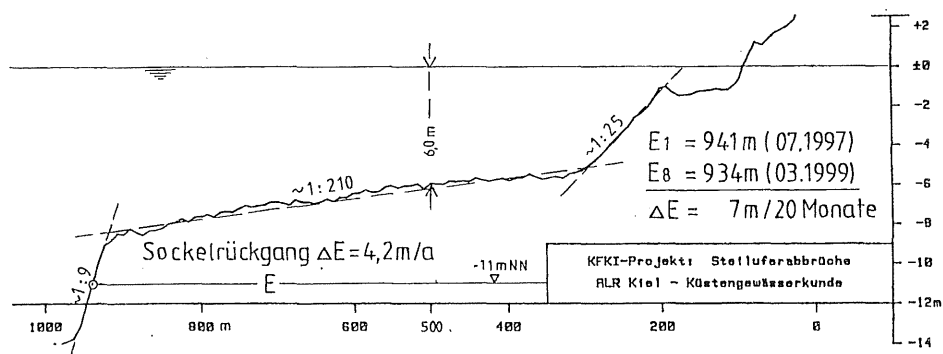


Abb. 38: Steiler Flankenbereich der submarinen Hochlage vor Niendorf (Profil B-GP1).

Die Vorstrandbathymetrie wird auch im Brodtener Untersuchungsgebiet von einem Sandriffsystem geprägt, daß entlang des zentralen Steiluferabschnittes zunächst noch in Form eines

geringmächtigen Sandbandes verläuft (Abb. 13). An den Steiluferflanken, d.h. etwa auf Höhe der Strandprofile BP3 im Osten und BP17 im Westen, wird dieses Sandband dann breiter und gleichzeitig mächtiger, bis es vor Travemünde und Niendorf in über 300 m breite Sandriffzonen mit jeweils 1-2 Sandriffkörpern übergeht (Abb. 13).

Der Vorstrand des gesamten Steilufers wird, wie bereits bei DÜCKER (1952), KANNENBERG (1952) und PETERSEN (1952) angedeutet, immer wieder von küstennormal ausgerichteten, lagestabilen Rinnen und Rücken durchzogen, die sich entlang des Profils B-GP3 in Uferentfernungen von 100 m bis 250 m erstrecken (Abb. 39). Dort sind sie 1-2 m breit, 10-15 m lang und weisen Reliefunterschiede von bis zu 2 m auf. Vor den Steiluferflanken, wie entlang der Profile B-GP2 und B-GP4 treten nur noch isolierte Rücken auf (Tafel 9: Bild 3, 4). Die "Brodterner Rückensysteme" sind denen von Schönhagen und Heiligenhafen in der Ausrichtung und den räumlichen Abmessungen ähnlich, unterscheiden sich jedoch in ihren morphologischen Ausprägungen (vgl. Kap. 6.1.1.1, Abb. 40). Auch vor dem Brodterner Steilufer tritt eine lagestabile, küstenparallel verlaufende Schwelle in Erscheinung, die auf dem Profil B-GP3 in einer Uferentfernung von 450 m bis 550 m über 1 m aufragt und einen vergleichsweise steilen Luvhang aufweist (Abb. 39).

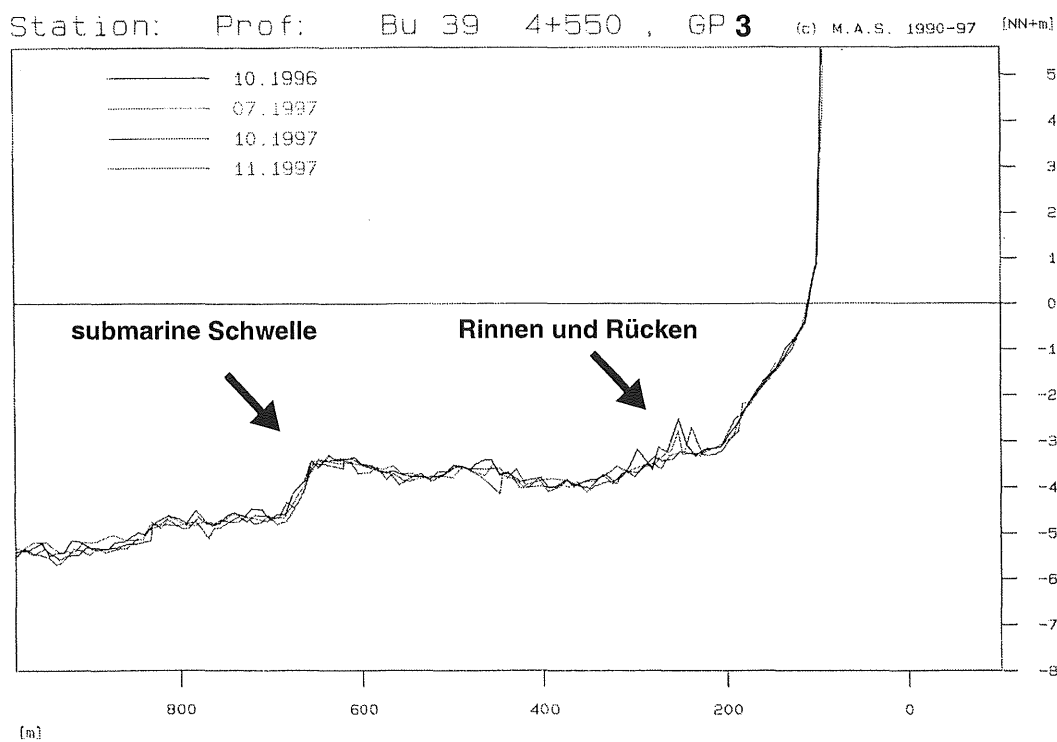


Abb. 39: Morphologische Aufnahmen des Profils B-GP3 vor dem Brodterner Steilufer.

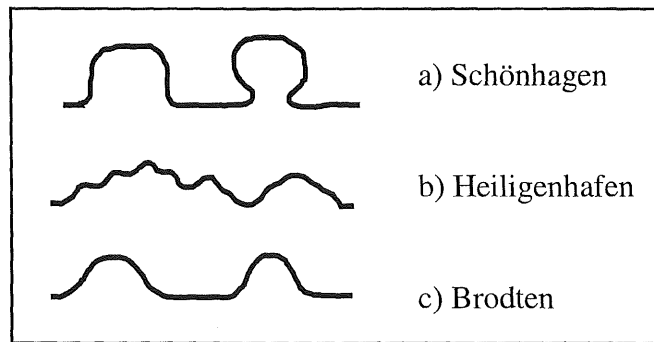


Abb. 40: Morphologische Ausprägung der küstennahen Rückenysteme in den Untersuchungsgebieten Schönhagen, Heiligenhafen und Brodten.

6.1.3.2 Pleistozäner und holozäner Aufbau des Untersuchungsgebietes Brodten

Die im Brodtener Untersuchungsgebiet anzutreffenden pleistozänen Großstrukturen wurden im Weichselglazial angelegt, als zwei Gletscherloben nicht nur den Mündungsbereich der Trave und die ehemalige Hemmelsdorfer Förde ausschürften, sondern dabei auch den Brodtener Höhenzug anlegten (GRIPP 1952, KABEL-WINDLOFF 1986). Die Schichtenabfolge des Brodtener Moränenzuges beginnt im Liegenden, westlich der Hermannshöhe, lokal mit einem weichen, geschiebearmen, von Schluffbrocken durchsetzten und stark glazialtektonisch beanspruchten Geschiebemergel ("Brockenmergel"). Zum Hangenden geht dieser in einen festen, von einigen geringmächtigen Schluff- und Sandbändern durchzogenen Geschiebemergel über, der sich über das gesamte Steilufer verfolgen läßt, ebenso wie der überlagernde, 50 cm mächtige "Kreidemergel", der von einer sandigeren Geschiebemergelvariante abgedeckt wird. Diese Abfolge wird als unterer Geschiebemergelkomplex zusammengefaßt, der 1986 am Steilufer eine erkennbare Mächtigkeit von 10 m aufwies. Seine Oberfläche ist wellig ausgebildet und fällt zur Ostsee ein. Damit wird er mit zunehmendem Steiluferrückgang immer höher angeschnitten. Zum Hangenden folgen oft mehrere Meter mächtige, in ihrem Lagerungsgefüge gestörte Beckenschluffe und -Sande, die den unteren und oberen Geschiebemergelkomplex voneinander trennen (DÜCKER 1952). Letzterer ist fest und charakterisiert sich durch seine überwiegend schluffig-sandige Matrix. An der Steilufer-Ostflanke sind in ihm partiell über 10 m mächtige Beckenschluffe und Sande eingelagert. Der obere Geschiebemergelkomplex wird im Bereich der Hermannshöhe von ungestörten Beckenschluffen- und Sanden abgedeckt (KABEL 1982, KABEL WINDLOFF 1986).

Im Mündungsbereich der Trave wird das Pleistozän partiell erst in -59 m NN angetroffen (SEIFERT 1952). Das pleistozäne Relief wird dort nach SEIFERT (1952) von postglazialen Entwässerungsstrukturen geprägt, die schließlich in die heute seewärtig austreichende Traverinne einmünden (Abb. 41). Östlich des Steilufers fällt die pleistozäne Oberfläche bis zur heutigen Travemündung relativ kontinuierlich in östliche Richtung bis auf -15 m NN ab und ist nur im Bereich einer kleineren W-E verlaufende Rinnenstruktur lokal (Abb. 41) bis auf

über -10 m NN vertieft (SEIFERT 1952). Diese Angaben lassen sich durch Bohrbefunde aus dem Archiv des LANU untermauern.

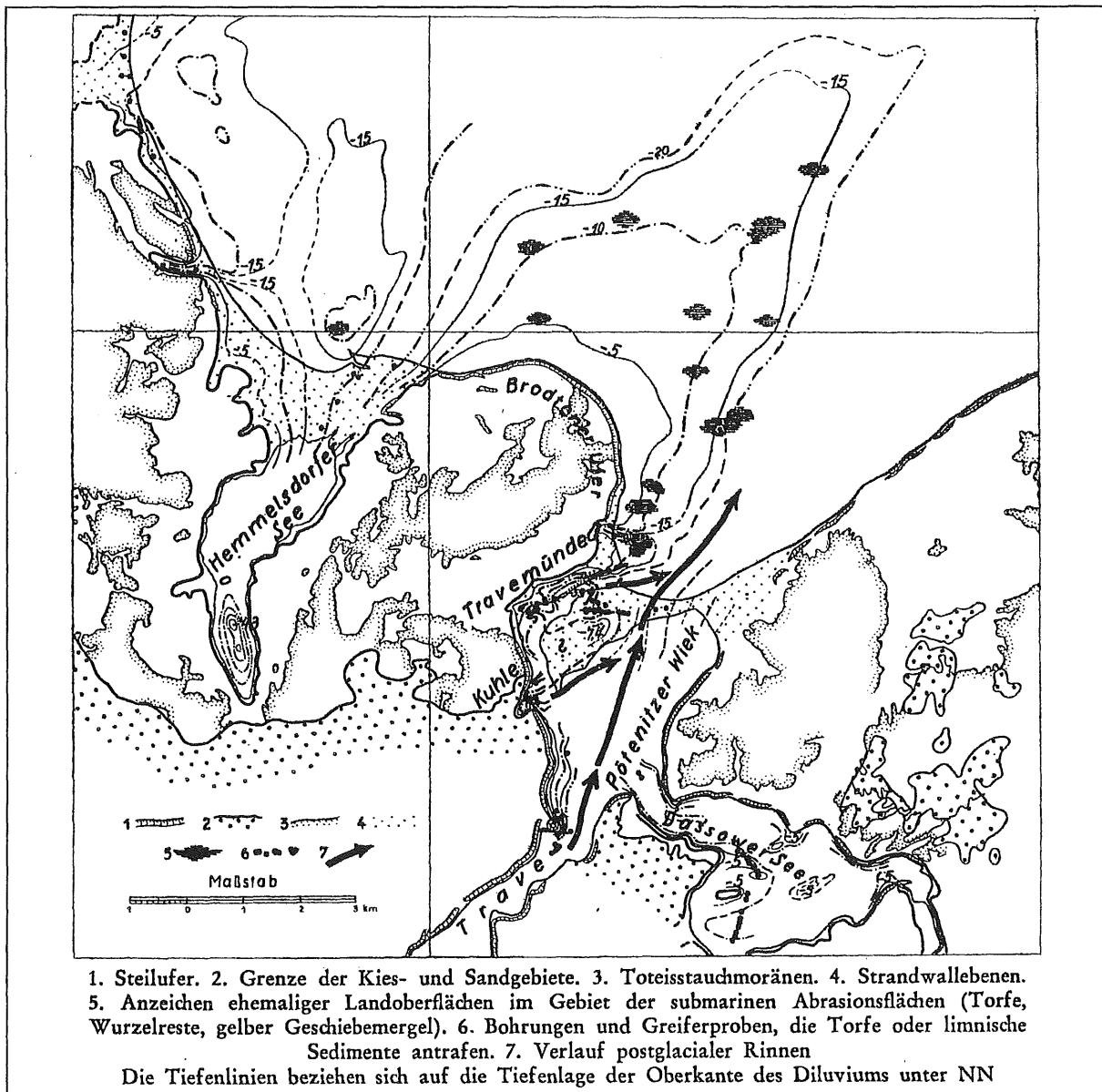


Abb. 41: Übersicht zur Geologie des Brodter Ufers (SEIFERT 1952).

In der Hemmeldorfer Niederung reicht das Pleistozän partiell bis auf Tiefen von -44 m NN herab. Die im Küstenvorfeld anhand der Bathymetrie erkannten, großangelegten Rinnensysteme (vgl. Kap. 6.1.3.1) setzen sich im Landbereich bis zum Hemmeldorfer See fort. Im Liegenden des Niendorf-Timmendorfer Nehrungssystems reichen diese bis -20 m NN bzw. bis -16 m NN herab (Abb. 42). Beide werden als postglaziale (BAYERL et al. 1992, GELHART 1998), möglicherweise auch als subglaziale Entwässerungsstrukturen angesehen. Die diese beiden Rinnensysteme teilweise trennende, pleistozäne Hochlage beginnt nach neuesten Bohrergebnissen des LANU bereits nordöstlich der Hafentmole Niendorf. Im dortigen Strandbereich wurde Geschiebemergel schon in einer Tiefe von -6,70 m unter Flur angetroffen. Auf dem Profil B-GP1 steht deren Oberfläche dann ab 325 m Uferentfernung in ca. -6

m NN am Seegrund unter einer geringen Restsedimentbedeckung an und wird erst in etwa 950 m Uferentfernung durch eine 500 m breite Senke unterbrochen (vgl. Kap. 6.1.3.1). Es wird vermutet, daß diese pleistozäne Hochlage vor dem marinen Abtrag zeitweilig als Steilufer angeschnitten war und damit wie heute noch ein weiteres Sedimentliefergebiet darstellt.

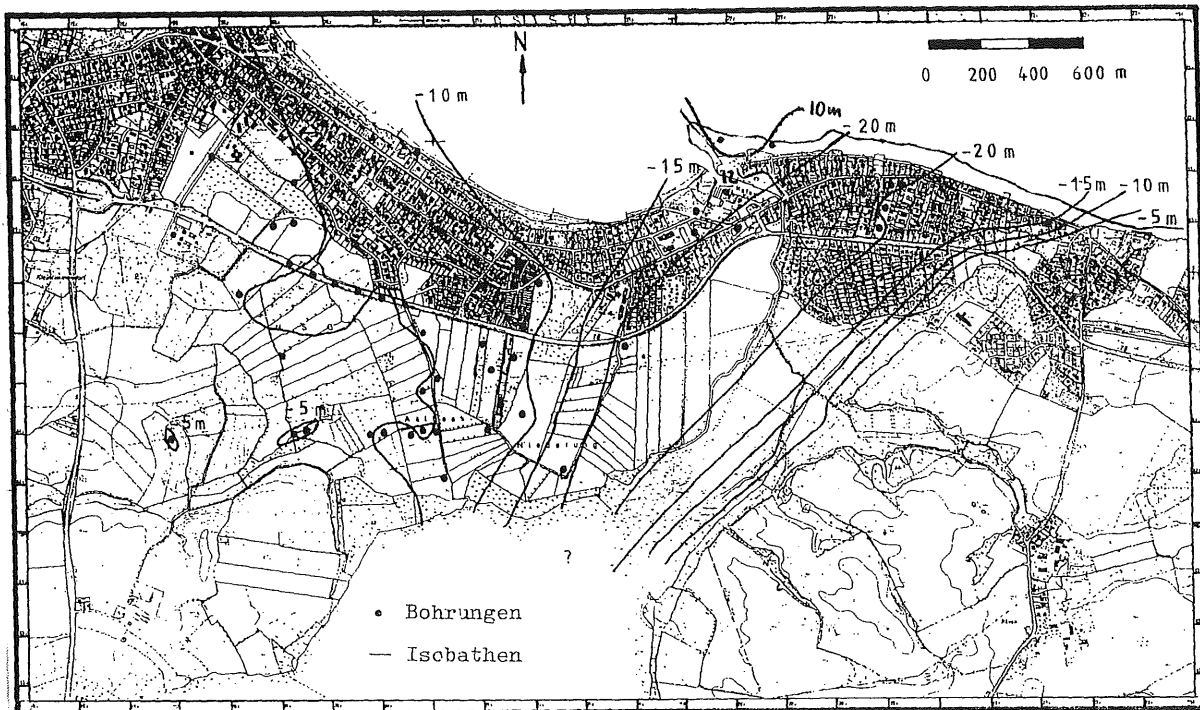


Abb. 42: Vermutete Lage der Holozänbasis im Bereich der Hemmelsdorfer Niederung, verändert nach BAYERL (1987), durch neueste Bohrungen des LANU ergänzt.

Im Küstenvorfeld setzen sich die im Landbereich angetroffenen, pleistozänen Großstrukturen insgesamt ausnahmslos fort. Die Rinnensysteme vertiefen sich seewärts bis auf über -30 m NN (GELHART 1998). Das Anstehende charakterisiert sich auch im Seebereich durch partielle Einschaltungen von Beckensedimenten (BAYERL et al. 1992, PETERSEN 1952).

Zu Beginn des Holozäns war das Brodtener Untersuchungsgebiet bis auf wassererfüllte Senken und Flußläufe landfest (PETERSEN 1952, SCHMITZ 1952, SEIFERT 1952, Abb. 41). Es kam zur Ausbildung organogener Ablagerungen, die insbesondere in den tieferliegenden Bereichen Mächtigkeiten von über 5 m häufig überschreiten (BAYERL 1987, BAYERL et al. 1992, SCHMITZ 1952, SEIFERT 1952). Im Zuge des holozänen Meeresspiegelanstieges begann der Materialabtrag der pleistozänen Hochlagen und damit die Abschnürung der Hemmelsdorfer Förde sowie die Einengung der Travemündung durch den Vorbau von Nehrungen. Für den Travemünder Raum beschreibt SEIFERT (1952) eine Nehrungsentwicklung vom Brodtener Moränenzug ausgehend in östliche Richtungen, zu dem möglicherweise auch ein Teil des Priwalls gehört. Die Travemündung soll zu dieser Zeit noch wesentlich weiter östlich gelegen haben (Abb. 41). Erst durch einen Nehrungsvorbau auch in westliche Richtung und damit wahrscheinlich durch Materialschüttungen von der angrenzenden Mecklenburger Küste (OTTO 1952), kam es zu einer Verlaufsänderung der Trave

(SEIFERT 1952). Trotz einer partiellen Reliefeinebnung des pleistozänen Reliefs durch organogene Ablagerungen mußten sowohl im Travemünder als auch im Hemmelsdorfer Gebiet erhebliche Materialverlagerungen stattfinden, um den Nehrungsvorbau über ein so massiv eingetieftes Gelände überhaupt zu gewährleisten. SEIFERT (1952) beschreibt über 10 m mächtige Strandwallablagerungen.

Die Lockersedimentverteilung im heutigen Küstenvorfeld ist auch im Brodtener Untersuchungsgebiet an den Verlauf der morphologischen Großstrukturen gebunden (Abb. 43). Ein Vergleich der großflächig durchgeführten Seegrundkartierungen verdeutlicht, daß sich die Verteilungsmuster der Oberflächensedimente über eine Zeitspanne von über acht Jahren nicht nennenswert verändert haben und damit auch die Sedimenttransportbahnen im wesentlichen unverändert geblieben sein müssen. Die Rinnen, die sich heute noch größtenteils morphologisch abheben, sind zum Hangenden größtenteils mit Schlickern verfüllt (Abb. 44) und fungieren heute noch als Sedimentfallen. Nach RUCK (1952) beginnt die Schlicksedimentation im dortigen Küstenvorfeld in Wassertiefen von rund -15 m NN mit einer Hauptverbreitzungszone in Wassertiefen > -20 m NN. Nach GELHART (1998) befinden sich größere Schlickflächen bereits in Wassertiefen um -10 m NN.

Während der Tauchkartierungen wurde auf den Profilen B-GP3-5 sogar schon in Wassertiefen von rund -3 m NN eine partielle Anreicherung klastische Feinstsedimente (toniger Schluff) angetroffen. Im Bereich des Profils B-GP1 befinden sich diese vermehrt am luvseitigen Sandriffuß, d.h. in dem Übergangsbereich zwischen der Sandriffzone und Restsedimentfläche. Dort bilden sie teilweise morphologische Erhebungen in Form bis zu 30 cm hohen Rücken aus.

Der vergleichsweise hohe Ton- und Schluffanteil sowie der deutlich zurücktretende Grob- sedimentanteil des Anstehenden spiegelt sich in allen Sedimentationsbereichen deutlich wider. So werden die Abrasionsflächen teilweise nur geringfügig und mit lokaler Begrenzung von Restsedimenten bedeckt.

Organogene Ablagerungen treten im Küstenvorfeld der Hemmelsdorfer Niederung großflächig aus und werden dort von Überresten ehemaliger Strandwälle überdeckt. Vor Travemünde wurden derartige Sedimente oberflächennah nicht angetroffen. Nach Bohrbefunden von 1905 aus dem Archiv des LANU stehen diese jedoch wie auch SEIFERT (1952) postuliert (Abb. 41), partiell in einer Tiefe von -5 m NN bis -10 m NN mit Strandwall- sedimenten an.

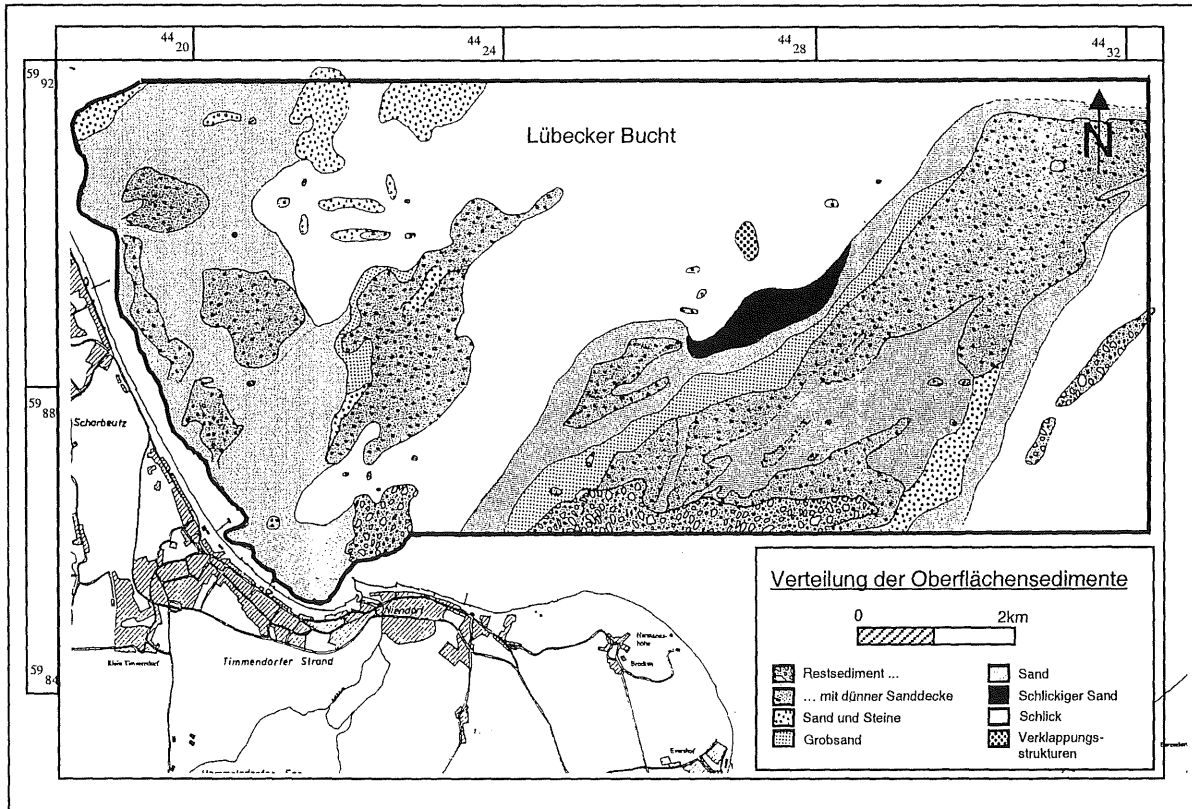


Abb. 43: Verteilung der Oberflächensedimente im Küstenvorfeld des Brodter Untersuchungsgebietes (GELHARDT 1998). Siehe schwarz umrandete Fläche.

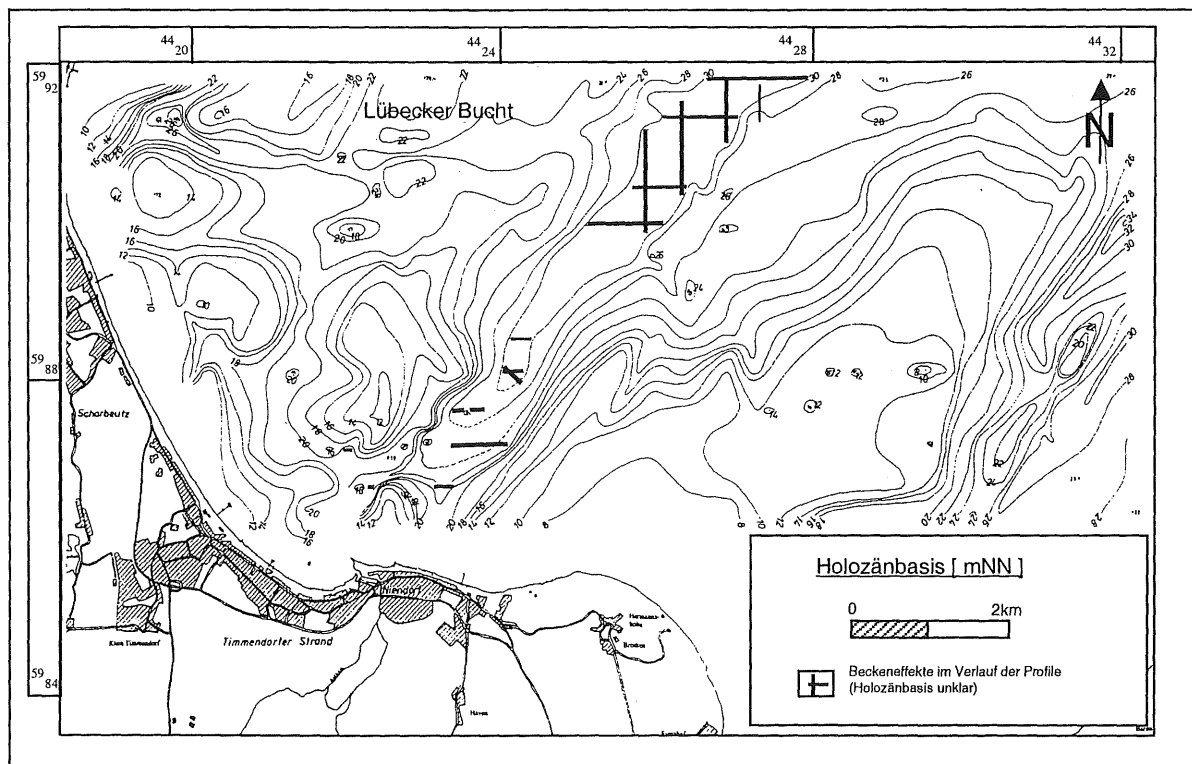


Abb. 44: Die Lage der Holozänbasis im Küstenvorfeld des Brodter Untersuchungsgebietes (GELHARDT 1998).

6.1.4 Zusammenfassung gebietsübergreifender Ergebnisse

Anhand der vorherigen Ausführungen lassen sich zunächst folgende, gebietsübergreifende Ergebnisse zusammenfassen:

- Der geologische Aufbau der an den Steilufern angeschnittenen Moränenzüge läßt sich im vorgelagerten Küstenvorfeld partiell weiterverfolgen.
- In allen drei Untersuchungsgebieten sind Änderungen der Strandmorphologie an die Küstenexponierung und teilweise an den Kliffaufbau (Lithologie und Morphologie) gekoppelt.
- Die holozäne Verfüllung pleistozäner Geländedepressionen (Becken und Rinnen) beginnt meist mit organogenen Ablagerungen, die eine partielle Reliefeinebnung verursachen. Im Küstenvorfeld noch nicht gänzlich verfüllte Rinnen fungieren auch heute noch als potentielle Sedimentfallen.
- Die holozäne Lockersedimentverteilung ist im heutigen Küstenvorfeld, mit Ausnahme der küstennah verlaufenden Sandriffzonen, stark an den Verlauf der geomorphologischen Großstrukturen gebunden.
- Die Verteilungsmuster der Oberflächensedimente sind teilweise über Jahre bis Jahrzehnte lagestabil.
- Das Relief des vor den Steilufern anstehenden Seegrundes wird in Wassertiefen zwischen -2 m NN bis - 5 m NN von großangelegten, küstenparallel verlaufenden, bis zu 1,5 m über Grund aufragenden Schwellen geprägt.
- Küstennormal streichende Rinnen- und Rückenstrukturen durchziehen, teilweise über große Flächen, den anstehenden Seegrund vor den im Landbereich befindlichen Moränenzügen. Solche Strukturen werden auch auf den Relikten längst abgetragener Moränenzüge im Küstenvorfeld beobachtet (Weidefelder Höhenzug im Schönhagener Küstenvorfeld).
- Auf Luftbilddaufnahmen zeigt sich die Beeinflussung küstennormal streichender Rinnen- und Rückenstrukturen auf die seewärtige Ausdehnung von Sandriffsystemen und damit auf den küstennahen Sedimenttransport (Abb. 11, Luftbildausschnitt). Dieser wird an solchen Erhebungen umgeleitet. Ein Indiz dafür ist das Fehlen von Riffsanden innerhalb der Rinnen. Ein küstenparalleler Transport über die Geschiebemergelrücken hinweg wurde nicht beobachtet.
- Organogene Ablagerungen streichen vor den Niederungen seewärts aus. Teilweise bilden diese Schichtpakete mehr als 1 m über den benachbarten Seegrund aufragende Hochlagen mit steilen Abbruchkanten. Gelegentlich ist die Oberfläche dieser Hochlagen auch von küstennormal verlaufenden Rinnen durchzogen. Der Sedimenttransport wird auch an solchen Hochlagen umgeleitet. Diese submarinen Hochlagen waren zu keinem Zeitpunkt von Lockersediment, ausgenommen von alten Strandwallrelikten, überdeckt.

6.2 Rezente Küstenprozesse

Der zweite Themenkomplex umfaßt die fachübergreifenden Ergebnisse der im Untersuchungszeitraum durchgeführten Prozeßstudien. Auch hier werden die gebietspezifischen Ergebnisse den gebietsübergreifenden Aussagen vorangestellt, um bei der Bewertung besser zwischen lokalen Besonderheiten und generellen Gegebenheiten trennen zu können.

6.2.1 Hydrologische Randbedingungen¹

Bevor auf die Prozeßstudien (vgl. Kap. 6.2.2 - 6.2.5) im einzelnen eingegangen wird, erfolgen generelle Betrachtungen über die räumliche und zeitliche Variabilität der Einflußgrößen Energiefluß, Wasserstand und Wellenhöhe. Diese Abschätzungen sind notwendig, um die Ergebnisse aus der dreijährigen Meßphase in längerfristige Zeiträume einordnen und damit hinsichtlich ihrer Repräsentanz bewerten zu können. Einzelne Ereignisse bleiben dabei unberücksichtigt.

Es sei hier noch einmal erwähnt, daß die Untersuchungsgebiete vor dem Hintergrund ausgewählt wurden, das Spektrum der entlang der Ostseeküste auftretenden Variationen in der Exponierung der Steiluferabschnitte möglichst umfassend abzudecken. Es wurde davon ausgegangen, daß sich z.B. die nach NW exponierte Küste Heiligenhafens hinsichtlich der Verweilzeiten hoher Wasserstände und der auftretenden Wellenhöhen und damit auch des Energieeintrages von den nach Osten bzw. Nordosten exponierten Küsten Schönhagens und Brodtens (Abb. 1) unterscheidet.

6.2.1.1 Energiefluß

Für die Untersuchungsräume Schönhagen und Heiligenhafen liegen Energieflußberechnungen für längere Zeitreihen vor (Schönhagen: 1982-1998; Heiligenhafen: 1957-1998, Abb. 45). Danach treten für Schönhagen Jahressummenwerte zwischen 1500-4000 kWh/m und für Heiligenhafen zwischen ca. 2200 bis ca. 8500 kWh/m auf. Für die einzelnen Untersuchungsjahre zeigen die Energieflußsummen für die Gebiete Schönhagen, Heiligenhafen und Brodten Werte zwischen 1876 kWh/m (Brodten, 1998) und 4140 kWh/m (Heiligenhafen, 1998, Tab. 15).

Um die Energiebelastung der einzelnen Untersuchungsgebiete großräumig einordnen zu können, bietet sich ein Vergleich mit anderen Küstenabschnitten der Ost- und Nordsee an. So

¹Die folgenden Ausführungen repräsentieren den Kenntnisstand, wie er zu dem Zeitpunkt der Berichtserstellung den Projektpartnern ALR, LANU und IfG vorlag.

zeigten die Untersuchungen im Rahmen des Vorhabens "Vorstranddynamik einer tidefreien Küste" (ALW KIEL et al. 1995), daß für die Probsteiküste (Kieler Bucht) die Jahressumme des resultierenden Energieflusses in der Größenordnung von 1800 kWh/m liegt (Messung an zwei unterschiedlichen Positionen über 3 Jahre). Für die Küste vor Warnemünde (Mecklenburger Bucht, NW exponiert) wurde im Rahmen des Untersuchungsprogrammes "Wirkungsweise von Einbauten in See" (DETTE & TRAMPENAU 1998) ein Wert von 2700 kWh/m ermittelt. Diese Jahressummen und die für die eigenen Untersuchungsgebiete (Tab. 15) liegen zwar im Vergleich zur Hochenergieküste Sylts (Nordsee), wo z.B. für das Jahr 1992 ein Wert von 30.000 kWh/m ermittelt wurde (ALW HUSUM 1994), um eine Potenz niedriger (alle angegebenen Werte wurden nach dem BRETSCHNEIDER-Verfahren ermittelt), dennoch sind zumindest die Untersuchungsgebiete Heiligenhafen und Schönhagen im Rahmen der schleswig-holsteinischen Ostseeküste als energiereich einzustufen.

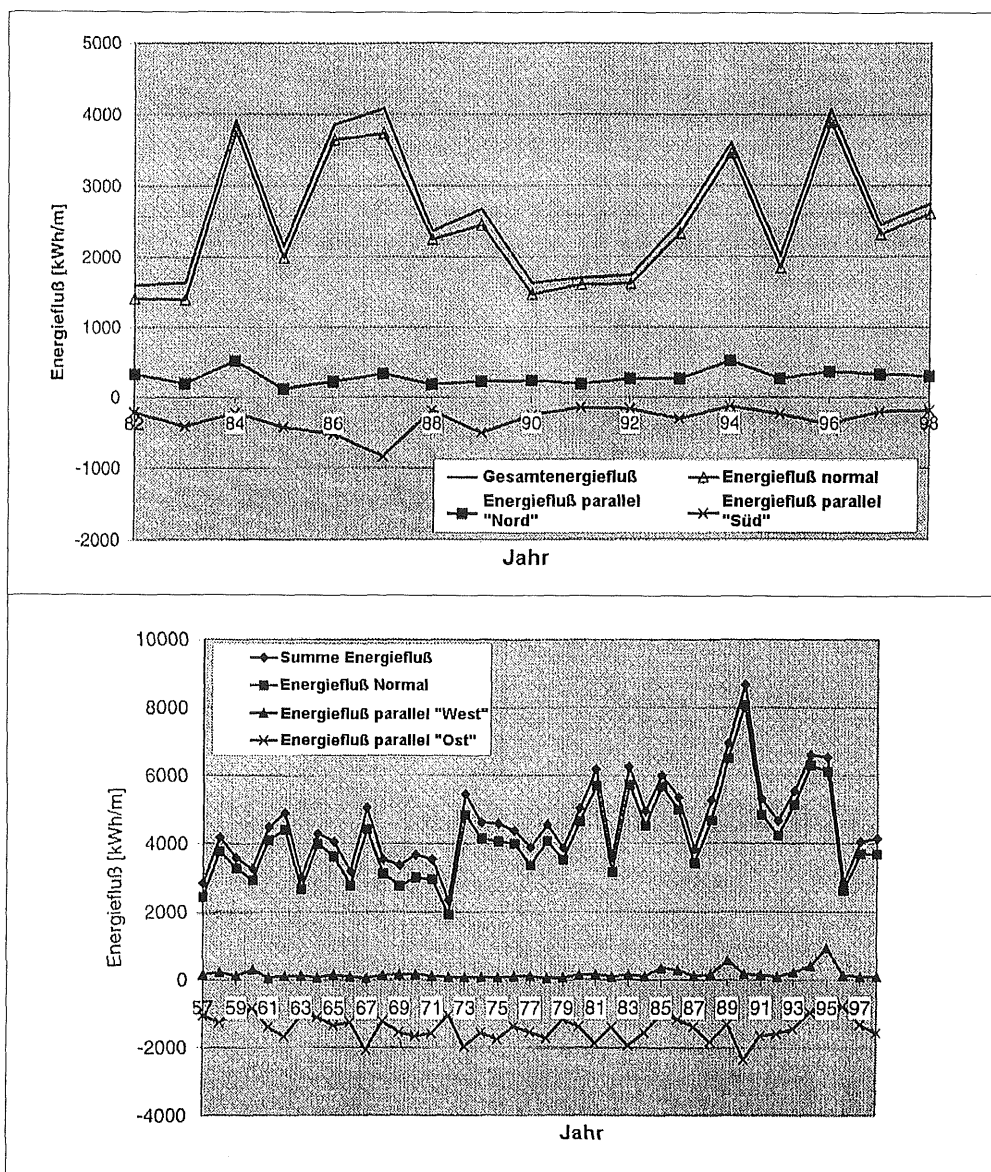


Abb. 45: Zeitreihen der Energieflußkomponenten für die Untersuchungsgebiete Schönhagen und Heiligenhafen.

Tab. 15: Energieflußsummen für die Untersuchungsgebiete Schönhagen, Heiligenhafen und Brodten (hier lagen über ca. 9,2 % der Untersuchungszeit keine Daten vor) für die einzelnen Jahre des Untersuchungszeitraumes.

JAHR	BRODTEN	HEILIGENHAFEN	SCHÖNHAGEN
	Energiefluß (gesamt) in kWh/m		
1996	2221	2847	3998
1997	2085	4044	2447
1998	1876	4140	2739
Mittel	2060	3677	3061

6.2.1.2 Wasserstände

Die Verweildauer hoher Wasserstände ist eine wesentliche Einflußgröße für den Prozeß des Kliffrückganges. Nur wenn in zeitlich diskontinuierlichen Abständen die Kliffhalde immer wieder abgeräumt wird, kann der Prozeß des Kliffrückganges fortschreiten (Abb. 3). Für den Pegel Travemünde lagen Wasserstandsdaten für den 8-jährigen Zeitraum von April 1977 bis März 1985² aus Berichten des Leichtweiß-Institutes für Wasserbau der Universität Braunschweig vor (FÜHRBÖTER et al. 1982, 1986). Die dort vorgenommene Einteilung in die einzelnen Klassen 562,5-587,5 cm PN³, 587,5-612,5 cm PN und > 612,5 cm PN (Abb. 46) erfolgte in Abstufungen von 25 cm. Da keine Rohdaten vorlagen, mußten zu Vergleichszwecken die während des Untersuchungszeitraumes registrierten Wasserstandsdaten in gleiche Klassen eingeteilt werden.

Abbildung 46 zeigt, daß der Untersuchungszeitraum im Vergleich zu den Jahren 1977-1985 durch eine vergleichsweise niedrige Anzahl hoher Wasserstände der Klasse 562,5-587,5 cm PN geprägt war. Die geringe Häufigkeit dieses Wasserstandes von nur 22 Stunden in dem Zeitraum April 98-März 99 wird lediglich in 1979/80 mit nur 18 Stunden unterschritten. Auch die Jahre 1996/97 und 1997/98 zeigen mit 63 bzw. 61 Std. Verweildauer dieser Wasserstandshöhe gegenüber dem Vergleichszeitraum 1977-1985 relativ geringe Werte.

Die Häufigkeit von Wasserständen in dem Bereich 587,5-612,5 cm PN ist im Untersuchungszeitraum mit Ausnahme des Jahres 1998/99 denen des Vergleichszeitraumes ähnlich. Wasserstände > 612,5 cm PN traten lediglich in 1997/98 mit einer Verweildauer von insgesamt neun Stunden auf. In den beiden anderen Untersuchungsjahren wurde diese Wasserstandshöhe nicht erreicht. Der Vergleichszeitraum 1977-1985 zeigt demgegenüber für diese Wasserstandshöhe in den Einzeljahren Verweilzeiten zwischen 0-80 Std., wobei letzterer Wert maßgeblich durch das Silvesterhochwasser 1978/79 mit einer extrem langen Verweildauer hoher Wasserstände geprägt war (DETTE & STEPHAN 1979). Es überwiegen Werte unter-

² Die Betrachtung erfolgt für hydrologische Jahre jeweils von Anfang April bis Ende März von zwei aufeinanderfolgenden Jahren.

³ PN = Pegelnul [500 cm = cm PN = 0.00 m NN]

halb 30 Stunden. Insgesamt wird deutlich, daß gegenüber dem Vergleichszeitraum erhöhte Wasserstände für das Gebiet Brodten in den Untersuchungsjahren unterrepräsentiert sind.

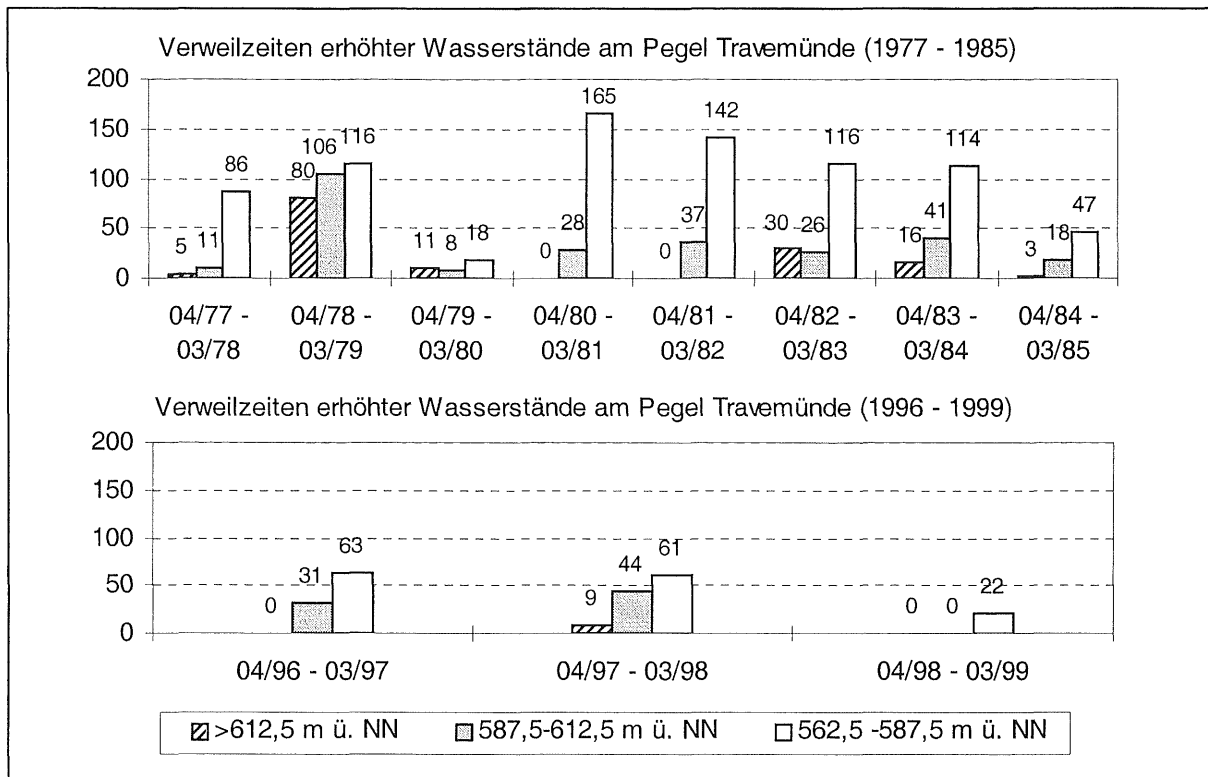


Abb. 46: Verweilzeiten erhöhter Wasserstände am Pegel Travemünde für den Zeitraum April 1977 bis März 1985 (Daten aus FÜHRBÖTER & DETTE 1982, 1986) und April 1996 bis März 1999.

Für die Gebiete Heiligenhafen und Schönhagen lagen keine vergleichbaren Wasserstandsdaten längerer Zeitreihen vor. Ein Vergleich der einzelnen Gebiete untereinander zeigt, daß die Stundenzahlen für Wasserstände zwischen 562,5-587,5 cm PN in dem Jahr 1996/97 in Heiligenhafen (37 Std.) nur ca. 58 % des Wertes betragen, wie er für Brodten (63 Std. = 100 %) erreicht wird (Abb. 47). Für Schönhagen liegt der Wert mit 50 Std. bei ca. 79 %. In der nächsthöheren Wasserstandsklasse (587,5-612,5 cm PN) liegt dieser Wert für Heiligenhafen gegenüber Brodten sogar nur bei ca. 29% (9 Std. gegenüber 31 Std), für Schönhagen erreicht er ca. 52 %. Für den Meßzeitraum 1997/98 kehrt sich dieser Sachverhalt für die Wasserstandsklasse 562,5 cm-587,5 cm PN um. Die Stundenzahl erhöhter Wasserstände beträgt im Vergleich zu Brodten (44 Std.), in Heiligenhafen 57 Std. (ca. 130 %), in Schönhagen 55 Std. (ca. 125 %). Für den Meßzeitraum 1998/99 weisen alle drei Untersuchungsgebiete eine extrem geringe Stundenzahl erhöhter Wasserstände auf. Ein Pegelstand > 587,5 cm PN wird nirgends erreicht. Damit wird deutlich, daß eine Übertragung der Ergebnisse von Brodten auf die anderen Untersuchungsgebiete nicht uneingeschränkt möglich ist.

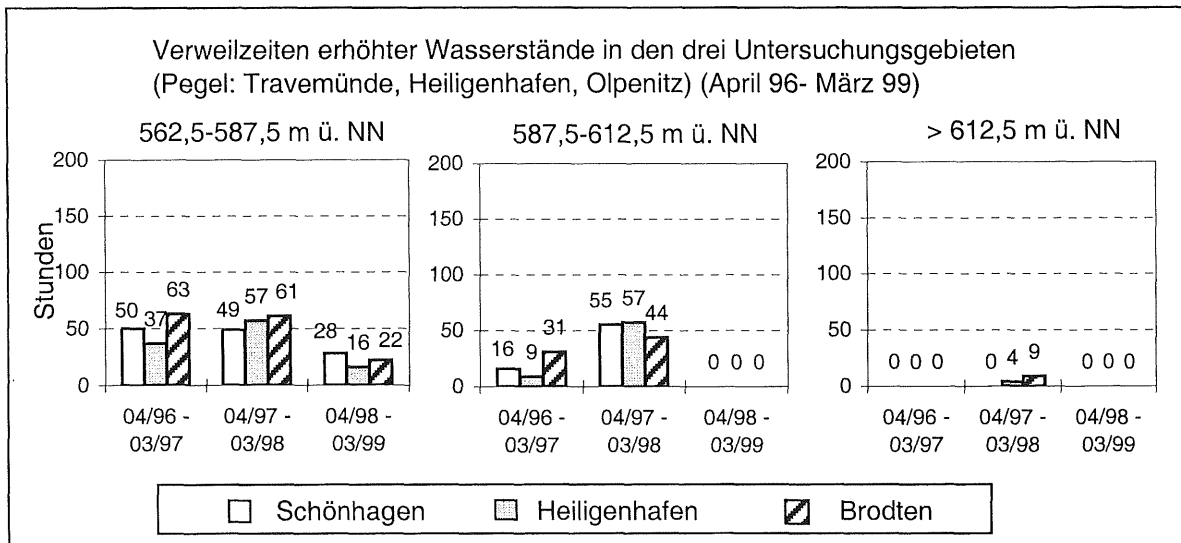


Abb. 47: Gegenüberstellung der Verweilzeiten hoher Wasserstände in den drei Untersuchungsgebieten für den Zeitraum April 1996 bis März 1999.

Nicht allein erhöhte Wasserstände bewirken ein Abräumen der Kliffhalde, sondern wesentlich ist, daß gleichzeitig ein entsprechender Wellenauflauf stattfindet. Dies ist, bedingt durch die speziellen hydrographischen Verhältnisse der Ostsee mit den durch Luftdruckveränderungen angeregten Eigenschwingungen (LASS & MAGAARD 1995), nicht immer der Fall. So zeigt DÄNIS (1993) für den Zeitraum vom 26.12.1976 - 22.03.1993 für sämtliche (n = 49), am Pegel Kalifornien/Probstei gemessenen Wasserstände >590 cm PN, daß ca. 20 % von ihnen allein durch den Rückschwappeneffekt nach einer Weststurm- lage, und nicht durch Windstau, verursacht wurden. Diese so hervorgerufenen Wasserstände verlaufen häufig ohne einen nennens-werten Wellenauflauf.

Um den hydrologischen Einfluß auf das Prozeßgeschehen des Kliffrückganges entsprechend einordnen zu können, sollte daher weder allein der erhöhte Wasserstand noch allein der erhöhte Wellenauflauf betrachtet werden, sondern beide Einflußgrößen gleichzeitig Berücksichtigung finden. Zu diesem Zweck wurden in Abb. 48 für alle drei Untersuchungs-räume sowohl die Stundenzahlen hoher Wasserstände (Wst > 550 cm PN, Wst > 575 cm PN, Wst > 600cm PN und Wst > 625 cm PN) als auch die Stundenzahlen für das Auftreten höherer Wellen ($H_{m0} > 1,00$ m, $H_{m0} > 1,25$ m und $H_{m0} > 1,50$ m) aufgelistet. Obwohl gelegentlich Datenlücken (Abb. 48) vorhanden sind, lassen sich dennoch einige generelle Aussagen treffen. So zeigt sich, daß Heiligenhafen für das Vorkommen aller Wellenhöhen $H_{m0} > 1,00$ m nahezu doppelt so viele Stunden aufweist wie Brodten (2238 Std. : 980 Std.), umgekehrt jedoch hohe Wasserstände in Brodten viel häufiger auftreten als in Heiligenhafen (736 Std : 576 Std.). Die Werte für Schönhagen liegen jeweils dazwischen.

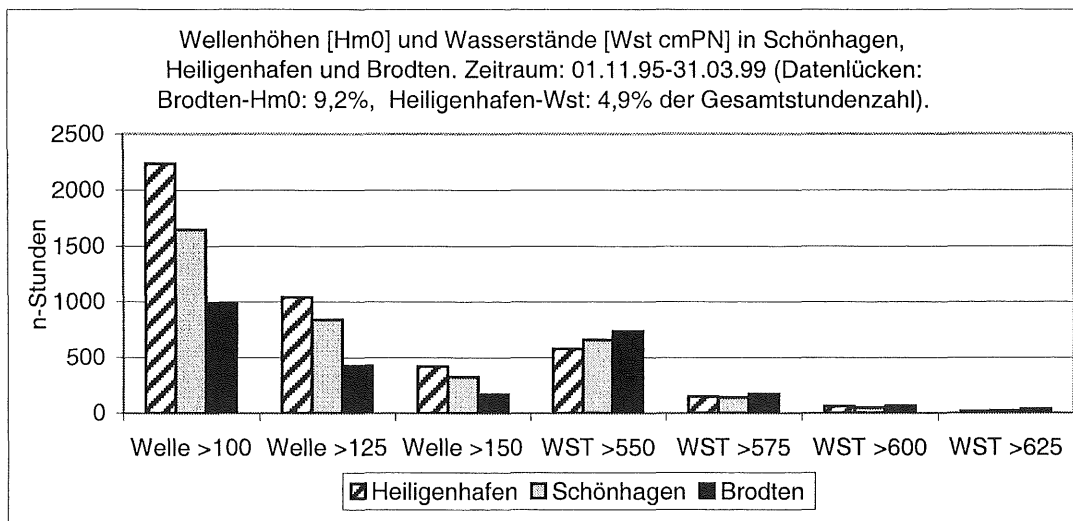


Abb. 48: Stundenanzahlen erhöhter Wasserstände und Wellenhöhen in den drei Untersuchungsgebieten vom 01.11.1995-31.03.1999.

In der Tabelle 16 sind für die einzelnen Untersuchungsgebiete die Stundenzahlen aufgelistet, während derer ein erhöhter Wasserstand und gleichzeitig Wellenhöhen mit $H_{m0} > 1,00$ m auftraten. Gegenüber der Abb. 48 wird deutlich, daß diese, für das Kliffabbruchgeschehen bedeutende Situation, wesentlich seltener auftritt, als allein ein hoher Wasserstand oder allein hohe Wellen. Betrachtet man weiterhin allein die Gesamtstundenzahlen für diese Kombination, so müßte Schönhagen einer wesentlich größeren Belastung unterliegen als Heiligenhafen und Brodten. Dieses Bild wird noch differenzierter, wenn die Wasserstandsklassen im einzelnen betrachtet werden. Während in Schönhagen die überwiegende Stundenzahl hoher Wellen schon bei nur mäßig erhöhten Wasserständen (550 - 575 cm PN) auftritt, ist für Brodten das Eintreten hoher Wellen erst bei einem stark erhöhten Wasserstand (> 625 cm PN) zu beobachten. Aus der Tabelle 16 wird weiterhin deutlich, daß die sehr hohe Stundenzahl für das Auftreten hoher Wellen in Heiligenhafen (Abb. 48) nur in wenigen Fällen mit hohen Wasserständen verbunden ist.

Tab. 16: Stundenzahl erhöhter Wasserstände > 550 cm PN in den drei Untersuchungsgebieten vom 01.11.95-31.03.99 in denen gleichzeitig Wellenhöhen $H_{m0} > 1$ m gemessen wurden (Datenlücken: Heiligenhafen: Wst: 4,9 % u. Brodten: H_{m0} :9,2 %).

Wasserstände (cm PN)	550 - 575	575 - 600	600 - 625	> 625	SUMME
Schönhagen	191 Std.	43 Std.	19 Std.	14 Std.	265 Std.
Heiligenhafen	84 Std.	28 Std.	31 Std.	15 Std.	158 Std.
Brodten	112 Std.	56 Std.	23 Std.	34 Std.	225 Std.

Im Folgenden werden getrennt für die einzelnen Untersuchungsgebiete die unterschiedlichen Wellenhöhen kombiniert mit den jeweiligen Wasserständen dargestellt (Abb. 49). Die einzelnen Säulen für die Wasserstandsklassen sind als offene Klassen zu verstehen, d.h. daß z.B. die Klasse "Wasserstand > 550 cm PN" automatisch auch alle Stundenzahlen für die nächsthöheren Wasserstandsklassen enthält. Für das Beispiel Schönhagen würde dies z.B. bedeuten,

daß von den insgesamt 265 Std. mit einem Wasserstand > 550 cm PN 191 Std. auf die Klasse > 550-575 cm PN entfallen, 43 Std. auf die Klasse 575-600 cm PN, 19 Std. auf die Klasse 600-625 cm PN, und 14 Std. auf die Klasse 575-600 cm PN. Gleichzeitig beträgt die Stundenzahl, in denen Wellen mit $H_{m0} > 1,00$ m auftreten 265, davon entfallen 71 Std. auf Wellen $H_{m0} = 1,25-1,50$ m und 102 Std. auf Wellenhöhen $H_{m0} > 1,50$ m. Die Gegenüberstellung der drei Gebiete zeigt, daß hohe Wellen in Schönhagen schon in großer Häufigkeit bei nur geringen Wasserstandserhöhungen (550-575 cm PN) vorkommen, in Brodten dagegen vermehrt bei Wasserstandserhöhungen ab 575 cm PN auftreten. In Heiligenhafen sind Wasserstandserhöhungen > 625 cm PN ausschließlich mit Wellen $H_{m0} > 1,50$ m verbunden.

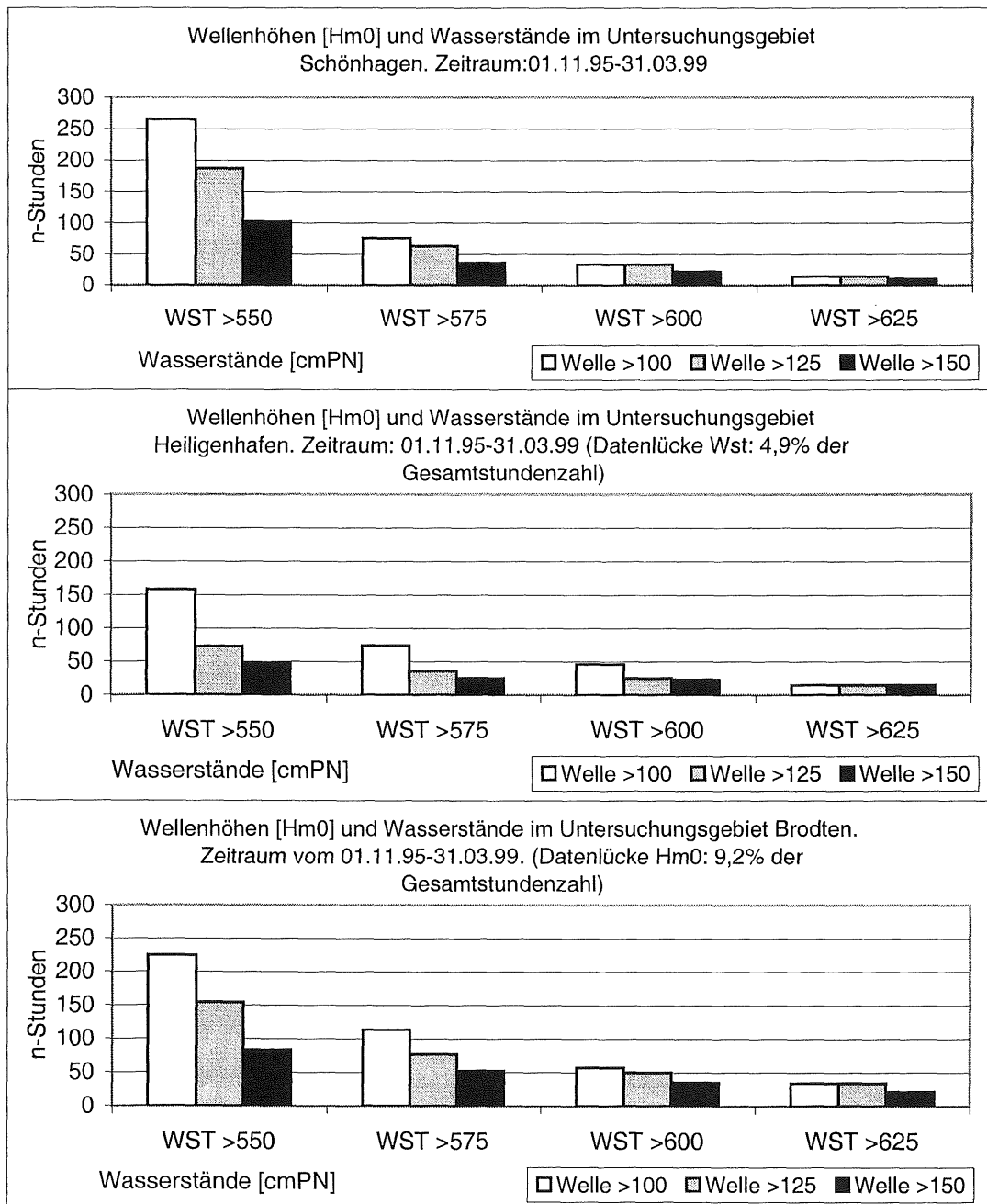


Abb. 49: Gleichzeitiges Auftreten von erhöhtem Wellenaufbau und erhöhten Wasserständen in Schönhagen, Heiligenhafen und Brodten.

6.2.2 Kliffdynamik

Die Ermittlung des Kliffrückganges und der Kliffdynamik basiert auf den Vermessungen der Kliffoberkante und des Klifffußes bzw. des Kliffhaldenfußes auf den jeweils fünf pro Gebiet ausgewählten Steiluferprofilen (Abb. 8-10). Weitere Punkte zwischen der Kliffoberkante und dem Klifffußbereich konnten aus technischen und sicherheitsrelevanten Gründen nicht aufgenommen werden. Durch diese Profile wird ein 500 m langer Kliffabschnitt repräsentiert, der mit der jeweiligen Haupt-Küstenexponierung zusammenfällt.

Die Kliffrückgangsbeträge wurden für jeden Vermessungszeitraum über die Berechnung des arithmetischen Mittels der jeweils fünf Einzelprofile für jeden Vermessungszeitraum ermittelt. Die Vermessungsdaten des Klifffußes bzw. Kliffhaldenfußes wurden in diese Rückgangsberechnungen nicht einbezogen, da deren Lageveränderungen nicht zwangsläufig mit einer Zurückschneidung des anstehenden Kliffs gleichzusetzen sind. Zudem repräsentiert die Lage des Klifffußes bzw. des Kliffhaldenfußes zu jeder Vermessung nur eine Momentaufnahme und ermöglicht daher keine Rückschlüsse darüber, ob dieser zwischenzeitlich nicht größeren Lageänderungen unterlegen war.

Von den hier ausgewählten Kliffabschnitten nimmt Heiligenhafen bezüglich des geologischen Aufbaus eine Sonderstellung ein, da Tone tertiären Alters an der Basis eingeschuppt sind. Sie wirken als Grundwasserstauer und fördern so eine Destabilisierung der jeweiligen Kliffabschnitte. Diese Situation ist zwar einerseits nicht für das gesamte Heiligenhafener Kliff repräsentativ, andererseits aber in vielen Kliffbereichen entlang der schleswig-holsteinischen (Langballig, Habernis, Stohl, etc), dänischen und polnischen Ostseeküste wiederzufinden.

6.2.2.1 Dynamik des Kliffrückganges in Schönhagen

Der ausgewählte Kliffabschnitt ist charakterisiert durch folgende Merkmale (vgl. Kap. 6.1.1.1, Abb: 17a, b):

- Höchster Kliffabschnitt
- Exponierung nach Osten
- Kliffrückgang von durchschnittlich 0,57 m/a im Vermessungszeitraum 18.06.96-08.04.99.

Die Kliffdynamik läßt sich für das Untersuchungsgebiet Schönhagen anhand von acht morphologischen Aufnahmen unter Einbindung des Energieeintrages und des Wasserstandes (Abb. 50) wie folgt verdeutlichen. Im ersten Vermessungsjahr (Juni 1996 - Juni 1997) wurde die Kliffoberkante nur um durchschnittlich 0,1 m zurückverlegt. Dieser vergleichsweise geringe Rückgangsbetrag verwundert zunächst, wird unter der Annahme, daß der Energieeintrag den Rückgangsprozeß steuert, der Verlauf der Energiesummenkurve betrachtet.

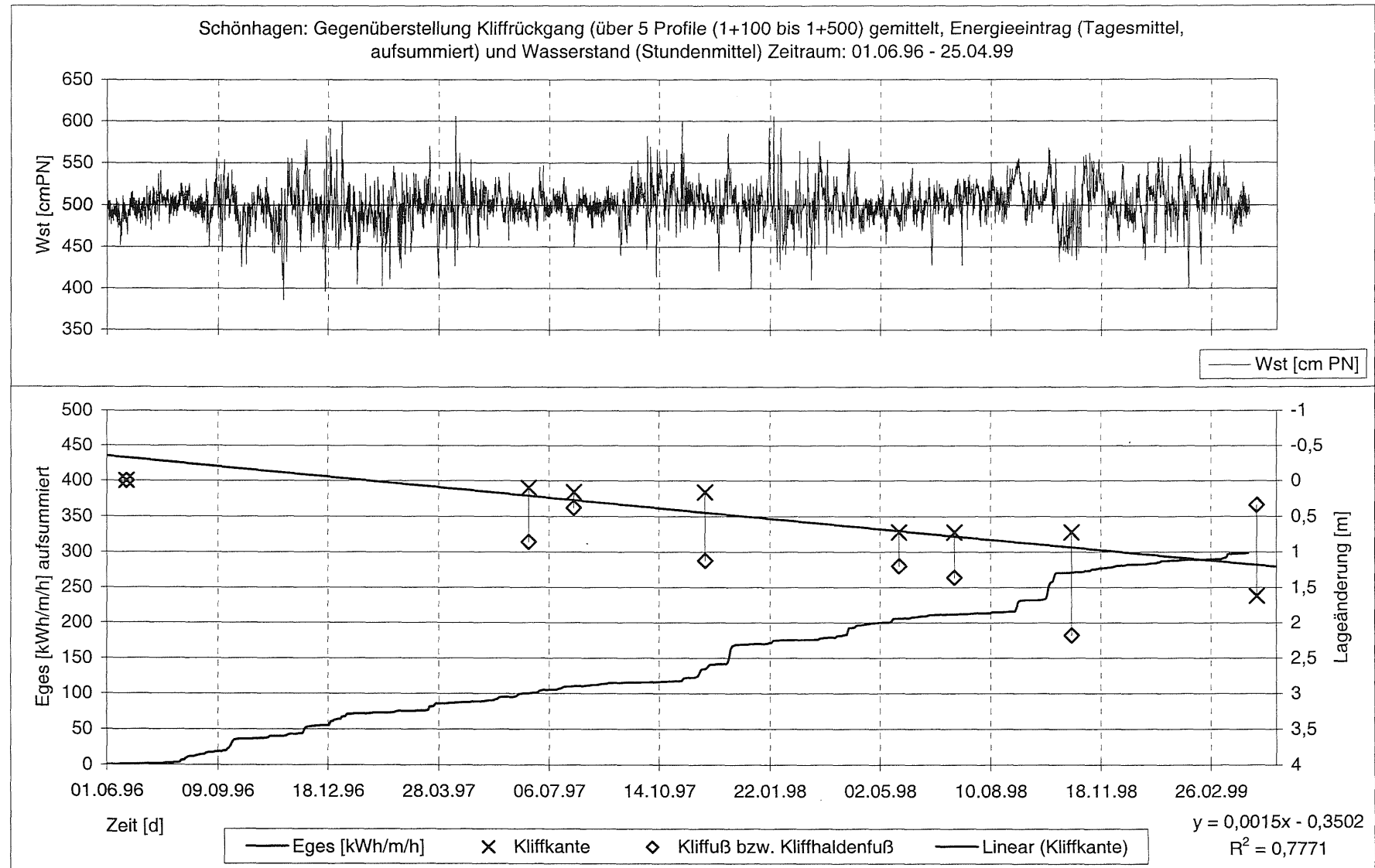


Abb. 50: Gegenüberstellung von Wasserstand, Energieeintrag und Kliffrückgang für Schönhagen. Meßzeitraum: 01.06.1996-25.04.1999

Die Gesamtenergiebelastung stieg zwar im ersten Vermessungsjahr nicht so deutlich sprunghaft an, wie im zweiten Vermessungsjahr, erreichte aber einen ähnlich hohen Gesamtwert mit 2387 kWh/m gegenüber 2652 kWh/m. Die Kliffoberkante wurde im zweiten Vermessungsjahr um durchschnittlich 0,62 m wesentlich stärker zurückverlagert. Auch die Wasserstandsganglinie zeigt für das erste Vermessungsjahr keine unterdurchschnittlichen Verhältnisse (Abb. 50). Die Gesamtstundenzahl der Verweildauer erhöhter Wasserstände ist bezogen auf diesen langen Zeitraum als durchschnittlich einzustufen (Abb. 51). Die Lagestabilität der Kliffoberkante läßt sich jedoch durch die zu Beginn der Untersuchungen vorliegende, flache und damit insgesamt stabile Hangneigung erklären (Abb. 52). Bei diesen flachen Hangneigungen wirken sich Lageänderungen des Kliffußes bzw. des Kliffhaldenfußes offensichtlich noch nicht gefährdend auf die Lagestabilität der Kliffoberkante aus.

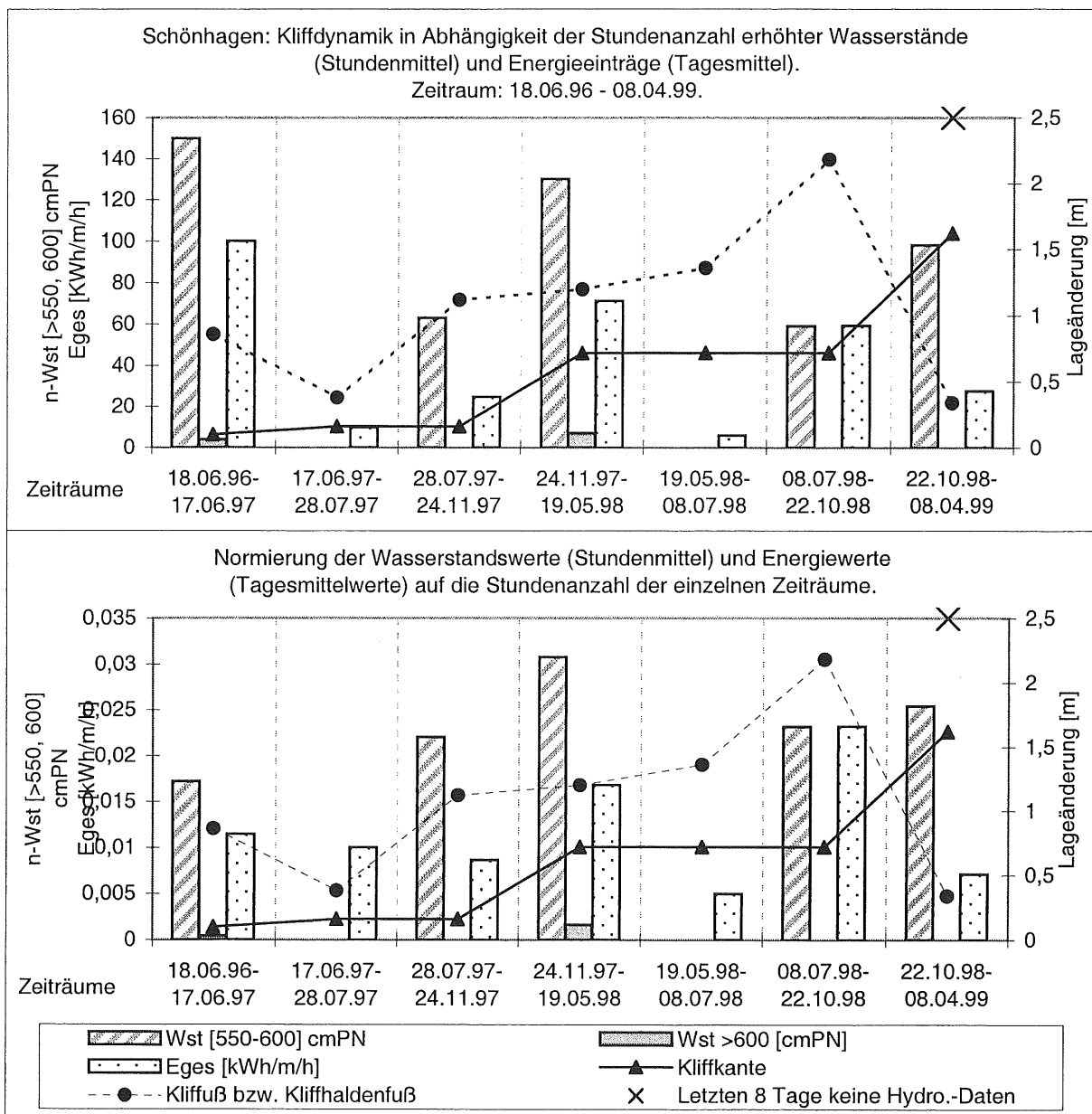


Abb. 51: Lageänderungen des Schönhagener Kliffs in Abhängigkeit der Stundenzahl erhöhter Wasserstände und Energieeinträge vom 18.06.1996-08.04.1999.

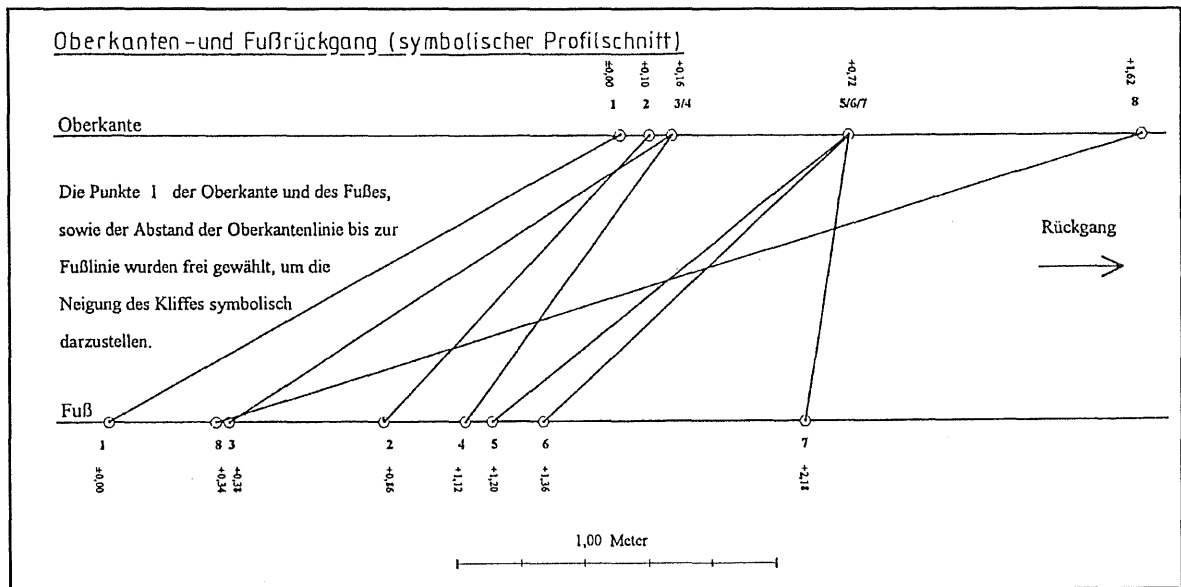


Abb. 52: Darstellung der Kliffneigungen in Schönhagen zu acht unterschiedlichen Untersuchungszeitpunkten.

Zur zweiten Vermessung hatte sich das Kliff bereits soweit versteilt, daß es im folgenden Vermessungszeitraum, in dem mehrere kleine Ereignisse ohne Wasserstandserhöhungen über 550 cm PN auftraten (Abb. 53), zu einer geringfügigen Rückverlegung der Kliffoberkante von durchschnittlich 0,06 m und einer Vorverlegung der Kliffhalde kam (Abb. 50, 51). Innerhalb der folgenden 121 Tage (3. Vermessungszeitraum) wurde die Kliffhalde wieder abgeräumt (Abb. 52). Grund hierfür waren mehrere Ereignisse mit mehrtägig andauernden Energieeinträgen von weit über 50 kWh/m pro Tag und Wasserstandserhöhungen über 550 cm PN von insgesamt 63 Stunden (Abb. 50, 51). Das Kliff war nun stark versteilt und damit wenig resistent gegen die hydromechanischen Belastungen der folgenden, für diesen Untersuchungszeitraum markanten Ereignisphase im Winterhalbjahr 1997/1998 (Abb. 54). Energieeinträge bis zu 224 kWh/m pro Tag und Verweildauern erhöhter Wasserstände über 137 Stunden (550 cm PN) bzw. 7 Stunden (600 cm PN) führten zu einer sprunghaften Rückverlagerung der Kliffoberkante von durchschnittlich 0,56 m. Ein Teil der Kliffhalde wurde gleichzeitig abtransportiert.

In den energieärmeren Sommermonaten 1998 setzte eine zeitweilige Ruhephase mit geringfügigen Lageveränderungen des Kliffhaldenfußes ein. Das Kliff war so stabil, daß während der zweiten, für diesen Untersuchungszeitraum markanten Ereignisphase im Winter 1998 mit mehrtägigen Energieeinträgen von bis zu 180 kWh/m pro Tag und 59-stündigen Wasserstandserhöhungen über 550 cmPN zunächst lediglich die Kliffhalde vollständig abgetragen wurde (Abb. 50, 52). Das Kliff hatte dadurch einen nahezu senkrechten Neigungsgradienten und verlor seine Lagestabilität. Schließlich wurde die Kliffoberkante in dem Zeitraum 22.10.98-08.04.99 um durchschnittlich 0,90 m zurückgeschnitten. Dadurch kam es zur Ausbildung einer extrem flachen Hangneigung (Abb. 51).

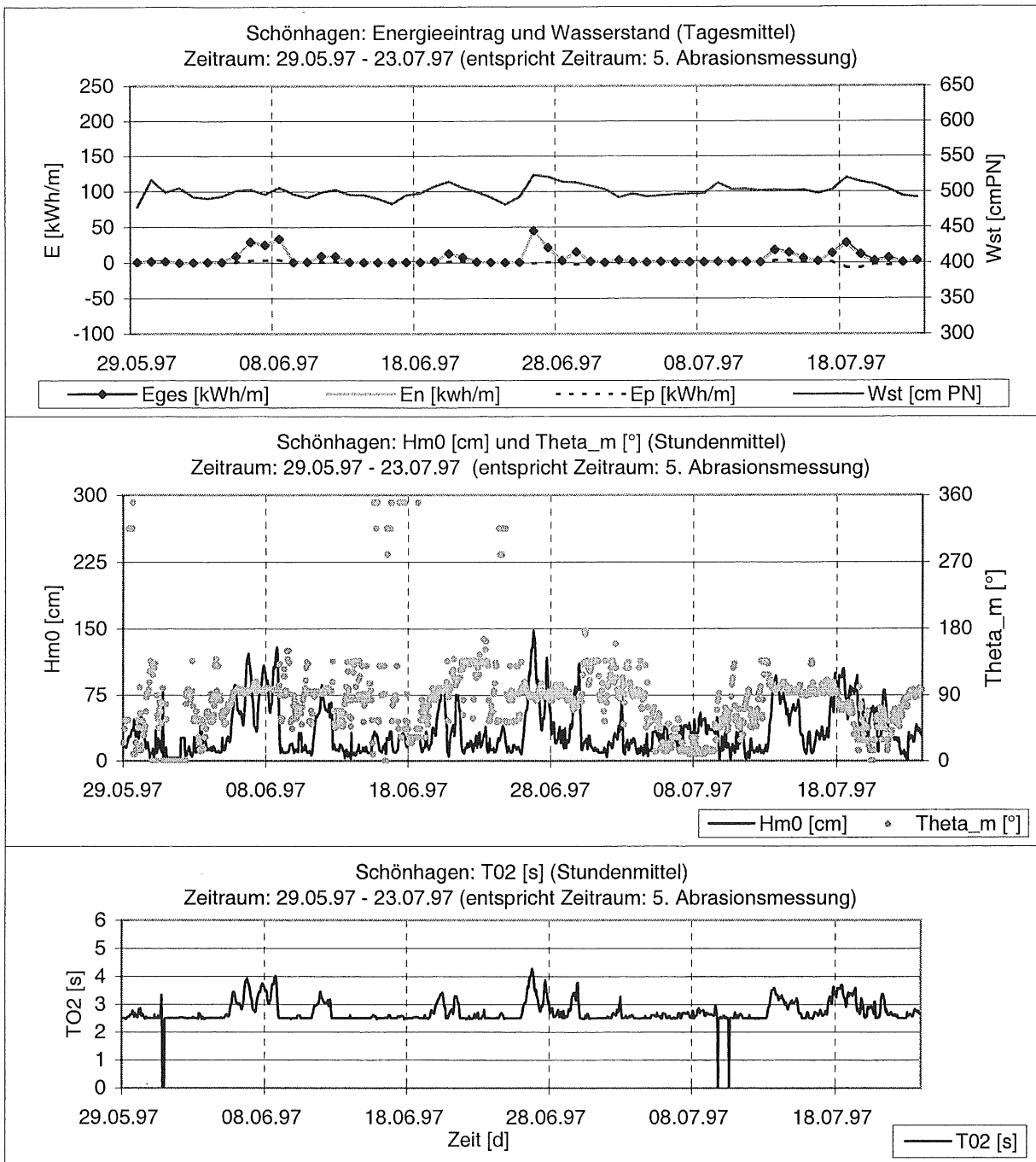


Abb. 53: Energieeintrag, Wasserstand, Wellenhöhe $[H_{m0}]$, Wellenanaufrichtung und Wellenperiode $[T_{02}]$ in Schönhagen. Zeitraum: 29.05.97-23.07.97.

Aus der Beschreibung dieser Prozesse läßt sich schließen, daß die Kliffdynamik und damit auch der Kliffrückgang in Schönhagen unmittelbar an die hydrodynamischen Verhältnisse gekoppelt sind. Eine wesentliche Rolle spielt dabei die Kliffneigung. Ein hoher Energieeintrag mit gleichzeitig erhöhten Wasserständen muß nicht zwangsläufig auch zu einer unmittelbaren Zurückverlegung der Kliffoberkante führen, wenn das Kliff zu Beginn der hydrodynamischen Belastung in einem stabilen und durch die Existenz einer ausgeprägten Kliffhalde zugleich geschütztem Zustand vorliegt. Anders hingegen verhält sich der Rückgangsprozeß, wenn das Kliff bereits stark versteilt ist, damit in einen instabilen Zustand übergeht und in dieser

Situation einer hydrodynamischen Belastung ausgesetzt wird. Beide Gegebenheiten wurden beobachtet.

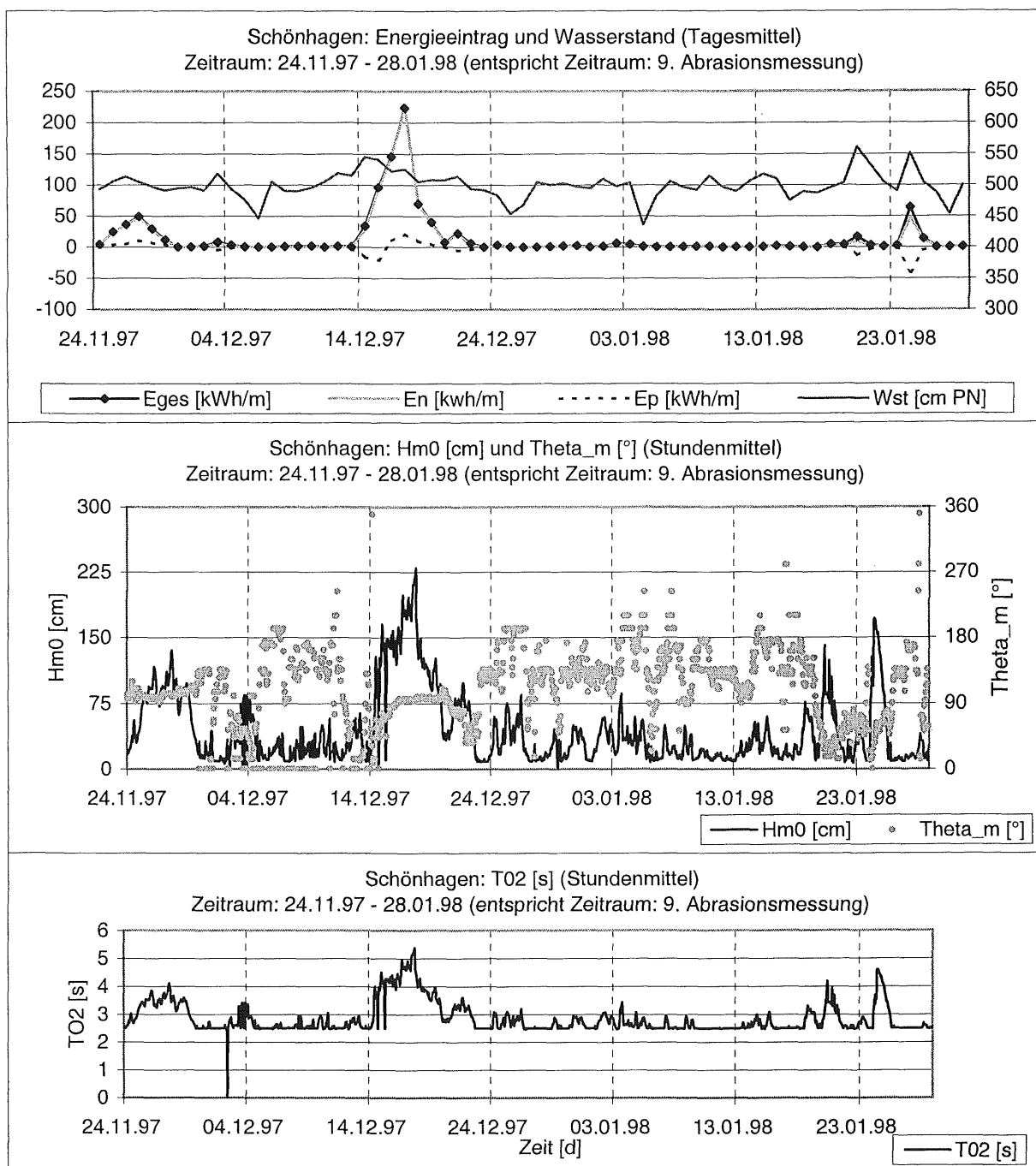


Abb. 54: Energieeintrag, Wasserstand, Wellenhöhe $[H_{m0}]$, Wellenanlaufzeit und Wellenperiode $[T_{02}]$ in Schönhagen. Zeitraum: 24.11.97-28.01.97.

Im Untersuchungszeitraum können saisonale Unterschiede beobachtet werden und es deutet sich ein phasenhaftes Rückgangsverhalten an. Die markanten Ereignisphasen mit erhöhten Wasserständen traten ausschließlich in den Winterhalbjahren auf, die Ruhephasen entfielen auf die Sommermonate. Es bleibt zu prüfen, wie die für diesen Untersuchungszeitraum markanten Ereignisphasen im längerfristigen Mittel zu bewerten sind. Ein Vergleich der Energieflußkurven der Winterhalbjahre 1985/1986 und 1996/1997 verdeutlicht (Abb. 55), daß die im

Untersuchungszeitraum aufgetretenen Ereignisphasen durchaus nicht als überdurchschnittlich zu werten sind. Demnach könnte theoretisch ein deutlich stärker phasenhaftes Rückgangsverhalten eintreten.

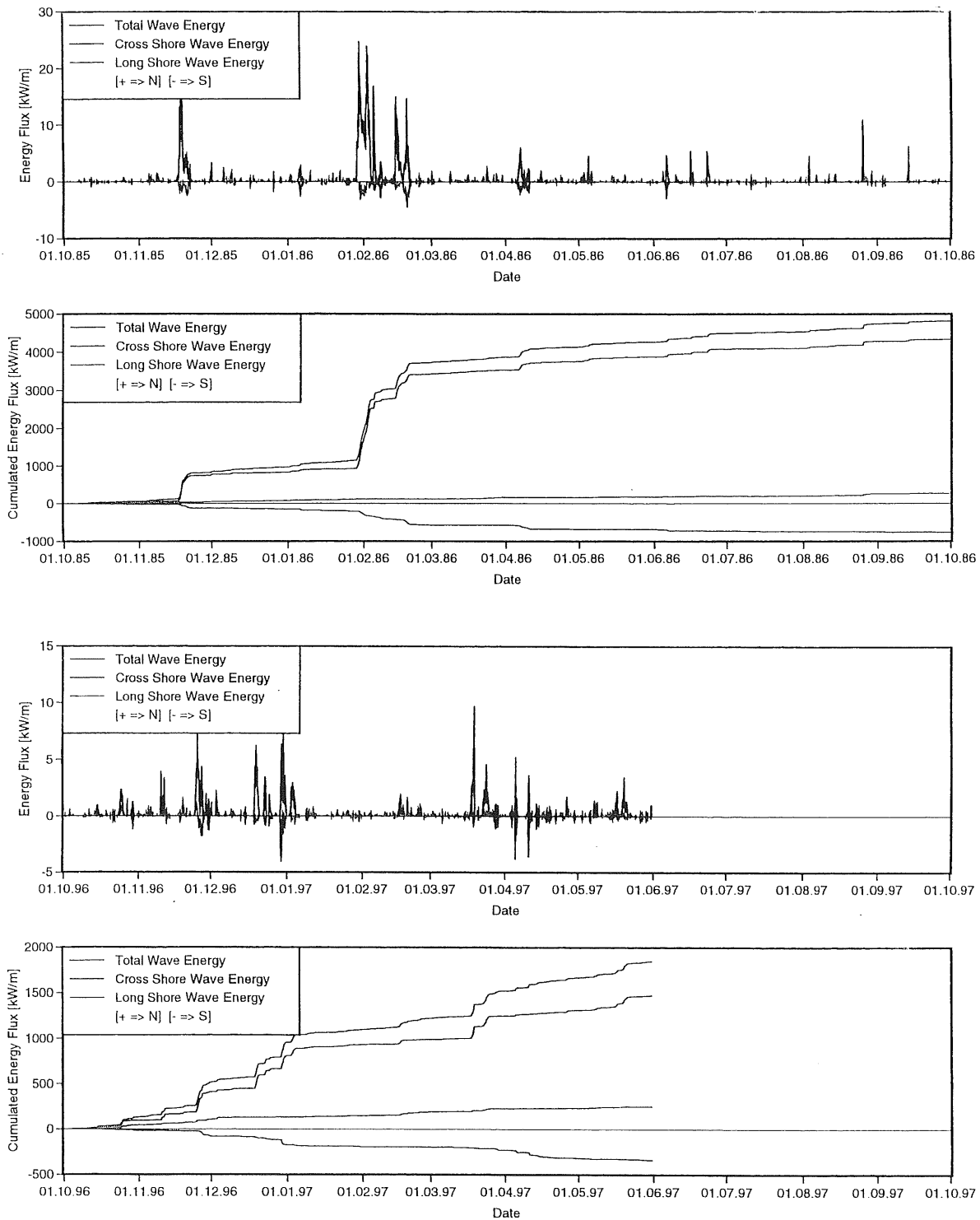


Abb. 55: Energieflußberechnungen für Schönshagen in den Zeiträumen 01.10.85-01.10.86 und 01.10.96-01.10.97.

6.2.2.2 Dynamik des Kliffrückganges in Heiligenhafen

Der Kliffabschnitt ist charakterisiert durch folgende Merkmale (vgl. Kap 6.1.2.1, Abb: 32a,b):

- Höchster Kliffabschnitt
- Exponierung nach Nordwesten
- Kliffrückgang durchschnittlich 0,14 m/a im Vermessungszeitraum 07/96 - 03/99
- Schollenrutschungen über eingeschupptem Ton an der Kliffbasis

Der im Heiligenhafener Untersuchungsgebiet betrachtete Kliffabschnitt zeigt in einer Gegenüberstellung der Vermessungs-, Energie- und Wasserstandsdaten (Abb. 56) eine ungewöhnlich geringe Dynamik mit einem sehr kontinuierlichem Rückgangsverhalten der Kliffoberkante. Eine sprunghafte Zurückverlegung der Kliffoberkante tritt zu keiner Vermessung auf (Abb. 56). Dieses Ergebnis verwundert zunächst, da der Gesamtenergieeintrag von rund 10380 kWh/m den von Schönhagen um 31% übersteigt und sich anhand der Energiesummenlinie markante Ereignisphasen mit max. Energieeinträgen von 240 kWh/m deutlich abheben (Abb. 56). Dennoch treten keine nennenswerten Lageänderungen der Kliffkante oder des Klifffußes bzw. des Kliffhaldenfußes auf.

Zur Erklärung muß die von den nach Osten exponierten Küstenabschnitten abweichende Wasserstandssituation in die Betrachtung einbezogen werden (vgl. Kap. 6.2.1.2). In Heiligenhafen konnten im Untersuchungszeitraum häufiger Situationen erfaßt werden, in denen ein vermehrter Energieeintrag, mit mittleren Wellenhöhen [H_{m0}] von 2 m im Tiefwasser, an niedrige bis mittlere Wasserstände (400-500 cm PN) gebunden war. Im unmittelbaren Vorstrandbereich (Wassertiefe -1,8 m NN, 27 m Uferentfernung) wurden unter solchen Bedingungen zur gleichen Zeit nur mittlere Wellenhöhen von lediglich 0,50 m gemessen (Abb. 57 s. Pfeile). Die Zone der Hauptenergie-dissipation lag folglich weiter seewärts, so daß ein unmittelbarer Abtrag der Kliffhalde und damit ein massiver Wellenangriff am Kliff ausblieb.

Eine weitere Begründung für das ungewöhnlich langsame Zurückschneiden dieses Kliffabschnittes ist auf seinen geologischen Aufbau zurückzuführen. Hier ist der Geschiebemergel von besonders quellfähigen, eingeschuppten Tarrastonen unterlagert (vgl. Kap. 6.1.2.2), die sowohl durch ihre Eigenschaft als Grundwasserstauer als auch durch ihre plastischen Eigenschaften meist eine Destabilisierung des Kliffs und damit große Schollenrutschungen verursachen. Derart aufgebaute Kliffs weisen also eine gänzlich andere Statik mit vergleichsweise flachen Neigunggradienten auf (Abb. 58).

In Phasen längerfristig erhöhter Wasserstände, die sich hauptsächlich auf die Winterhalbjahre beschränkten, konnte eine überwiegend seewärtige Verlagerung des Kliffhaldenfußes verzeichnet werden (Abb. 59).

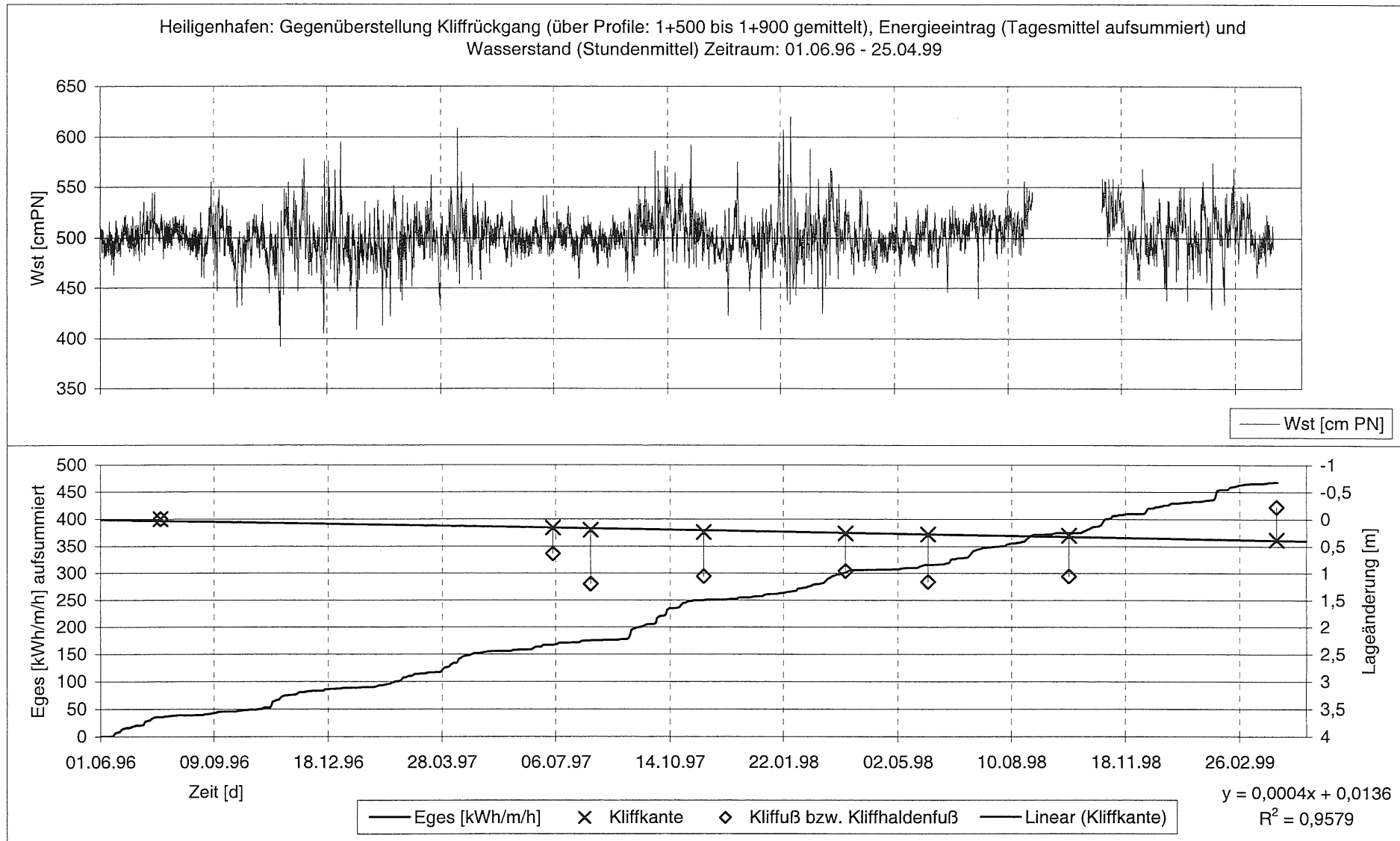


Abb. 56: Gegenüberstellung von Wasserstand, Energieeintrag und Kliffrückgang für Heiligenhafen. Meßzeitraum: 01.06.1996-25.04.1999.

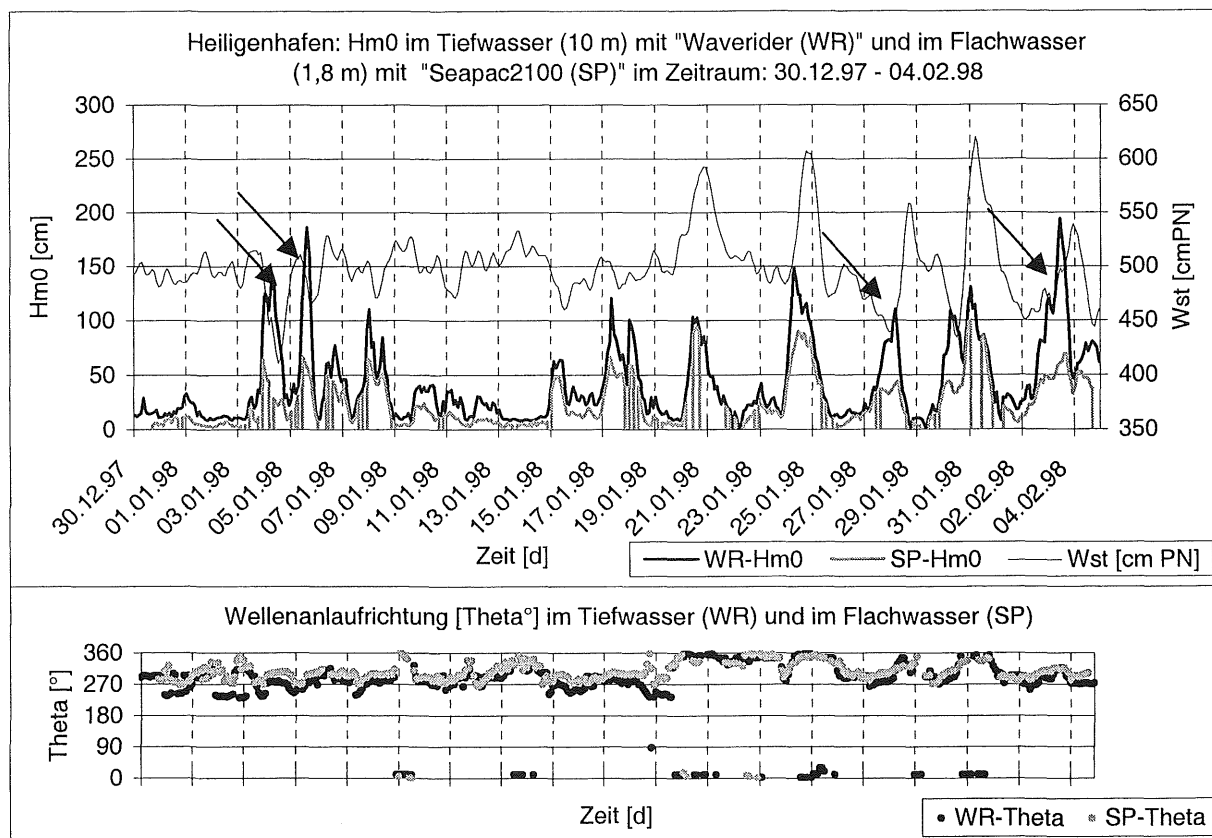
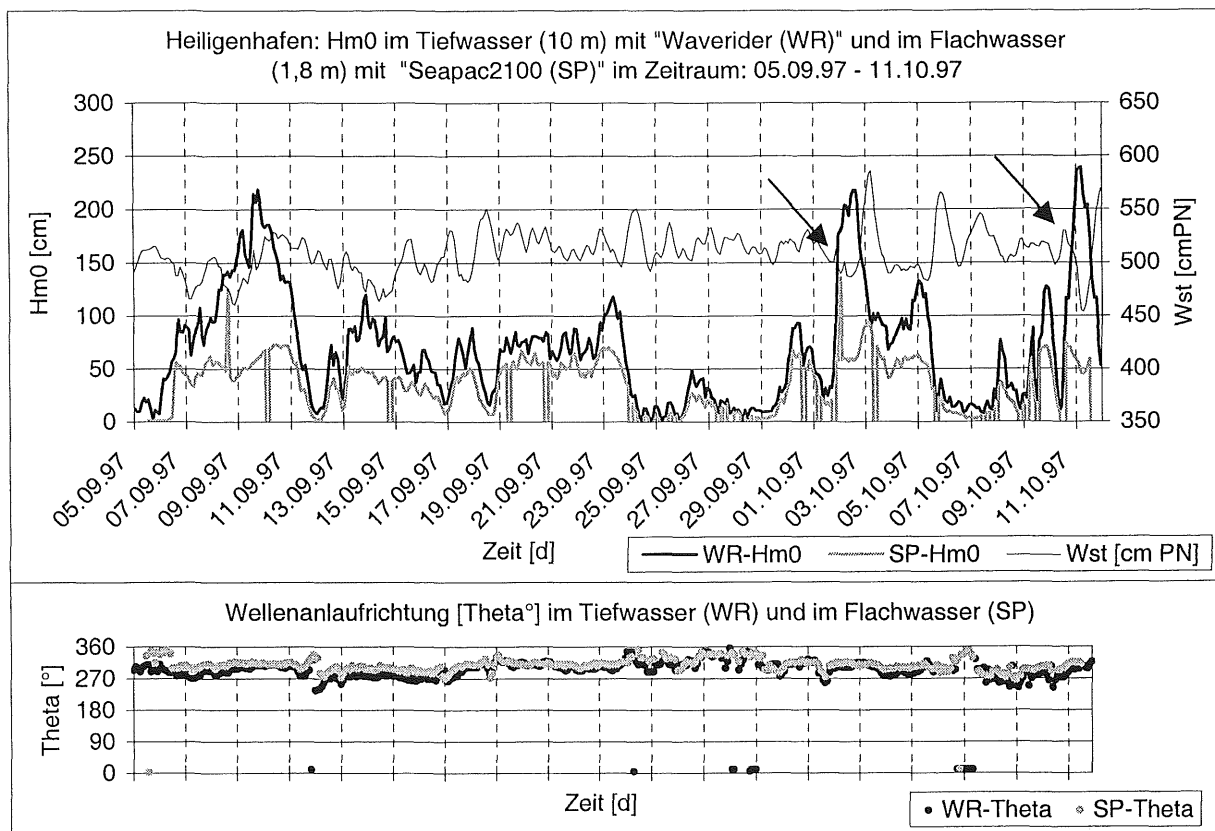


Abb. 57: Energieeintrag, Wasserstand, Wellenhöhe [H_{m0}], Wellenanlaufrichtung und Wellenperiode [T_{02}] in Heiligenhafen. Zeitraum: 05.09.1997-11.10.1997.

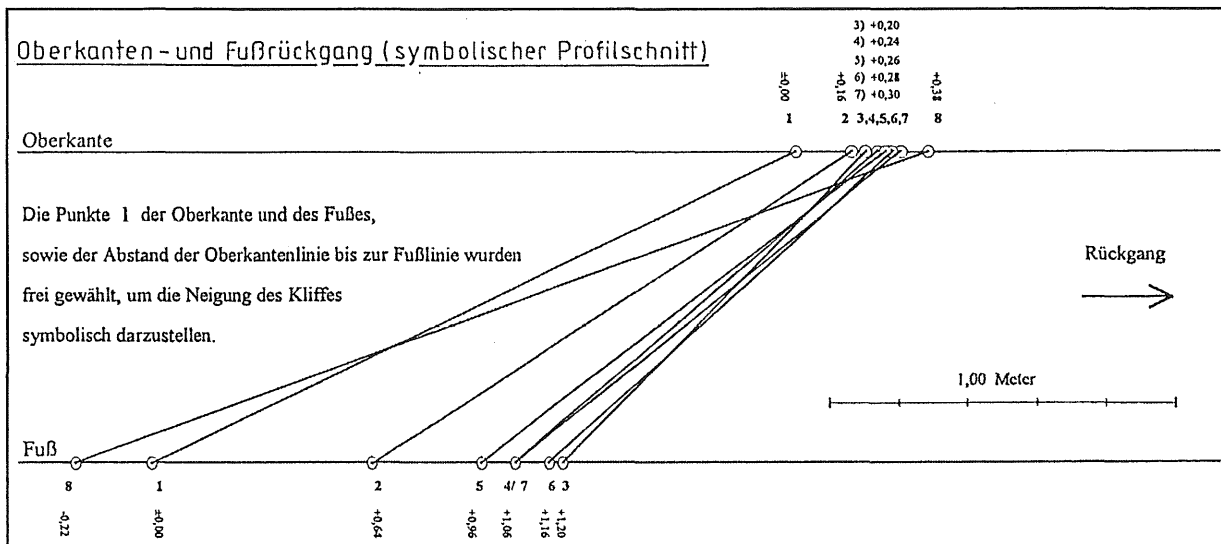


Abb. 58: Darstellung der Kliffneigungen in Heiligenhafen zu acht unterschiedlichen Untersuchungszeitpunkten.

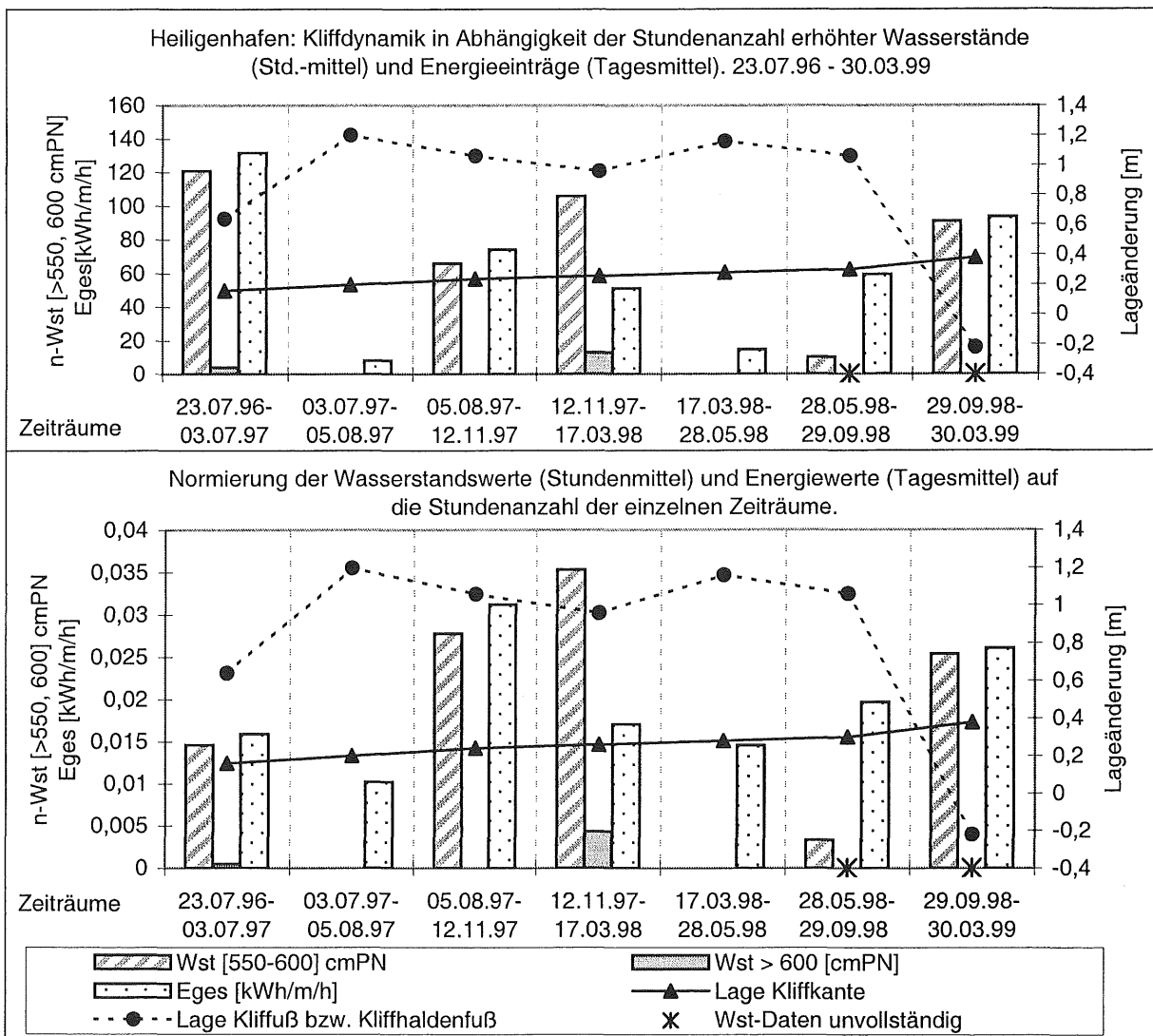


Abb. 59: Verlagerung des Heiligenhafener Kliffs in Abhängigkeit der Stundenanzahl erhöhter Wasserstände und Energieeinträge. Zeitraum: 23.07.96 - 30.03.99.

6.2.2.3 Dynamik des Kliffrückganges in Brodten

Der Kliffabschnitt ist charakterisiert durch folgende Merkmale (vgl. Kap 6.1.3.1, Abb: 36a,b):

- Höchster Kliffabschnitt
- Exponierung nach Nordosten
- Kliffrückgang von durchschnittlich 0,25 m/a im Vermessungszeitraum 16.10.96-22.03.99.
- Mächtige Schluff- und Feinsandeinschaltungen
- Partielle Bewaldung

Der Brodtener Kliffabschnitt wies zu Beginn der Vermessungen eine sehr flache Hangneigung auf (Abb. 60). Von Oktober 1996 bis Juli 1997 blieb die Kliffoberkante bei einem vergleichsweise gering einzustufenden Gesamtenergieeintrag von 1293 kWh/m (~ 9 Monate) und Verweilzeiten erhöhter Wasserstände von 164 Stunden über 550 cm PN bzw. 7 Stunden über 600 cm PN nahezu lagestabil (Rückgang 0,06 m). Die Kliffhalde wurde im gleichen Zeitraum um durchschnittlich 1,60 m deutlich zurückgeschnitten (Abb. 60, Abb. 61).

Damit versteilte sich das Kliff und Material brach nach (3. Vermessung). Es ist bemerkenswert, daß dieser Materialabbruch mit geringfügigen Lageänderungen der Kliffkante verbunden war (Abb. 61). Zur Erklärung muß der lithologische Aufbau dieses Kliffabschnittes mit seinen mächtigen Schluff-Sand-Einschaltungen sowie die Beeinflussung der Lagestabilität der Kliffoberkante durch eine partiell starke Durchwurzelung in die Betrachtungen einbezogen werden. Insbesondere in Brodten werden immer wieder deutliche Überhänge der Kliffoberkante beobachtet, die durch ein festes Wurzelgeflecht von nahe am Kliffrand stehenden Bäumen noch eine zeitlang lagestabil bleiben.

Vor der vierten Aufmessung (24.11.1997) war die Kliffhalde durch Energieeinträge von insgesamt 319 kWh/m sowie erhöhten Wasserständen (Abb. 62) erneut abgetragen worden, so daß sich eine steile Hangneigung einstellte. Diese Kliffsituation war nicht stabil genug, um der folgenden, für diesen Zeitraum (24.11.97 - 19.05.98) herausragenden Ereignisphase mit Energiespitzeinträgen von 177 kWh/m bei Wellenhöhen (H_{m0}) von 206 cm (Abb. 63) und gleichzeitigen Verweildauern erhöhter Wasserstände über 550 cm PN von 144 Stunden bzw. über 600 cmPN von 14 Stunden standzuhalten (Abb. 61, Abb. 62). Die Wellen erreichten während dieser Phasen im Flachwasser (Wassertiefe -2,4 m NN, Uferentfernung ca. 70 m) immer noch Höhen von $H_{m0} = 165$ cm (Abb. 63). Die Hauptenergiedissipation erfolgte damit im unmittelbaren Vor- bzw. Strandbereich. Der Gesamtenergieeintrag belief sich in diesem Zeitraum (24.11.97-19.05.98) auf 1199 kWh/m. Die Kliffoberkante wurde mit durchschnittlich 0,22 m am stärksten zurückverlegt und dabei freiwerdendes Material unmittelbar abtransportiert, was sich an der geringfügigen Lageänderung des Kliffhaldenfußes verdeutlicht (Abb. 61). Damit blieb das Kliff weiterhin vergleichsweise steil.

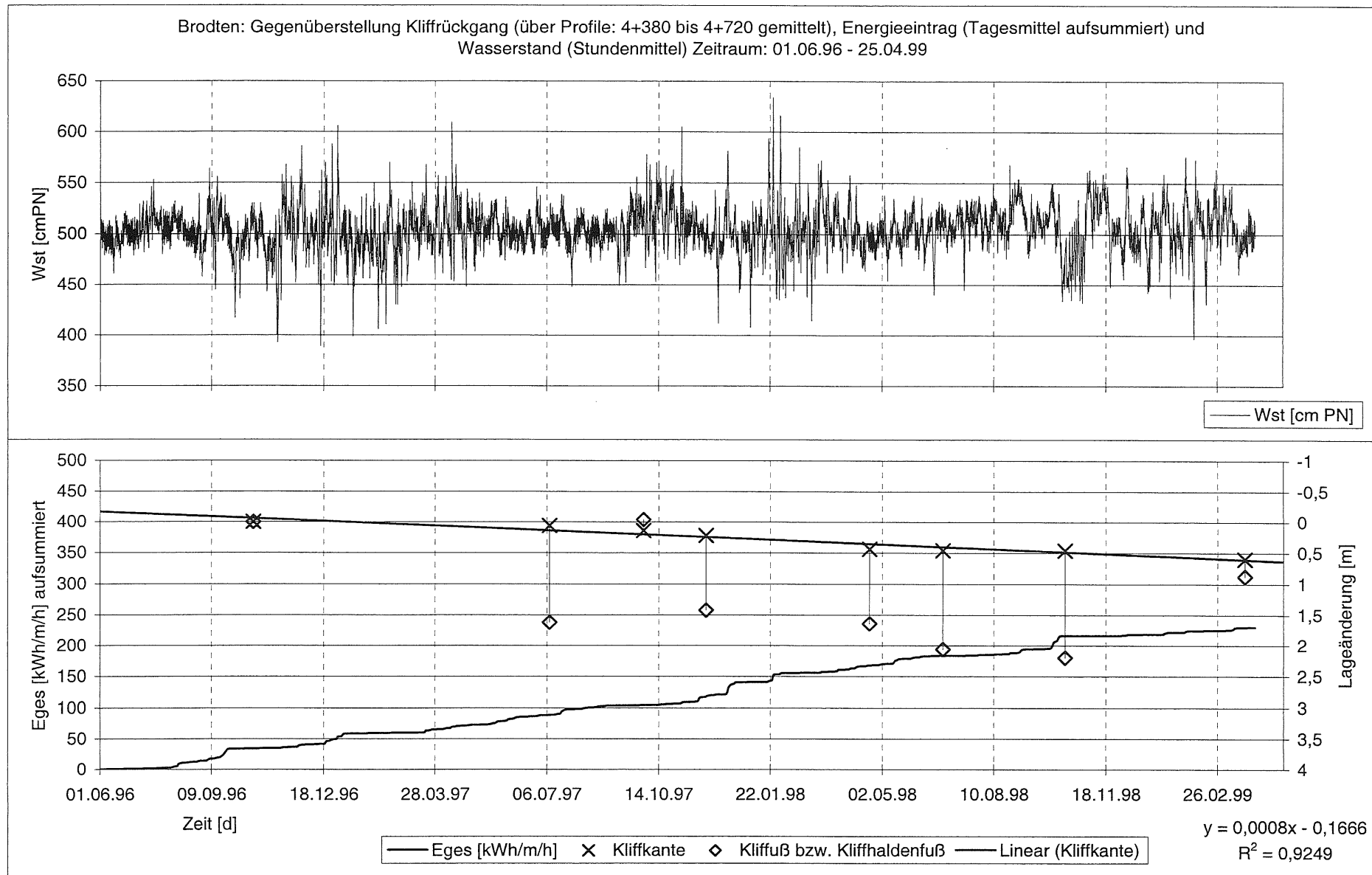


Abb. 60: Gegenüberstellung von Wasserstand, Energieeintrag und Kliffrückgang für Brodten. Meßzeitraum: 01.06.96 - 25.04.99.

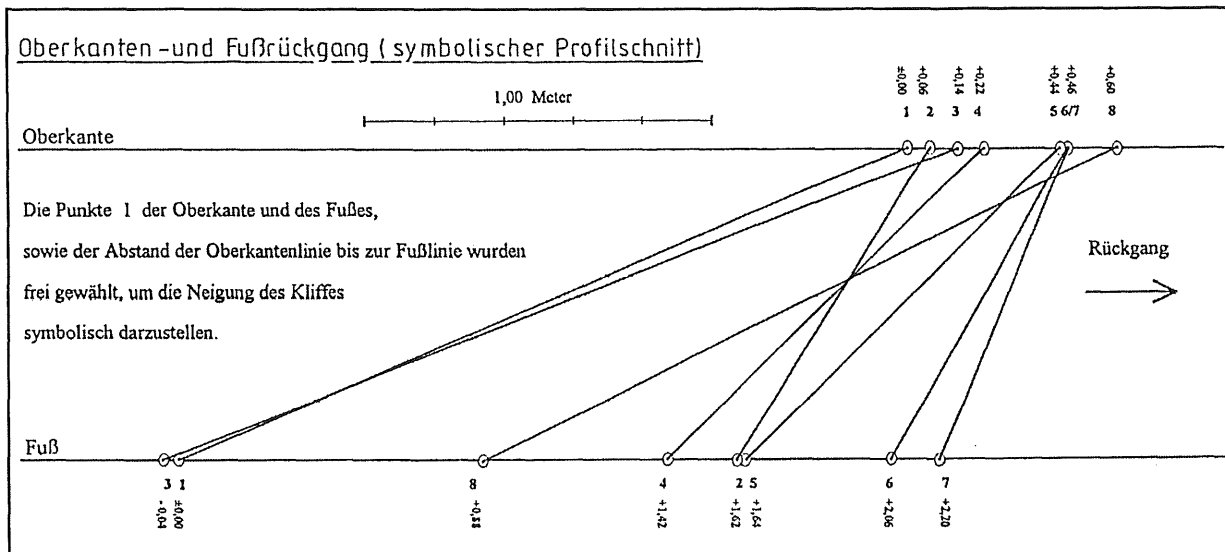


Abb. 61: Darstellung der Kliffneigungen in Broden zu acht unterschiedlichen Untersuchungszeitpunkten.

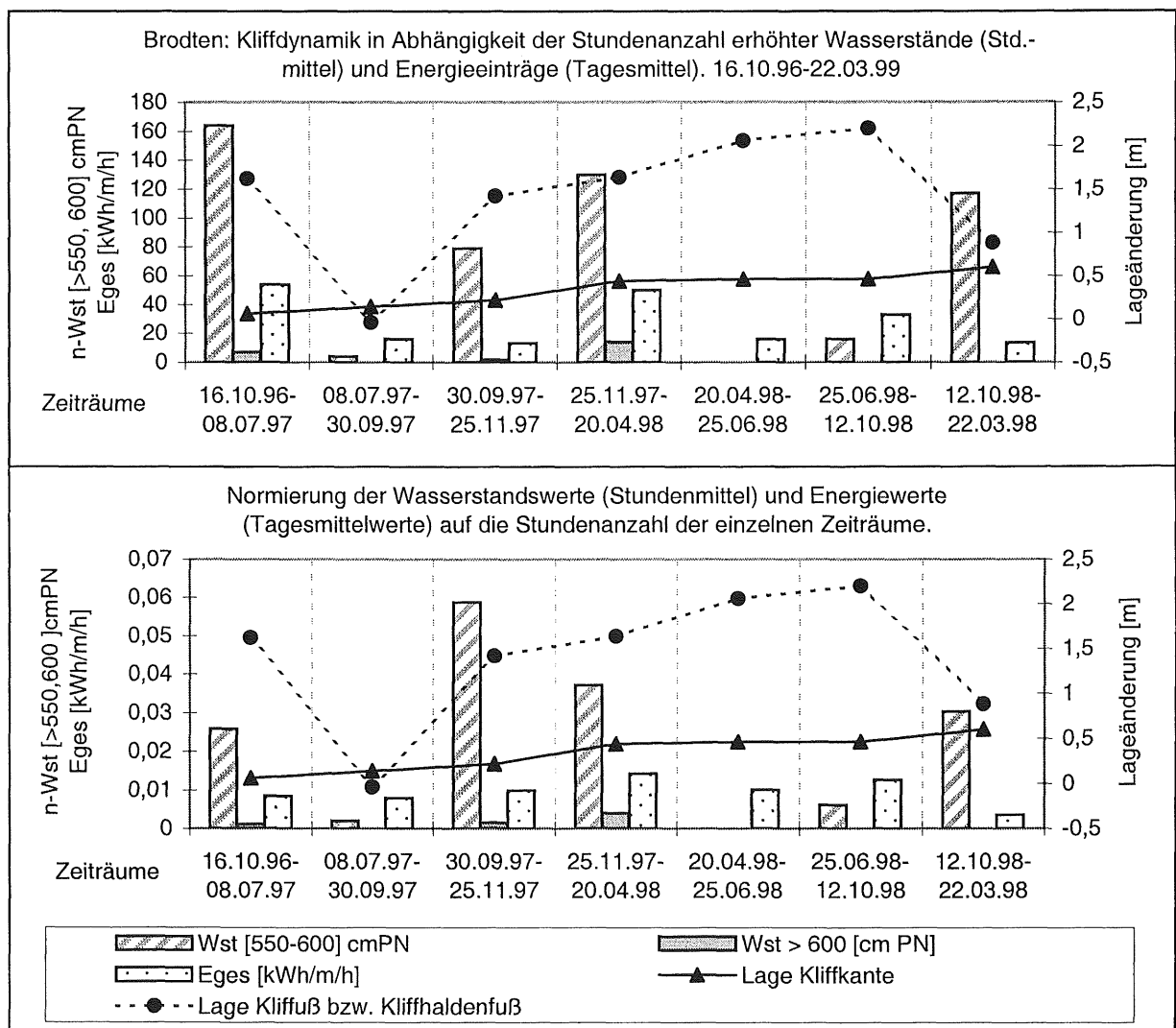


Abb. 62: Verlagerung des Brodener Kliffs in Abhängigkeit der Stundenanzahl erhöhter Wasserstände und Energieeinträge. Zeitraum: 16.10.1996-22.03.1999.

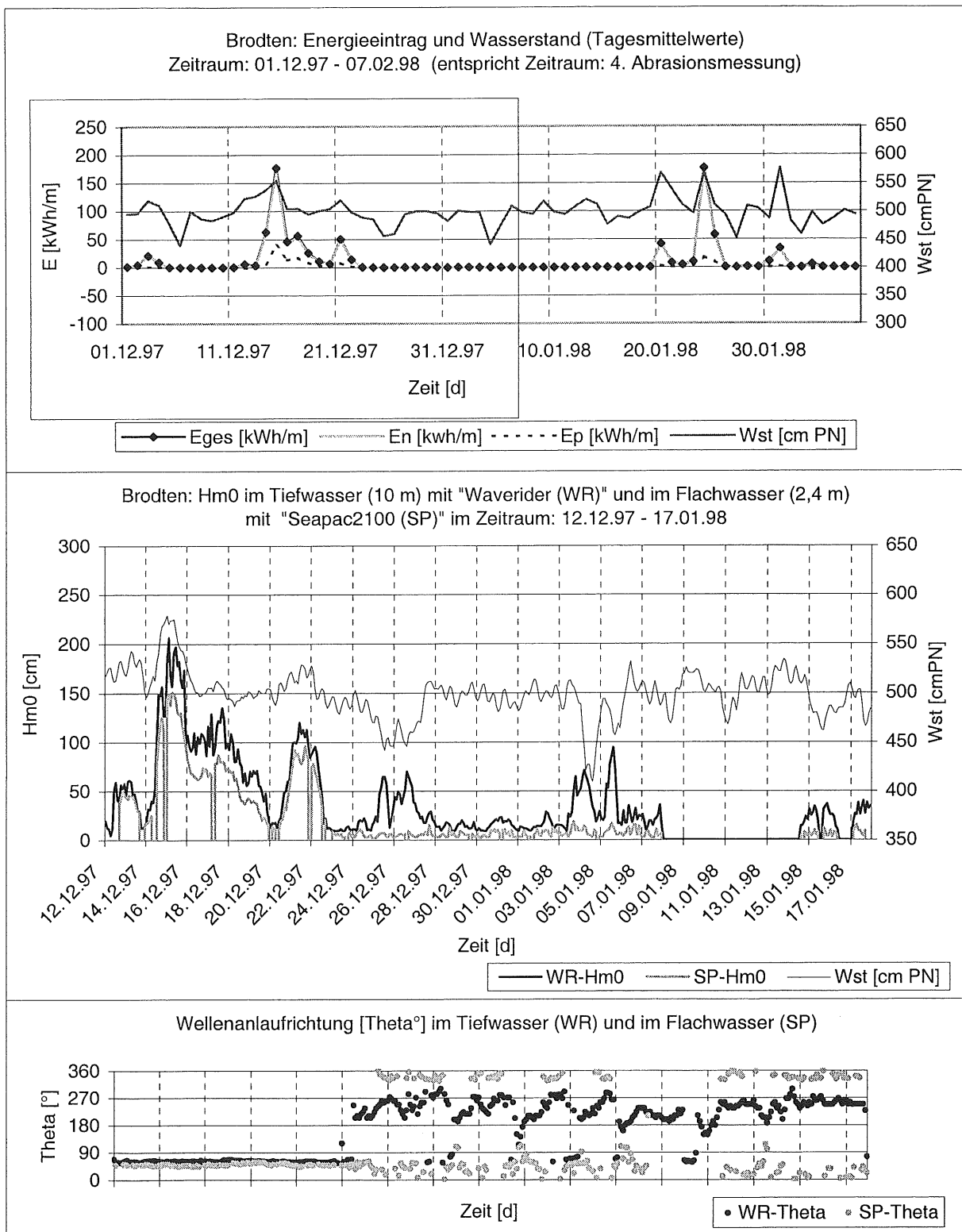


Abb. 63: Energieeintrag, Wasserstand, Wellenhöhe [H_{m0}], Wellenanaufrichtung und Wellenperiode [T_{02}] in Brodten. Zeitraum: 01.12.1997-07.02.1998.

Der Sommer 1998 war durch geringe Veränderungen am Kliff geprägt. Nur der Kliffhaldenfuß verlagerte sich leicht seewärts. Zum Winterhalbjahr wurde jedoch unter erhöhten Energieeinträgen und längeren Verweilzeiten hoher Wasserstände die Kliffkante erneut um durch-

schnittlich 0,14 m zurückverlegt. Der Kliffhaldenfuß schob sich gleichzeitig stark seewärts, so daß sich im Mittel wieder ein sehr flaches Kliffprofil einstellte (Abb. 61, 62).

Der Brodtener Kliffabschnitt reagiert demnach auf hydrodynamische Ereignisse (erhöhte Energieeinträge und längere Verweilzeiten erhöhter Wasserstände) mit Lageänderungen der Kliffoberkante und des Kliffhaldenfußes. Ein sprunghafter Rückgang der Kliffoberkante deutet sich an, läßt sich aber aufgrund der insgesamt niedrigeren durchschnittlichen Rückgangsbeträge vergleichsweise schlechter erkennen als in Schönhagen.

Der Gesamtenergieeintrag betrug 4692 kWh/m (1941 kWh/m/a). Damit liegt er für den Untersuchungszeitraum der Kliffvermessung im Vergleich zu Schönhagen mit 7147 kWh/m (2523 kWh/m/a) und Heiligenhafen mit 10381 kWh/m (3893 kWh/m/a) vergleichsweise niedrig. Bei dieser Gegenüberstellung dürfen jedoch die Datenlücken für Brodten (9,2 % der Gesamtstundenanzahl) nicht unerwähnt bleiben (vgl. Kap. 6.2.1.1).

6.2.2.4 Gebietsübergreifende Ergebnisse zur Kliffdynamik

Bei den generellen Betrachtungen zu den Rückgangsgeschwindigkeiten sei an dieser Stelle auf die in allen drei Untersuchungsgebieten jeweils vor den Kliffabschnitten befindlichen, küstenparallel verlaufenden Geschiebemergelschwelle hingewiesen (vgl. Kap. 6.1.2.1-2). Nach Simulationen der Energiedissipation für unterschiedliche Wellenhöhen verursachen diese, ähnlich wie von Sandriffkörpern bekannt, eine partiell erhöhte Energiedissipation des einlaufenden Seegangs. Sie mindern damit die auf den jeweiligen Kliffabschnitt einwirkende Seegangsenergie (Abb. 64). In Heiligenhafen liegt diese Schwelle, von einem sandriffähnlichen Körper zeitweilig noch überlagert, im unmittelbaren, vergleichsweise steilen Vorstrandbereich. Dort wird nach theoretischen Berechnungen von einer 2 m (H_{m0}) hohen Tiefwasserwelle etwa 50% der Energie umgesetzt. Bei Niedrigwasser wird dort sogar eine Änderung der signifikanten Wellenhöhe auf der Grundlage von Messungen von über 75% ermittelt (vgl. Kap. 6.2.1.3). In den anderen beiden Gebieten liegt diese Schwelle etwas weiter seewärts, dort wo der Seegrund einen vergleichsweise flacheren Neigungsgradienten aufweist. Damit absorbieren diese nur einen Teil der Seegangsenergie. Für Brodten zeigt sich anhand der profilbezogenen Simulationen zudem eine erhöhte Energiedissipation durch die Präsenz der küstennormal verlaufenden Geschiebemergel-Rückenstrukturen entlang des Profils B-GP3 (Abb. 39). Daraus läßt sich folgern, das solche Strukturen nicht nur das Prozeßgeschehen im Küstenvorfeld, sondern unter bestimmten hydrodynamischen Verhältnissen auch das der Steilufer beeinflussen.

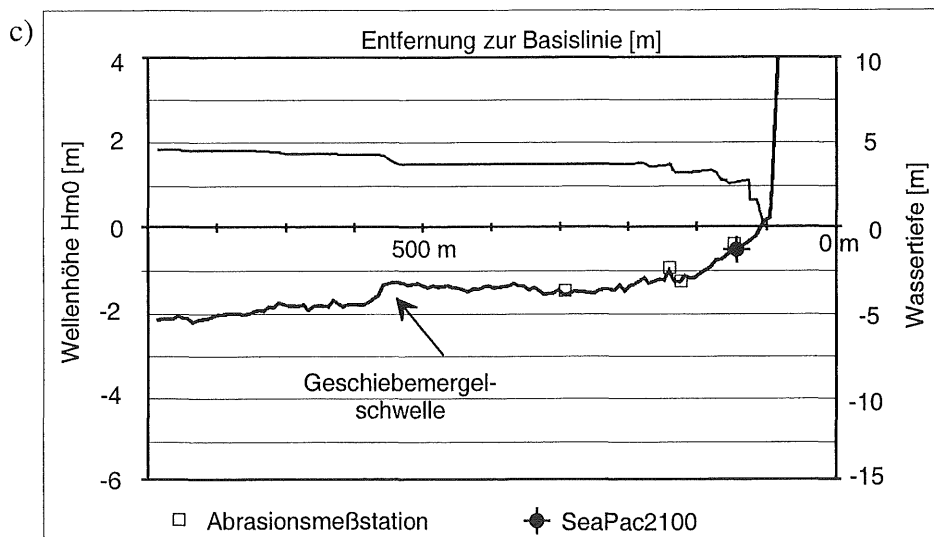
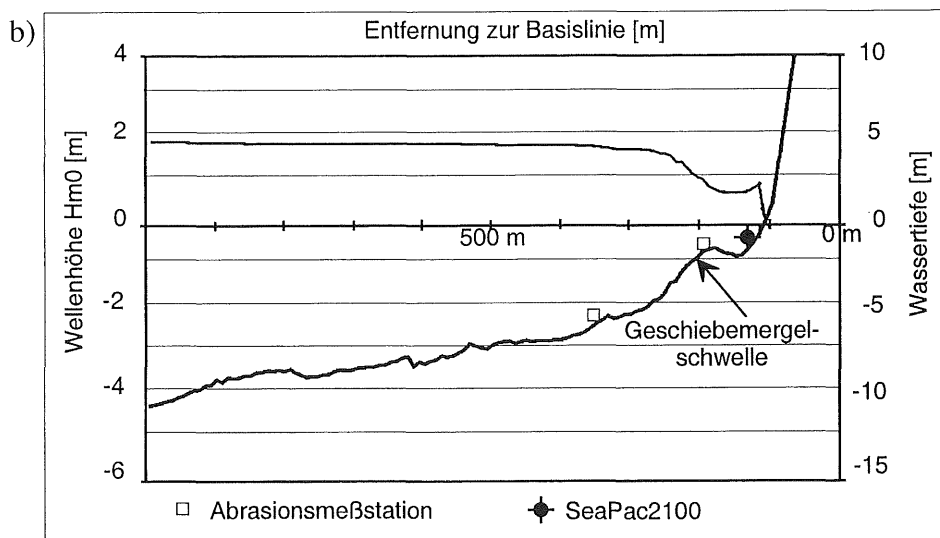
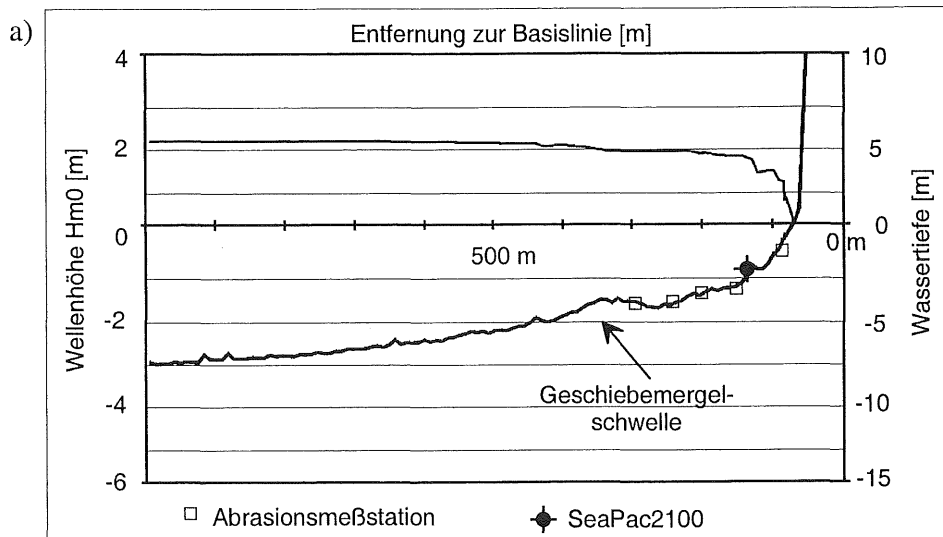


Abb. 64: Simulation es Wellenhöhenverlaufs über die Profile
 a) Schönhagen: S-GP2, Heiligenhafen b) H-GP1 und c) Brodten: B-GP3.

Gebietsübergreifende Aussagen lassen sich unter Berücksichtigung der insgesamt für den Untersuchungszeitraum als durchschnittlich einzustufenden hydrodynamischen Verhältnisse wie folgt zusammenfassen:

- Für Schönhagen und Brodten läßt sich bereits in einem 34 bzw. 29-monatigen, Untersuchungszeitraum ein kompletter Rückgangszyklus aufzeigen.
- Der geologisch-lithologische Aufbau und die Lagerungsverhältnisse des jeweils betrachteten Kliffabschnittes beeinflussen die Rückgangsprozesse. Betrachtungen und Vergleiche unterschiedlicher Kliffabschnitte und deren Morphodynamik sind ohne Einbeziehung der Geologie nicht uneingeschränkt möglich.
- Bei der Interpretation der unterschiedlichen Rückgangsraten der Kliffkante muß die jeweils vorausgehende Hangneigungssituation berücksichtigt werden. Ein zeitweilig flacher und damit stabiler Kliffhang wird auch bei höheren hydrodynamischen Belastungen und längeren Verweilzeiten erhöhter Wasserstände nicht unmittelbar mit dem Abbruch der Kliffoberkante reagieren, da zunächst der Kliffhang durch das Abräumen der Kliffhalde destabilisiert werden muß. Eine linearer Zusammenhang zwischen dem Rückgang und dem hydrodynamischen Energieeintrag bzw. dem Wasserstand ist damit für einen kurzen Zeitraum mit vergleichsweise wenigen Meßreihen nicht aufzuzeigen.
- In Brodten und Schönhagen (NE-E exponiert) deutet sich ein phasenhafter, ereignisgesteuerter Rückgang an. Einzelne erhöhte Rückgänge können an definierte Ereignisse gekoppelt werden.
- Saisonale Schwankungen der Kliffdynamik, d.h. verstärkte Abträge in den energiereicheren Wintermonaten sowie sommerliche Ruhephasen, können beobachtet werden.
- Submarine Strukturen in Form küstenparallel verlaufender Schwellen verursachen eine partiell erhöhte Energiedissipation im Küstenvorfeld. Sie müssen bei den Betrachtungen der tatsächlich auf ein Kliff einwirkenden hydrodynamischen Belastung berücksichtigt werden.

6.2.3 Strandvariabilität

Die Strände vor den Kliffs und Niederungsbereichen fungieren nicht nur als kurzfristige Materialdepots, sondern sie können, je nach morphologischer Ausprägung, auch als Puffer gegen die eintreffende Wellenenergie wirken. Zur Erfassung der Variabilität des Lockermaterialvolumens und der Sedimentzusammensetzung in Abhängigkeit von Wasserstand und Energieeinwirkung wurden Strandnivelements und sedimentologische Kartierungen durchgeführt.

Die Strandnivelements wurden auf exakt vermarkten, küstennormal ausgerichteten Profilen in Meterabständen vorgenommen. Hierzu dienten die vom AIR an den Stränden eingerichteten Polygonpunkte. Die Profile begannen jeweils am Kliff (Kliffhaldenfuß bzw. Kliffuß) oder, im Bereich der Niederungen, an der Grasnarbe. Das seewärtige Ende reichte jeweils bis zur Wasserkante. Die Profillänge variierte demnach je nach dem Kliffzustand und Wasserstandsverhältnissen entsprechend.

Die sedimentologischen Kartierungen umfaßten eine Grobansprache der Oberflächensedimente. Die daraus ermittelten Sedimentangaben beziehen sich demnach nicht auf die gesamte Lockersedimentauflage, sondern meist nur auf den Teil, der zwischen den Aufmessungen auch entsprechend umgelagert wurde.

Die Stranduntersuchungen sind mit einigen Unzulänglichkeiten verbunden, die sich im wesentlichen auf die zeitlich variierenden Profillängen zurückführen lassen. Hierzu wurden einige Begriffe eingeführt, auf die im folgenden kurz eingegangen werden soll.

Eine uneingeschränkte Vergleichbarkeit aller Profilaufmessungen ist nur dann möglich, wenn immer die gleichen Profilmeter eines jeden Profils, die sogenannte "Blocklänge (B)", in die Analysen einfließen. Da die jeweilige Profillänge durch die variablen Endungen zu jeder Aufmessung variieren kann, ergibt sich für einige Profile jedoch oft nur ein Vergleich weniger Profilmeter, die das gesamte Strandprofil nicht immer vollständig repräsentieren. Der Vergleich jeweils zwei aufeinanderfolgender Aufmessungen, der sogenannten "individuellen Profillänge (I)" ermöglicht die Einbindung vergleichsweise vieler Datenpunkte, läßt aber nur eine eingeschränkte Vergleichbarkeit zu. Aus diesen Gründen werden meist beide Ansätze parallel vorgestellt, um mit dieser Kombination möglichst viele Information einzubinden.

Die Volumenänderungen werden in Form von "Nettoänderung" und "Bruttoänderung" angegeben. Die Nettoänderungen umfassen die Sedimentmengen die auf einem Strandprofil tatsächlich akkumuliert oder erodiert werden. Somit kann diese Angabe auch den Wert Null einnehmen, ohne daß daran erkenntlich ist, wieviel in dem entsprechenden Strandabschnitt insgesamt umgelagert wurde. Die Bruttoänderungen umfaßt die Summe die Gesamtumlagerung auf einem Profil, unabhängig davon, ob es sich um Erosion oder Akkumulation handelt. Hieraus läßt sich die Profildynamik ableiten.

Insgesamt erfolgten 524 Strandnivellements und sedimentologische Kartierungen, die sich wie folgt auf die Untersuchungsgebiete verteilen: Schönhagen (205), Heiligenhafen (180) und Brodten (139).

6.2.3.1 Variabilität des Strandabschnittes vor dem Schönhagener Kliff

Die 19 im Untersuchungsgebiet Schönhagen eingerichteten Profile (Abb. 17a) wurden in dem Zeitraum 15.06.1996-07.09.1998 bis zu 22 mal untersucht. Dabei beschränkten sich die teilweise in wöchentlichen Abständen durchgeführten Aufmessungen jedoch nur auf einige ausgewählte Profile.

Die Abbildung 65 verdeutlicht die Veränderungen einiger Strandprofile zwischen dem 08.03.1997 und 07.09.1998. Es wird deutlich, daß die Strandabschnitte vor dem zentralen Kliffabschnitt (SP9 - SP11) wesentlich schmaler und niedriger sind, als in den Randbereichen (Abb. 17b, Abb 65).

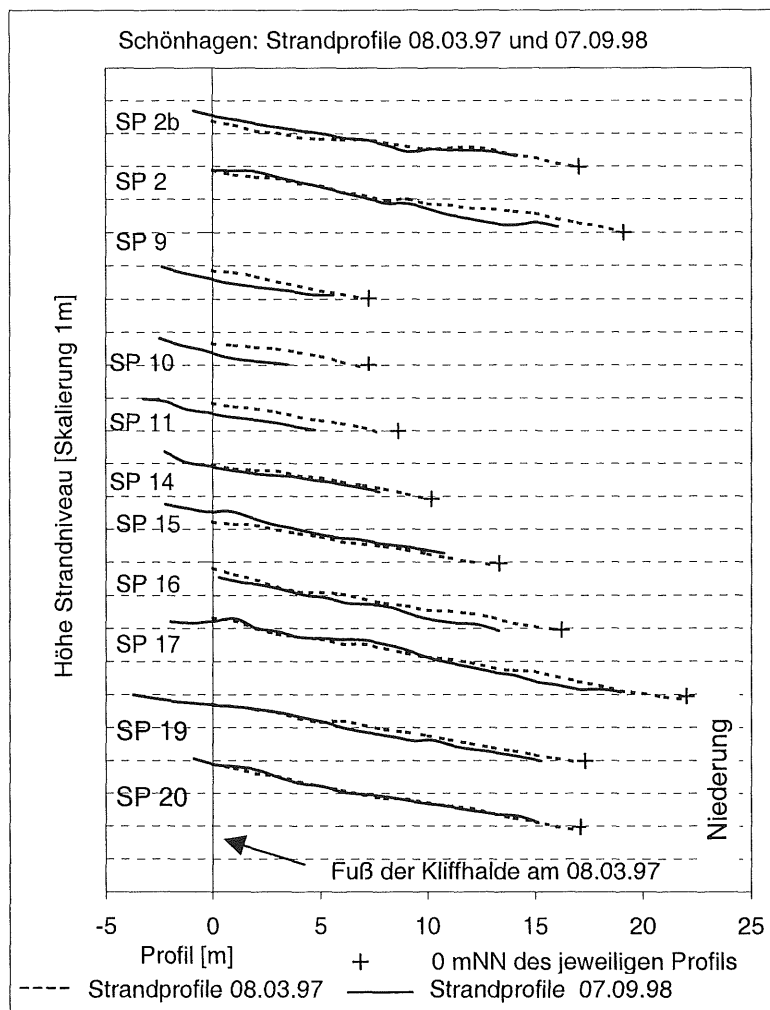


Abb. 65: Morphologische Entwicklung einiger Strandprofile vor dem Schönhagener Kliff im Zeitraum 08.03.1997 und 07.09.1998.

Nahezu alle Profile zeigen eine Rückverlegung der 0 m NN Linie. Die landwärtige Verschiebung der Profile beruht zwar im wesentlichen auf dem Abbau der Kliffhalde bzw. die landwärtige Verlagerung des Klifffußes, jedoch zeigt sich in Profilen SP9-SP11, daß sie insgesamt auch tiefergelegt wurden. Eine deutliche Veränderung der morphologischen Ausprägung ist nicht erkennbar.

Es läßt sich folgern, das die niedrig gelegenden Strandabschnitte vergleichsweise stärker zurückverlagert werden. Sie sind auch einer entsprechenden erhöhten Energiebelastung ausgesetzt. Die niedrigen Strände fungieren hier nur eingeschränkt als Energieabsorber. Während die höhergelegenen Strand- und damit Kliffabschnitte nur bei erhöhten Wasserstandsbedingungen einer hydrodynamischen Belastung ausgesetzt sind, reichen im Bereich der niedrigen Strandabschnitte schon geringe Wasserstandserhöhungen aus, um dort Sedimentverlagerungen initiieren zu können (Abb. 66).

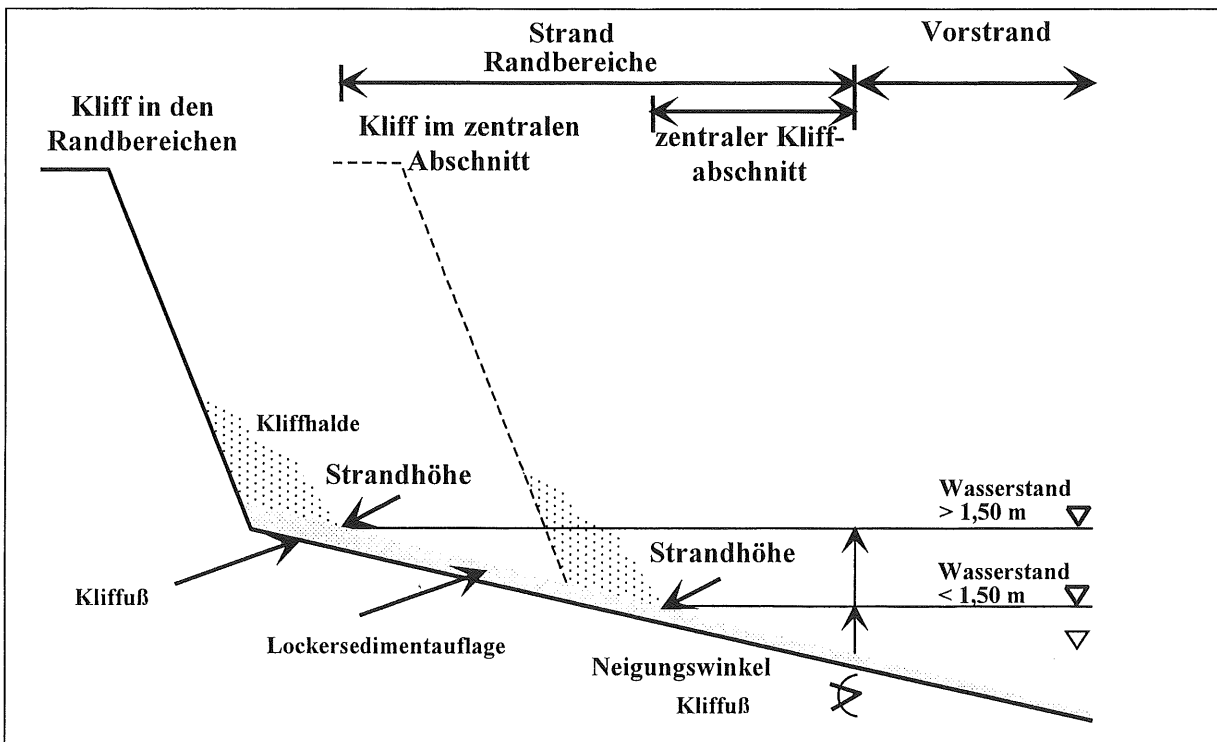


Abb. 66: Profilskizzen, entwickelt für das Schönhagener Steilufer. Beispielhaft für einen niedrigen Strand (im zentralen Kliffabschnitt) und für einen höheren Strand (in den Randbereichen).

Die Abbildung 67a-c zeigt die Brutto- und Nettovolumenveränderungen sowie die durchschnittliche Sedimentverteilung auf den bereits in Abbildung 65 vorgestellten Profilen im Meßzeitraum vom 08.03.1997-17.04.1998. Die größten Bruttoveränderungen und damit auch die höchste Morphodynamik treten häufig dort auf, wo der Strand niedrig ist (SP9- SP11). Auf den Profilen SP9-SP11 lag der anstehende Geschiebemergel sogar zeitweilig frei. Dort traten auch die vergleichsweise höchsten Nettoveränderungen auf (SP10). Dieser Bereich

charakterisiert sich jedoch nicht durch eine von anderen Profilen abweichende Sedimentzusammensetzung.

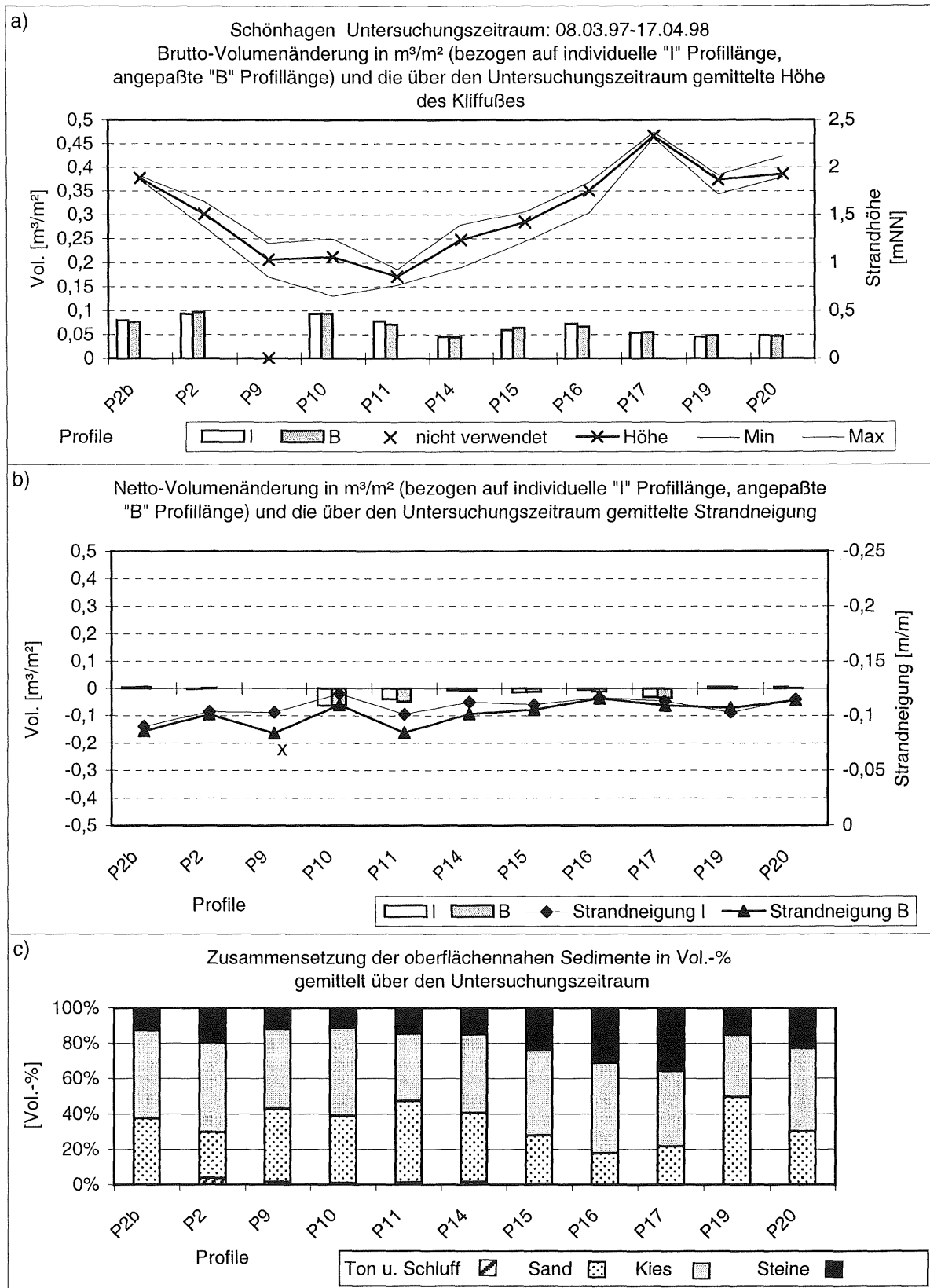


Abb. 67a-c: Volumen- und Sedimentveränderungen auf einigen Strandprofilen vor dem Schönhagener Kliff.

Die Abbildung 68 zeigt eine Gegenüberstellung der profilbezogenen Volumenänderungen, der Verweilzeiten erhöhter Wasserstände und dem jeweils zugehörigen Energieeintrag. Über die einzelnen Zeiträume betrachtet, fallen die Zeiträume, die erhöhte Materialverluste aufweisen mit einem erhöhten Energieeintrag zusammen. Hieraus läßt sich folgern, das bei einer Energiezunahme auch gleichzeitig erhöhte Erosionsprozesse wirksam werden, selbst wenn der Wasserstand nicht zeitgleich ansteigt wie in dem Zeitraum 15.05.1997-29.05.1997. In dem Zeitraum 10.04.1997-03.05.1997 traten Wasserstandserhöhungen > 600 cm NN gleichzeitig erhöhte Energieeinträge auf. Es zeigt sich eine Akkumulationstendenz.

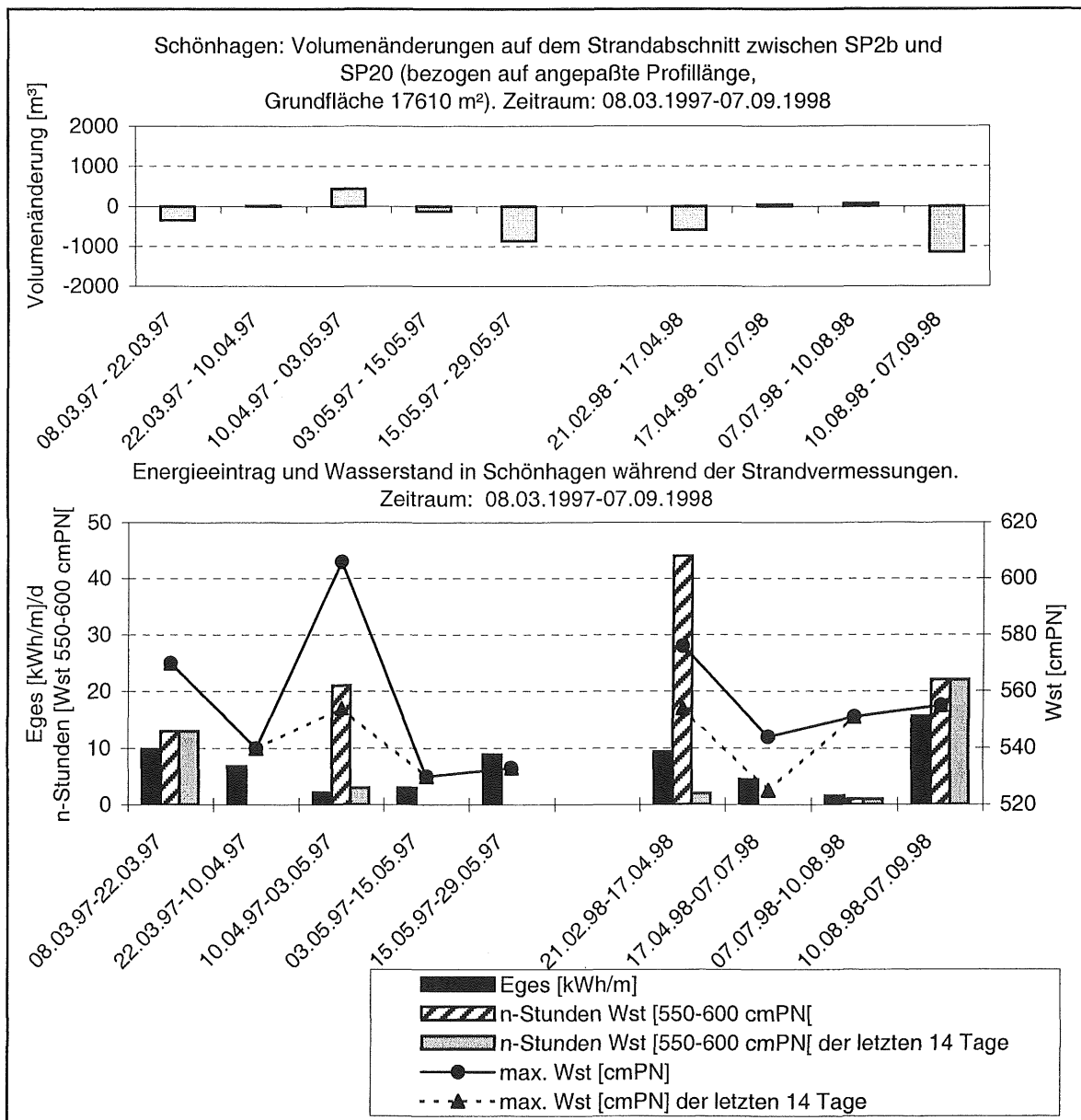


Abb. 68: Gegenüberstellung von Volumenveränderungen, Energieeintrag und Wasserstand für den Strand vor dem Schönhagener Kliff.

6.2.3.2 Variabilität des Strandabschnittes vor dem Heiligenhafener Kliff

In Heiligenhafen wurden die Stranduntersuchungen vom 10.07.98 bis zum 22.03.99 auf 20 Profilen insgesamt neun mal durchgeführt. Obwohl dieser Zeitraum die Wintermonate mit einschloß, traten keine markanten Sturmhochwässer auf.

Aus der Abbildung 69 wird ersichtlich, daß sich die Profile HP6a - HP7 und HP13-HP14 durch eine vergleichsweise höhere Morphodynamik auszeichnen. Diese Profile sind nicht nur niedriger, flacher und sandiger, sie liegen auch in den Bereichen, innerhalb derer das Kliff seawärts stärker vorspringt (Abb. 12, Abb. 32b). Eine vergleichsweise höhere Dynamik ist häufig mit einem erhöhten Sandanteil verbunden.

Die beiden Profile HP9 (H-GP1) und HP10 beispielsweise charakterisieren sich durch eine vergleichsweise geringe Morphodynamik. Dort ist der Strand höher, steiler und meist von größeren Sedimenten bedeckt.

Über den gesamten Zeitraum betrachtet, können auf den Profilen HP3, HP6, HP6a, HP7 und HP11 Materialakkumulationen, auf den Profilen HP4, HP10 und HP15-18 Materialdefizite beobachtet werden. Auf letzteren ist die Dynamik vergleichsweise gering.

Die morphologische und sedimentologische Strandvariabilität scheint im Winterhalbjahr mit längeren Verweilzeiten erhöhter Wasserstände und höheren Wasserstandsmaxima tendenziell zuzunehmen. Saisonale Unterschiede deuten sich an (Abb. 70).

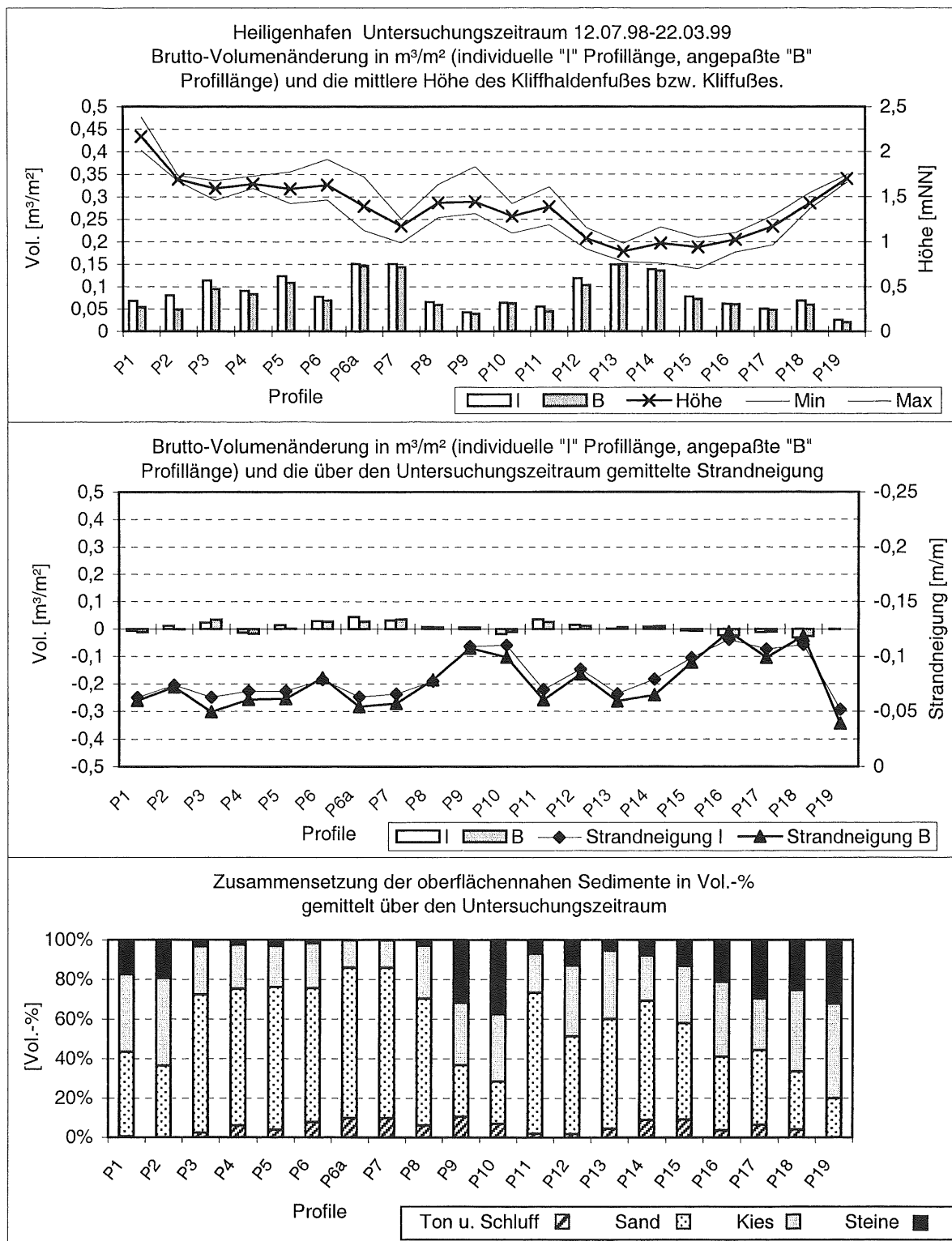


Abb. 69: Volumen- und Sedimentveränderungen auf den Strandprofilen vor dem Heiligenhafener Kliff.

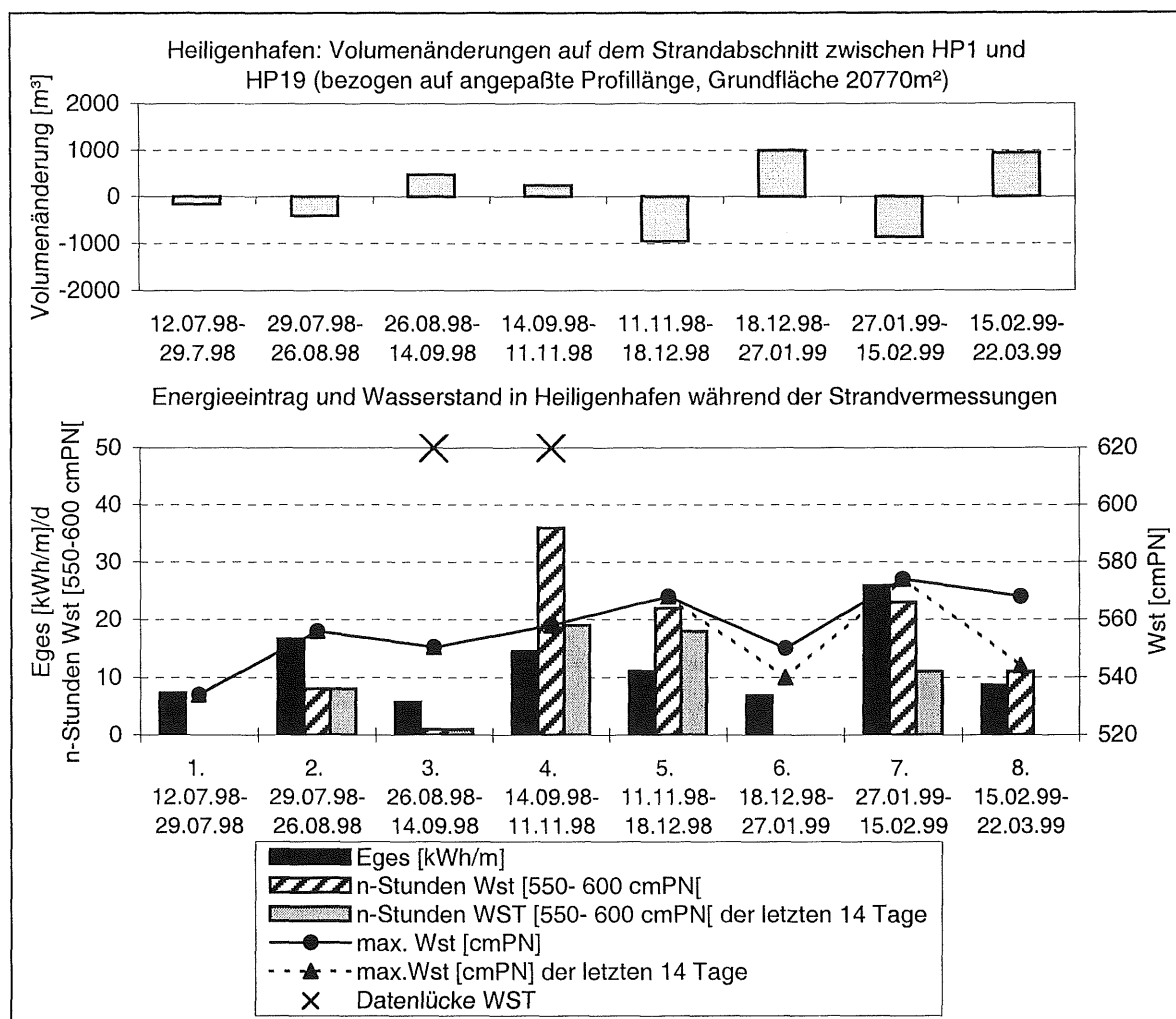


Abb. 70: Gegenüberstellung von Volumenveränderungen, Energieeintrag und Wasserstand für den Strand vor dem Kliff Heiligenhafen.

6.2.3.3 Variabilität des Strandabschnittes vor dem Brodtener Kliff

Vor dem Brodtener Kliff wurden 20 Profile eingerichtet (Abb. 36a), die in dem Zeitraum 17.08.1998-20.03.1999 insgesamt sechs mal aufgemessen wurden. Bei gebietsübergreifenden Betrachtungen muß berücksichtigt werden, daß sich die Strandprofile in Brodten über einen wesentlich längeren Strandabschnitt erstrecken, als in Schönhagen und Heiligenhafen.

Zunächst läßt sich feststellen, das die Strandprofile in Brodten mit Ausnahme der Profile BP4, BP11 und BP14 (Abb. 71), geringere Bruttovolumenänderungen aufweisen als in Heiligenhafen. Das Brodtener Untersuchungsgebiet unterlag in dem Untersuchungszeitraum jedoch auch einer vergleichsweise geringeren hydrodynamischen Energiebelastung. Das Profil BP4 liegt zwischen zwei Kliffvorsprüngen. Der Strand weist dort mit Abstand die geringste Höhe und die geringste Strandneigung auf und ist vergleichsweise dynamisch, d.h. von hoher Umlagerungsintensität geprägt. Die Nettoveränderungen bleiben jedoch über den gesamten Meßzeitraum gering.

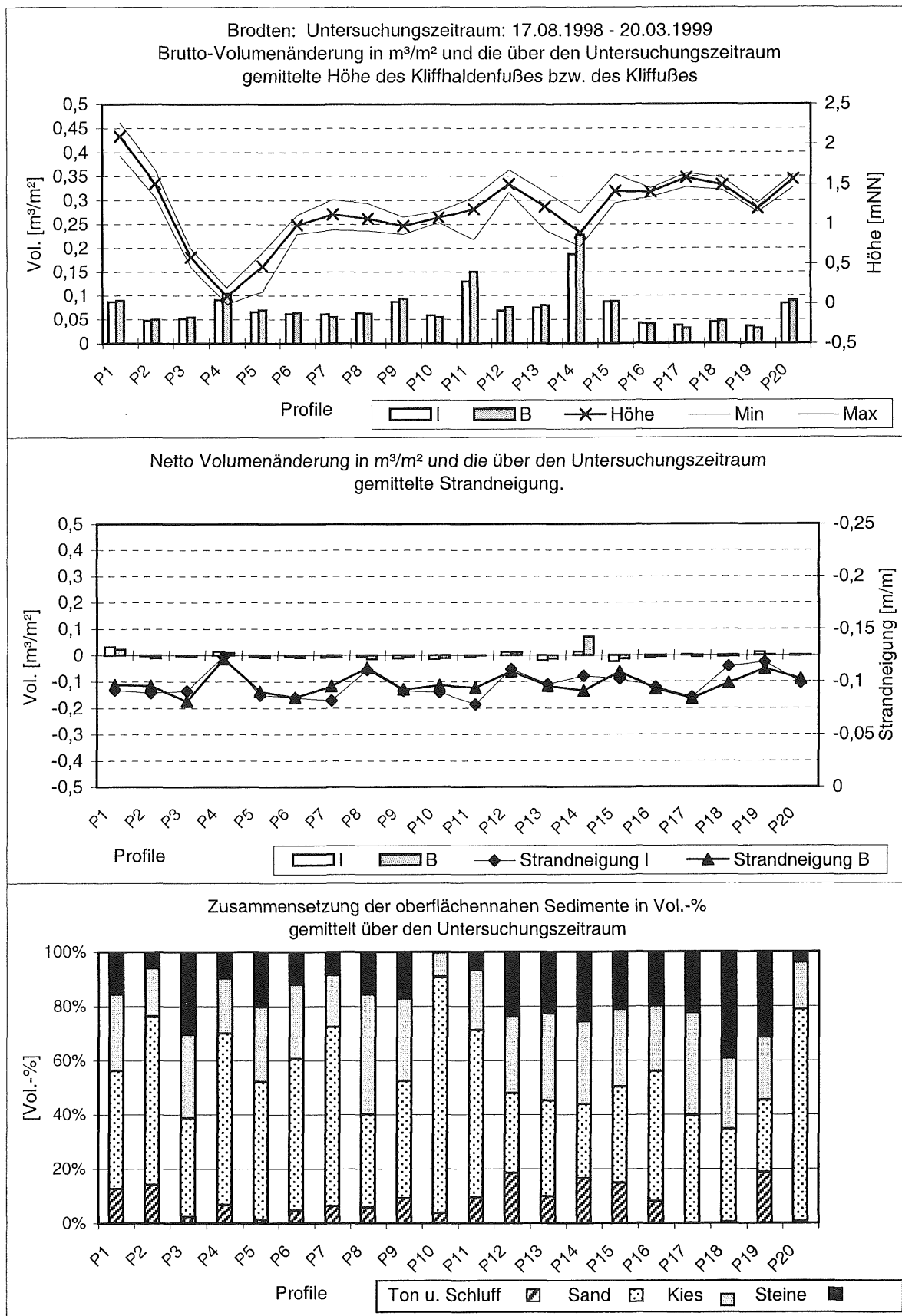


Abb. 71: Volumen- und Sedimentveränderungen auf den Strandprofilen vor dem Brodtener Kliff.

Auf dem Profil BP14 wurden die höchsten Umlagerungen und zugleich auch die höchsten positiven Nettoänderungen ermittelt (Abb. 71). Es ist vergleichsweise niedriger als die Nachbarprofile. Entlang all der anderen Profile sind die Nettoveränderungen gering. Auffällig ist weiterhin, daß sich die hinter einem Kliffvorsprung westlich anschließenden Profile 16-19 durch eine geringe Dynamik auszeichnen.

Die Sedimentverteilungen auf den Profilen und ihre morphologischen Ausprägungen bzw. Morphodynamik stehen in keinem Zusammenhang, d.h. dort wo die Profile beispielsweise sandiger sind, sind sie nicht gleichzeitig auch flacher, wie es z. B. für Heiligenhafen beobachtet wurde.

Ein Zusammenhang zwischen Energieeintrag, Wasserstand und Volumenänderungen läßt sich ebenfalls nicht aufzeigen (Abb. 72).

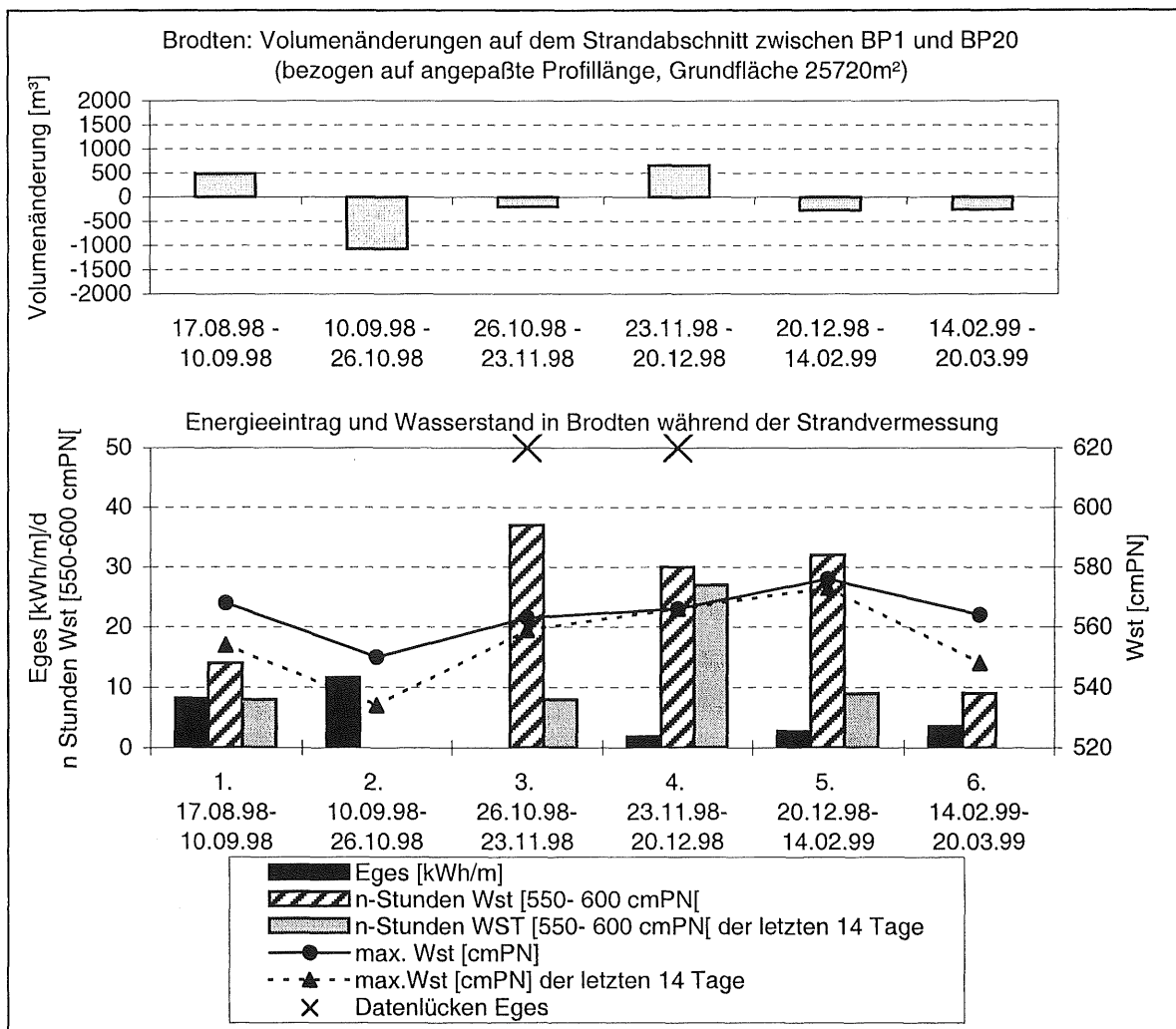


Abb. 72: Gegenüberstellung von Volumenveränderungen, Energieeintrag und Wasserstand für den Strand vor dem Brodtener Kliff.

6.2.3.4 Übergreifende Ergebnisse zur Strandvariabilität

Anhand der gebietspezifischen Ergebnisse läßt sich aufzeigen, das die Strände vor den drei ausgewählten Steilufern recht unterschiedlich auf hydrodynamische Belastungen reagieren und sich damit wenig vergleichbare Aussagen treffen lassen.

- Insgesamt liegt der Kliffußbereich vor Brodten vergleichsweise niedriger als vor Heiligenhafen.
- Die Volumenänderungen Brodtens sind mit denen von Schönhagen vergleichbar, liegen aber deutlich unter denen Heiligenhafens.
- Der mittlere Wasserstand ist für Brodten vergleichsweise etwas höher als für Heiligenhafen. Eine erhöhte Umlagerungen läßt sich dennoch nicht aufzeigen.
- Der Sandanteil der Strände vor den Steilufern ist in Schönhagen insgesamt geringer als in Heiligenhafen und Brodten.

6.2.4 Die irreversible Vertiefung des anstehenden Seegrundes

Die Kenntnisse über die Abrasionsprozesse am anstehenden Seegrund sind von elementarer Bedeutung, da dieser einerseits als potentieller Sedimentlieferant am Aufbau der angrenzenden Flachküstenabschnitte beteiligt ist. Andererseits beeinflußt seine morphologische Ausprägung indirekt die Rückgangsgeschwindigkeit der Steilufer.

Folgende Fragestellungen bedürfen hier einer Klärung:

1. Unter welchen hydrodynamischen Bedingungen wird der Seegrund vertieft ?
2. Nimmt die Abrasionsgeschwindigkeit mit zunehmender Wassertiefe ab?
3. Erfolgt die irreversible Vertiefung kontinuierlich oder ist sie an erhöhte Energieeinträge gebunden ?
4. Hat die Ausprägung des anstehenden Materials einen Einfluß auf die Abrasionsgeschwindigkeit ?

Die methodische Vorgehensweise erlaubte es, erstmalig die irreversible Vertiefung des anstehenden Seegrundes in drei Untersuchungsgebieten gleichzeitig und zudem über sehr kurze Zeiträume von wenigen Wochen mit der dafür erforderlichen Präzision im mm-Bereich zu erfassen (vgl. Kap. 5.4.1). Die folgenden Ergebnisse basieren auf den Datenreihen von insgesamt 175 Aufmessungen der 12 Abrasionsmeßstationen, (vgl. Kap. 5.4.2, Tafel 8: Bild 1-4). Diese werden im folgenden Text vereinfacht als Meßstation bezeichnet.

An den Meßstationen wurden zu jeder Aufmessung i.d.R. jeweils 72 Abrasionsmeßwerte aufgenommen und zu einer Stichprobe zusammengefaßt. Aus den Stichproben wurden arithmetisches Mittel sowie die Mittelwertsdifferenzen jeweils aufeinanderfolgender Aufmessungen berechnet.

Im Rahmen der Untersuchungen zur Erfassung der Kausalzusammenhänge zwischen der irreversiblen Vertiefung des anstehenden Seegrundes und den abrasionsauslösenden bzw. -beeinflussenden Faktoren wurden u.a. auch Druckwiderstandsmessungen mit einem Penetrometer durchgeführt (vgl. Kap. 5.4.1.). Ziel dieser Messungen war es, bodenmechanisch bedingte Unterschiede der Geschiebemergel an den verschiedenen Meßstationen anhand von Parametervergleichen zu untersuchen. Zur Aufdeckung signifikanter Unterschiede war es erforderlich, statistische Prüfverfahren anzuwenden, auf die im Kapitel 6.2.3.1 näher eingegangen wird.

Im Zusammenhang mit den bodenmechanischen Untersuchungen wurde auch überprüft, ob sich die Geschiebemergel an den einzelnen Meßstationen in den Kornverteilungen ihres Siebkorns ($> 50 \mu$) und Schlämmkorns ($< 50 \mu$) unterscheiden. Hier es zu prüfen, ob möglicherweise Zusammenhänge zwischen der Abrasionsgeschwindigkeit, dem Druckwiderstand und der Sedimentzusammensetzung der Geschiebemergel bestehen. Hierzu wurden an allen Meßstationen zum Vergleich jeweils zwei Geschiebemergelproben (Vergleichsproben) ent-

nommen, um mögliche Variationen an einer Meßstation bei den vergleichenden Betrachtungen unterschiedlicher Meßstationen berücksichtigen zu können.

Die Meßstationen waren meist von Lockermaterial bedeckt. Deren Mächtigkeit und Ausprägung wurde erfaßt, um auch hier mögliche Beeinflussungen auf das Abrasionsverhalten in die Betrachtungen mit einbeziehen zu können. An einigen Meßstationen wurden Spuren biologischer Aktivität vor allem durch Bohrorganismen (bohrende Muscheln) aufgefunden. Diese besiedeln hauptsächlich die Oberflächen der Geschiebemergelrücken (vgl. Kap. 6.1.1-3, Tafel 13: Bild 1,2,4), aber auch den zeitweilig von Lockersedimenten bedeckten Seegrund (vgl. Tafel 13: Bild 3). Derartige Beobachtungen wurden ebenfalls als mögliche abrasionsbeeinflussende Größe in die Betrachtungen einbezogen.

6.2.4.1 Statistische Auswertung der Druckwiderstandsmessungen

Da nur jeweils bilaterale Mittelwertsvergleiche im Vordergrund standen, wurde auf varianzanalytische Betrachtungen der gesamten Stichprobengruppe verzichtet. Die Prüfung der Nullhypothese, zwei Mittelwerte (sie stellen die Testgrößen im aktuellen Prüfverfahren dar) entstammen einer einheitlichen Grundgesamtheit, erfolgte auf dem 95% Signifikanzniveau ($\alpha = 0,05$). Dabei wurde ein β -Fehler von max. 0,3 akzeptiert. Parametrische Prüfverfahren, die eine zumindest angenähert normalverteilte Stichprobe voraussetzen, sind aufgrund ihrer höheren Teststärke ($1-\beta$) verteilungsfreien Verfahren möglichst zu bevorzugen.

Die Prüfung der Nullhypothese erfolgte im Rahmen der statistischen Hauptuntersuchungen mit dem t-Test und mit dessen verteilungsfreiem Gegenstück, dem U-Test (BARTELS 1972, COHEN 1977, SCHÖNWIESE 1985, LIENERT 1986, SACHS 1992).

Zur Eingrenzung des benötigten Stichprobenumfangs für den Vergleich zweier Mittelwerte wurde für die Voruntersuchungen zunächst angenommen, daß es sich in beiden Fällen um zumindest angenähert normalverteilte Stichproben handelte. Bei einer geschätzten Varianz zwischen 0,25 und 1,0 und einer Mittelwertsdifferenz zweier Grundgesamtheiten von $\delta \geq 0,4$ würden dann mindestens 30 bzw. 118 Stichproben nötig sein.

Im Rahmen der statistischen Analyse der Druckwiderstandsmessungen dienten die Meßwerte der Voruntersuchungen zunächst zur Berechnung des benötigten Stichprobenumfangs sowie zur χ^2 -Prüfung der Stichproben auf Normalverteilung. Die für die Voruntersuchungen berechnete Mindestanzahl von Stichproben konnte später auch für die Hauptuntersuchungen als ausreichend bestätigt werden. Im Rahmen der Hauptuntersuchungen wurden je nach Meßbedingungen unter Wasser zwischen 50 - 190 Messungen pro Station durchgeführt und als Stichproben zusammengefaßt (vgl. Tab. 17).

Die χ^2 -Prüfung für die Voruntersuchungen ergab, daß die Prüfwerte der getesteten Stichproben unterhalb der χ^2 -Toleranz liegen, so daß die Aussage, die Meßwerte einer Stichprobe folgen einer Normalverteilung, auf dem 95% -Signifikanzniveau nicht abgelehnt werden kann. Diese Aussage trifft auch, mit einer Ausnahme, für die Stichproben aus den Hauptuntersuchungen zu (vgl. Tab. 17). Entgegen der auf den Voruntersuchungen basierenden Erwartung lehnt die χ^2 -Prüfung für die Stichprobe der dritten Heiligenhafener Meßstation die Nullhypothese ab. Die Verteilung ist unimodal mit einer Überbelegung der obersten Klasse. Bei den Mittelwertsvergleichen wurde hier auf den verteilungsfreien U-Test zurückgegriffen. Dieser weist jedoch immerhin eine asymptotische Testeffizienz E_n von 0,95 auf ($E_n = n$ für den parametrischen Test / n für den verteilungsfreien Test).

Tab. 17: Ergebnisse der χ^2 -Prüfung.

Brodten				Schönhagen				Heiligenhafen			
m	n	χ_0^2	c	m	n	χ_0^2	c	m	n	χ_0^2	c
77	55	5,4	6,0	25	80	2,2	7,8	25	62	2,2	6,0
124	66	1,5	6,0	72	80	5,4	7,8	95	190	5,3	11,1
127	63	7,3	7,8	110	78	3,1	6,0	250	55	6,7	6,0
135	50	6,8	9,5	155	79	4,4	7,8				
300	61	6,1	7,8	225	62	0,8	6,0				

m: Uferentfernung; n: Stichprobenumfang; χ_0^2 : Prüfwert; c: χ^2 -Toleranz

Aus der Tabelle 18 ist zu entnehmen, daß sich die Mittelwerte der Stichproben, d.h. der jeweilige Druckwiderstand der Geschiebemergel in den Untersuchungsgebieten Schönhagen und Brodten in sechs bzw. acht von insgesamt zehn Tests ($\alpha = 0,05$; $\beta = 0,3$; $\delta = 0,4$) signifikant unterscheidet.

Tab. 18: Ergebnisse des t-Tests zur Signifikanzprüfung der Druckwiderstandsmessungen an den Abrasionsmeßstationen von Schönhagen und Bodten.

Brodten		T-TEST		Schönhagen		T-TEST	
Station [m]		$H_0: \bar{x}_1 = \bar{x}_2$	$H_0: \bar{x}_1 \neq \bar{x}_2$	Station [m]		$H_0: \bar{x}_1 = \bar{x}_2$	$H_0: \bar{x}_1 \neq \bar{x}_2$
[m] ₁	[m] ₂	$\hat{t} < t_{(v;\alpha)}$	$\hat{t} \geq t_{(v;\alpha)}$	[m] ₁	[m] ₂	$\hat{t} < t_{(v;\alpha)}$	$\hat{t} \geq t_{(v;\alpha)}$
77	124		+	25	72		+
77	127		+	25	110		+
77	135		+	25	155	+	
77	300	+		25	225		+
124	127	+		72	110	+	
124	135		+	72	155		+
124	300		+	72	225	+	
127	135		+	110	155		+
127	300		+	110	225	+	
135	300		+	155	225		+

Für Heiligenhafen zeigen die Ergebnisse des t-Tests und des U-Tests für alle drei Stichproben eine Ablehnung der Nullhypothese ($\alpha = 0,05$) auf Gleichheit ihrer Mittelwerte. Die untersuchten Geschiebemergel unterscheiden sich damit in ihrem Druckwiderstand signifikant (vgl. Tab. 19).

Tab.: 19: Ergebnisse des t-Tests und des U-Tests zur Signifikanzprüfung der Druckwiderstandsmessungen an den Abrasionsmeßstationen von Heiligenhafen.

Heiligenhafen		T-TEST		U-TEST	
Station [m]		$H_0: \bar{x}_1 = \bar{x}_2$	$H_0: \bar{x}_1 \neq \bar{x}_2$	$H_0: \tilde{u}_1 = \tilde{u}_2$	$H_0: \tilde{u}_1 \neq \tilde{u}_2$
[m] ₁	[m] ₂	$\hat{t} < t_{(v;\alpha)}$	$\hat{t} \geq t_{(v;\alpha)}$	$\hat{z} < Z_{(\alpha;\text{eins.})}$	$\hat{z} \geq Z_{(\alpha;\text{eins.})}$
25	92		+		+
25	250		+		+
92	250	Prüfung nicht gestattet			+

In der Tabelle 20 sind die Mittelwerte \bar{x} und Standardabweichungen s der Stichproben aus den drei Untersuchungsgebieten sowie die Konfidenzintervalle ($t_{\alpha=0,05}$) für die jeweiligen Mittelwerte μ der Grundgesamtheit aufgelistet. Zur Eingrenzung des Mittelwertes μ der dritten Heiligenhafener Abrasionmeßstation wird die Spannweite R angegeben.

Tab. 20: Mittelwerte \bar{x} , Standardabweichungen s und Konfidenzintervalle ($t_{\alpha=0,05}$) der Stichproben aus den drei Untersuchungsgebieten.

Brodten					Schönhagen					Heiligenhafen				
m	\bar{x}	s	$x_1 \leq \mu \leq x_2$		m	\bar{x}	s	$x_1 \leq \mu \geq x_2$		m	\bar{x}	s	$x_1 \leq \mu \geq x_2$	
77	2,6	0,5	2,5	2,7	25	3,4	0,4	3,3	3,5	25	3,0	1,1	2,8	3,3
124	2,1	0,6	2,0	2,3	72	3,9	0,6	3,8	4,0	95	2,3	0,6	2,2	2,4
127	2,0	0,5	1,9	2,1	110	3,9	0,6	3,8	4,0	250	4,1	0,9	R: 1,6-5,0	
135	3,2	0,5	3,1	3,3	155	3,4	0,5	3,3	3,5					
300	2,6	0,4	2,5	2,7	225	3,9	0,8	3,7	4,0					

Es lassen sich folgende Aussagen zusammen:

- In Schönhagen können die Geschiebemergel der fünf Meßstationen in zwei Gruppen eingeteilt werden. Die erste Gruppe umfaßt die Meßstationen 1 und 4. Dort wurden vergleichsweise niedrigere Druckwiderstände ermittelt (Abb. 78), die sich untereinander nicht signifikant ($\alpha = 0,05$; $\beta = 0,3$; $\delta = 0,4$) unterscheiden. Die zweite Gruppe umfaßt die Meßstationen 2, 3 und 5. Dort wurden vergleichsweise höhere Druckwiderstände gemessen, die sich untereinander ebenfalls nicht signifikant unterscheiden, aber deutlich von denen der ersten Gruppe differieren (Abb. 78).
- In Heiligenhafen haben die Druckwiderstandsmessungen ergeben, daß sich die untersuchten Geschiebemergel alle signifikant unterscheiden ($\alpha = 0,05$; $\beta = 0,3$; $\delta = 0,4$).

- In Brodten lassen sich nur an den Meßstationen 1 und 4 keine signifikanten Unterschiede der Druckwiderstände feststellen, ansonsten zeigen die Geschiebemergel alle ein anderes Festigkeitsverhalten (Abb. 90a).

6.2.4.2 Die irreversible Vertiefung des anstehenden Seegrundes vor dem Schönhagener Steilufer

In Schönhagen befanden sich die Abrasionsmeßstationen entlang des Profils S-GP2 zwischen 27 m und 225 m Uferentfernung, bzw. Wassertiefen von -1,7 m NN bis -4,6 m NN (Abb. 64). Diese wurden über einen Zeitraum von 2½ Jahren (26.09.1996 - 29.04.1999) insgesamt 17 x aufgemessen. Ein Ausnahme ergibt sich für die 5. Meßstation. Dort begannen die Aufmessungen des anstehenden Seegrundes erst am 29.05.1997. Für die vergleichenden Gegenüberstellungen aller Meßstationen werden damit nur die Aufmessungen ab dem 29.05.1997 einbezogen.

In der Abbildung 73a,b sind die für jeden Meßzeitraum ermittelten Abrasionsbeträge in aufsummierter Form dargestellt. Anhand dieser läßt sich zunächst folgendes ableiten:

- Der anstehende Geschiebemergel ist im Schönhagener Küstenvorfeld in dem 2 ½ jährigen Meßzeitraum (26.09.1996-29.04.1999) um insgesamt 3 - 11 cm vertieft worden.
- Die Abrasionsgeschwindigkeit hat mit zunehmender Wassertiefe abgenommen. Die Abnahme erfolgte jedoch nicht kontinuierlich. Ein linearer Zusammenhang zwischen diesen beiden Parametern ist fraglich (Abb. 74).
- Die Abrasionsbeträge stiegen in einigen Zeiträumen, insbesondere an der 1. und 4. Meßstation sprunghaft an (Abb. 73a, b, Abb. 75). Dieser sprunghafte Anstieg bleibt auch bei einer zeitbezogenen Normierung der Abrasionsbeträge (auf die Anzahl der Tage eines jeden Meßzeitraumes) erhalten und ist somit nicht auf Effekte unterschiedlich langer Meßzeiträume zurück-zuführen (Abb. 73a, b).
- Während in den Sommermonaten überwiegend geringe Abrasionsbeträge ermittelt wurden, waren diese in den Wintermonaten deutlich höher (Abb. 73a,b siehe eingefärbte bzw. gemusterte Balken).

Aus einer Gegenüberstellung der Abrasionsbeträge und des zugehörigen, mittleren Energieeintrages wird ersichtlich, daß der anstehende Seegrund insbesondere in den Zeiträumen vom 22.10.97-24.11.97, 24.11.97-28.01.98 und 11.09.98-15.12.98 verstärkt vertieft wurde (Abb. 73a,b, Abb. 75). In diesen Zeiträumen war die Küste einer verstärkten hydrodynamischen Energiebelastung mit Energieeinträgen zwischen 10-15 kWh/m im Tagesmittel ausgesetzt (Abb. 73a-c, Abb. 74). Zeitgleich wurde auch das Kliff verstärkt zurückverlagert (vgl. Kap. 6.2.2.1, Abb. 49, 53).

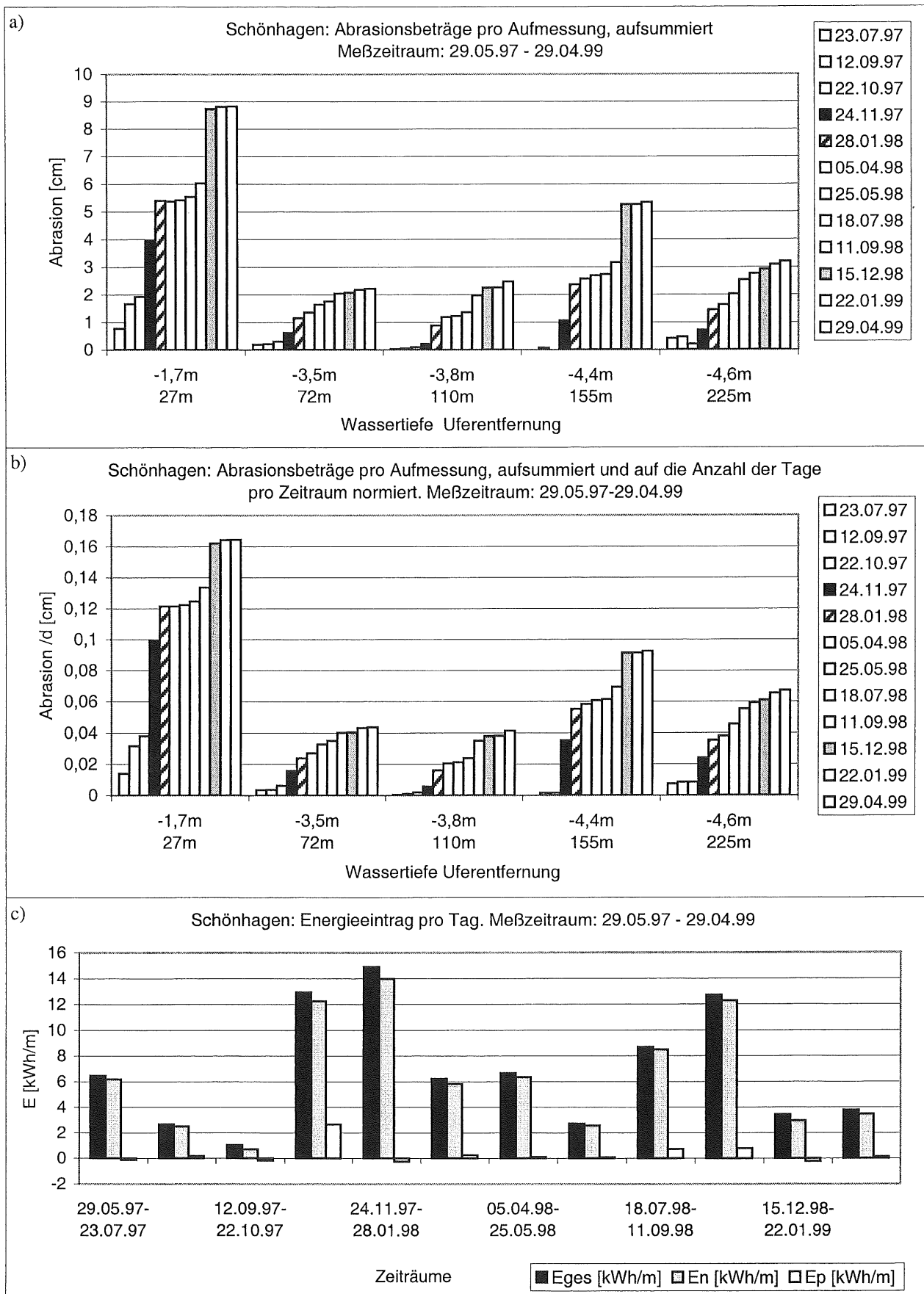


Abb. 73a-c: Darstellung der an den Schönhagener Meßstationen im Untersuchungszeitraum ermittelten Abrasionsbeträge und des Energieeintrages.

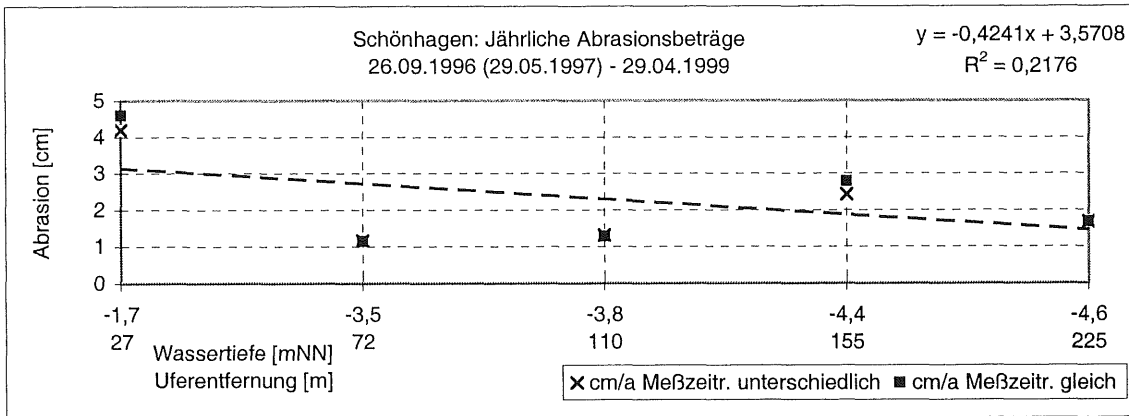


Abb. 74: Jährliche Abrasion im Küstenvorfeld vor dem Schönhagener Steilufer.

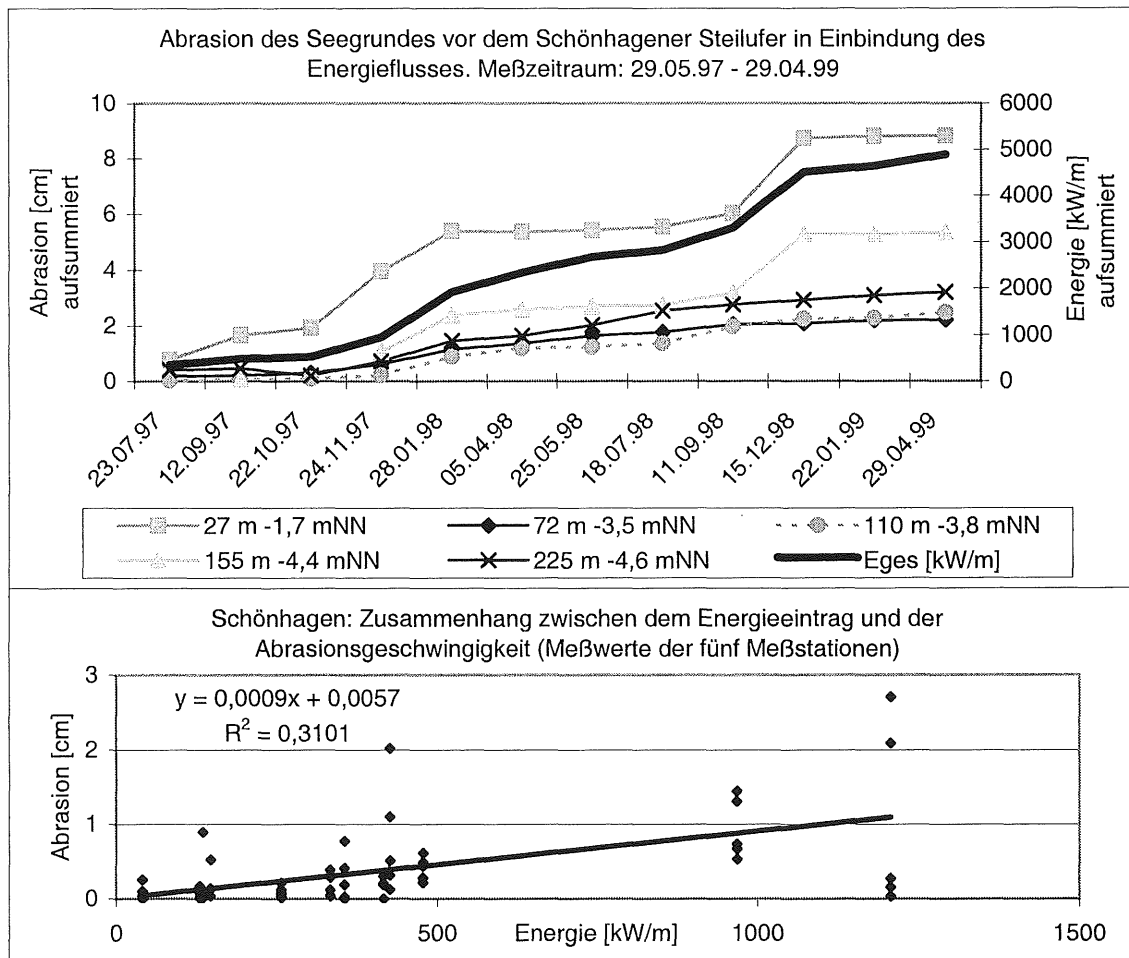


Abb. 75. Kopplung: Abrasion des Seegrundes vor dem Schönhagener Steilufer und Energieeintrag.

Anhand der Abrasionsbeträge der 1. und 4. Meßstation läßt sich aufzeigen, daß zur Aufmessung am 24.11.1997 der Seegrund im ufernahen Vorstrand (27 m Uferentfernung, -1,7 m NN Wassertiefe) wesentlich stärker vertieft war als in 155 m Uferentfernung und einer Wassertiefe von - 4,4 m NN (Abb. 73a, b). Im dem vorhergehenden, vergleichsweise kurzen

Zeitraum (22.10.97-24.11.97) traten zwei Ereignisse mit Wellenhöhen [H_{m0}] zwischen 75 und 150 cm im Tiefwasser und Wasserstandserhöhungen bis 550 cm PN auf (Abb. 76a). Die Hauptenergieabdissipation entfiel damit verstärkt auf den unmittelbaren Vorstrand, was sich an der dort deutlich stärkeren Seegrundvertiefung widerspiegelt.

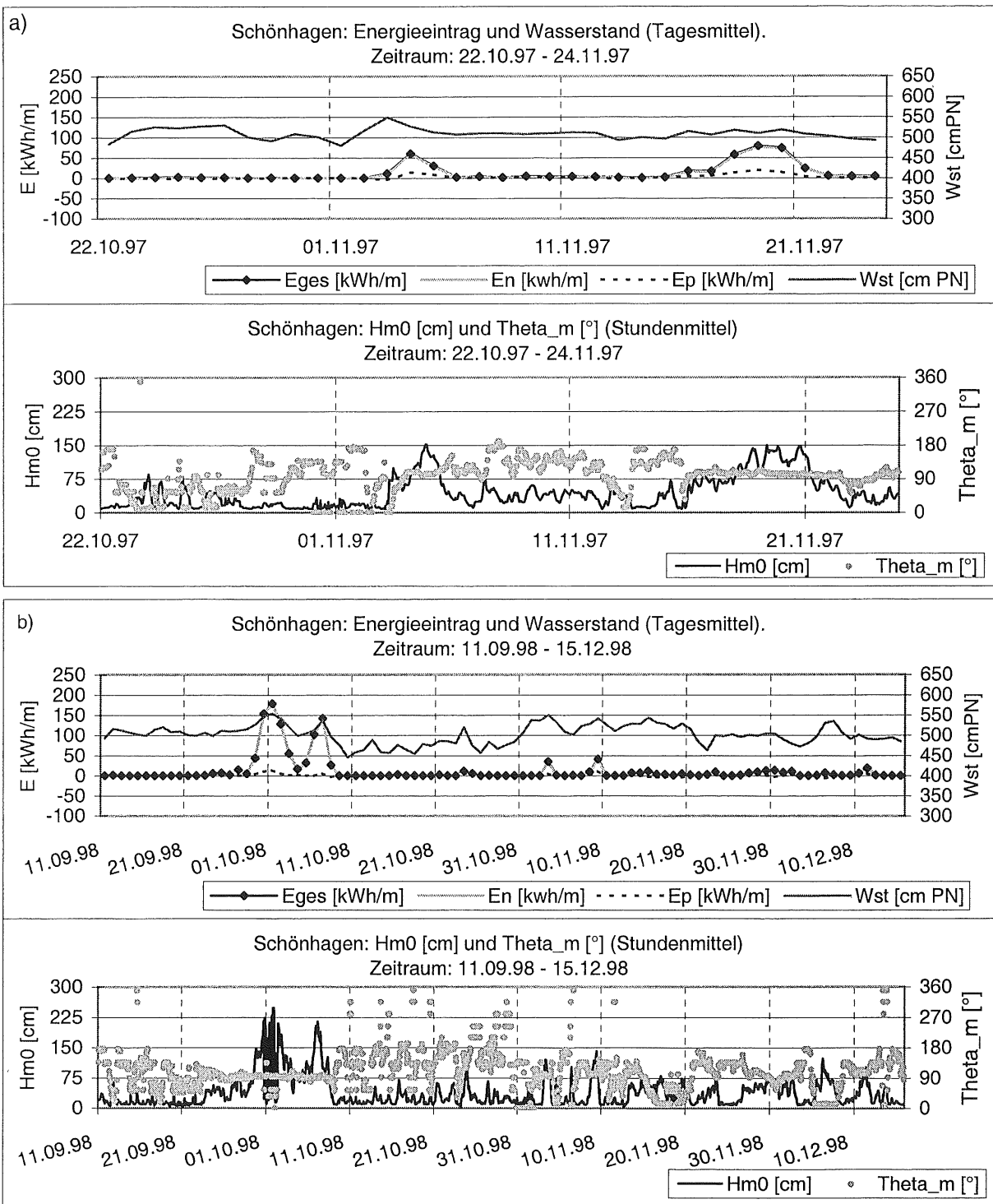


Abb.76a, b: Schönshagen: Vergleichende Gegenüberstellung hydrodynamischen Parameter im Tief- und Flachwasser für die Zeiträume 22.10.97-24.11.97 und 11.09.98-15.12.98.

Innerhalb der energiereichen Zeiträume 24.11.97-28.01.98 und 11.09.98-15.12.98 traten auch mehrmals Tiefwasserwellen mit Höhen $[H_{m0}]$ über 225 cm bzw. 248 cm bei zeitgleicher Wasserstandserhöhung auf (Abb. 53, Abb. 76b). Die Energiedissipation beschränkte sich dabei nicht nur auf den ufernahen Vorstrand, sondern führte auch in 155 m Uferentfernung zu einer stärkeren Seegrundvertiefung. Es besteht hier demnach ein enger Zusammenhang zwischen Energieeintrag und Abrasionsgeschwindigkeit (Abb. 77a, d).

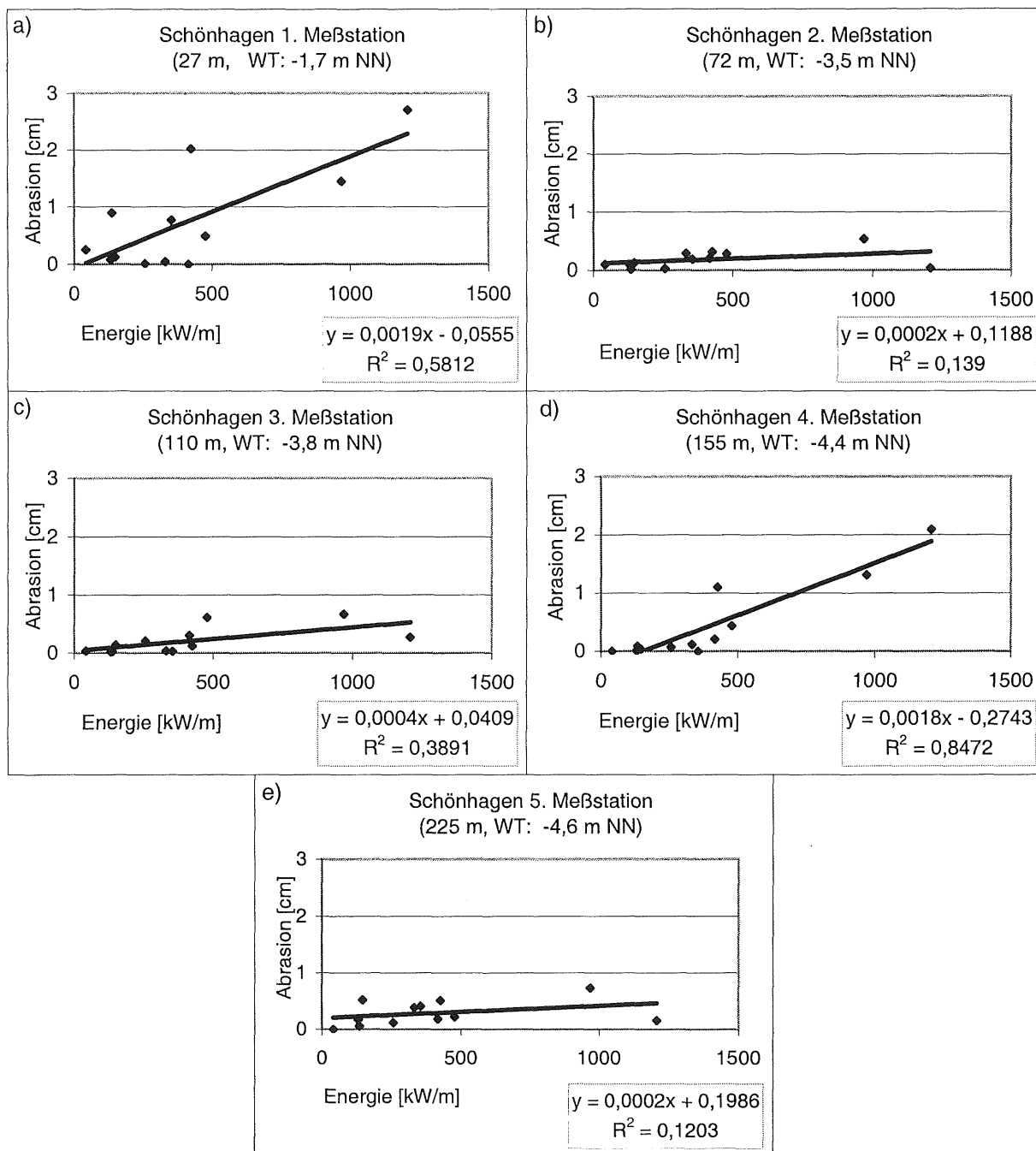


Abb. 77a-e: Korrelation: Energie - Abrasion für die einzelnen Schönhagener Abrasionsmeßstationen.

Eine solche Schlußfolgerung erscheint für die 2., 3. und 5. Meßstation wenig gesichert (Abb. 77b,c,e). In einer Gegenüberstellung von Druckwiderständen und jährlichen Abrasionsraten findet sich jedoch eine mögliche Erklärung für dieses unterschiedliche Abrasionsverhalten. Aus der Abbildung 78 wird ersichtlich, daß die Abrasionsgeschwindigkeit des Seegrundes bei einem niedrigeren Druckwiderstand ansteigt und entsprechend bei einem höheren Druckwiderstand, wie an der 2., 3. und 5. Meßstation, absinkt (Abb. 78). Es liegt hier demnach ein direkter Zusammenhang zwischen der bodenmechanischen Materialeigenschaft des Geschiebemergels und der Abrasionsgeschwindigkeit vor (Abb. 79).

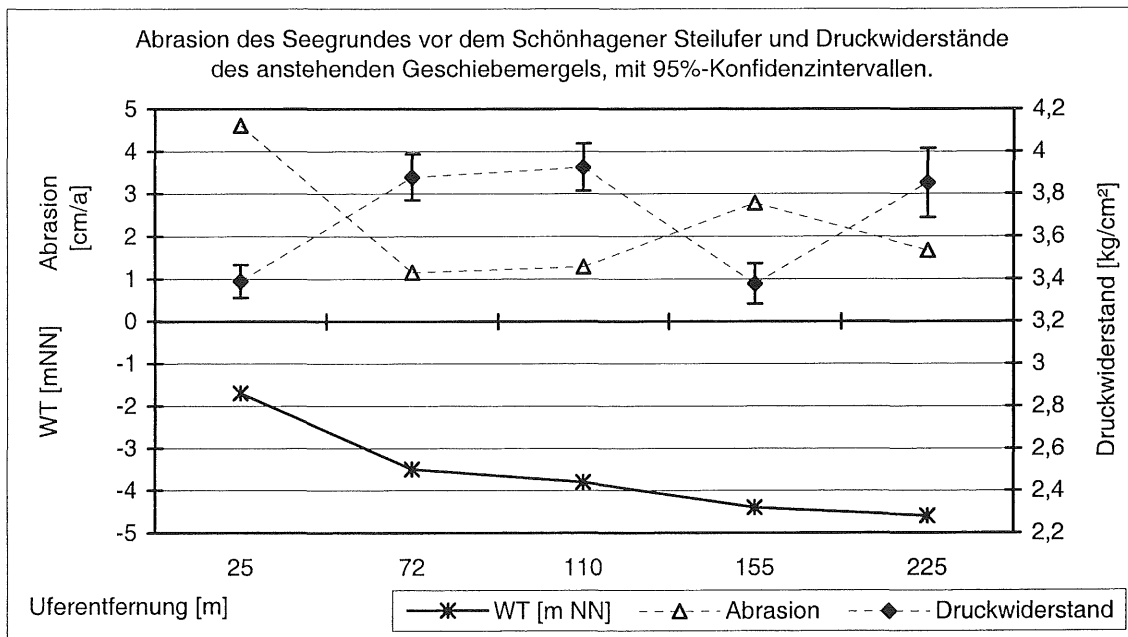


Abb. 78: Gegenüberstellung: Jährliche Abrasionsbeträge und Druckwiderstände der Geschiebemergel an den fünf Schönhagener Abrasionsmeßstationen.

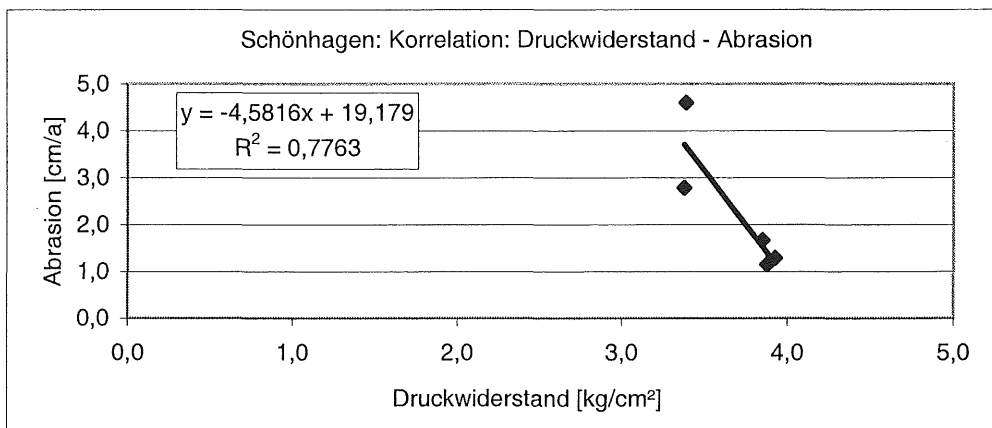


Abb. 79: Korrelation: Druckwiderstand - Abrasionsgeschwindigkeit, ermittelt aus den Meßwerten der Schönhagener Abrasionsmeßstationen.

In diesem Zusammenhang wurde auch überprüft, ob sich die Geschiebemergel an den einzelnen Abrasionsmeßstationen in ihren Kornverteilungen unterscheiden. In der Abbildung 80 sind die Ergebnisse dieser Analysen dargestellt.

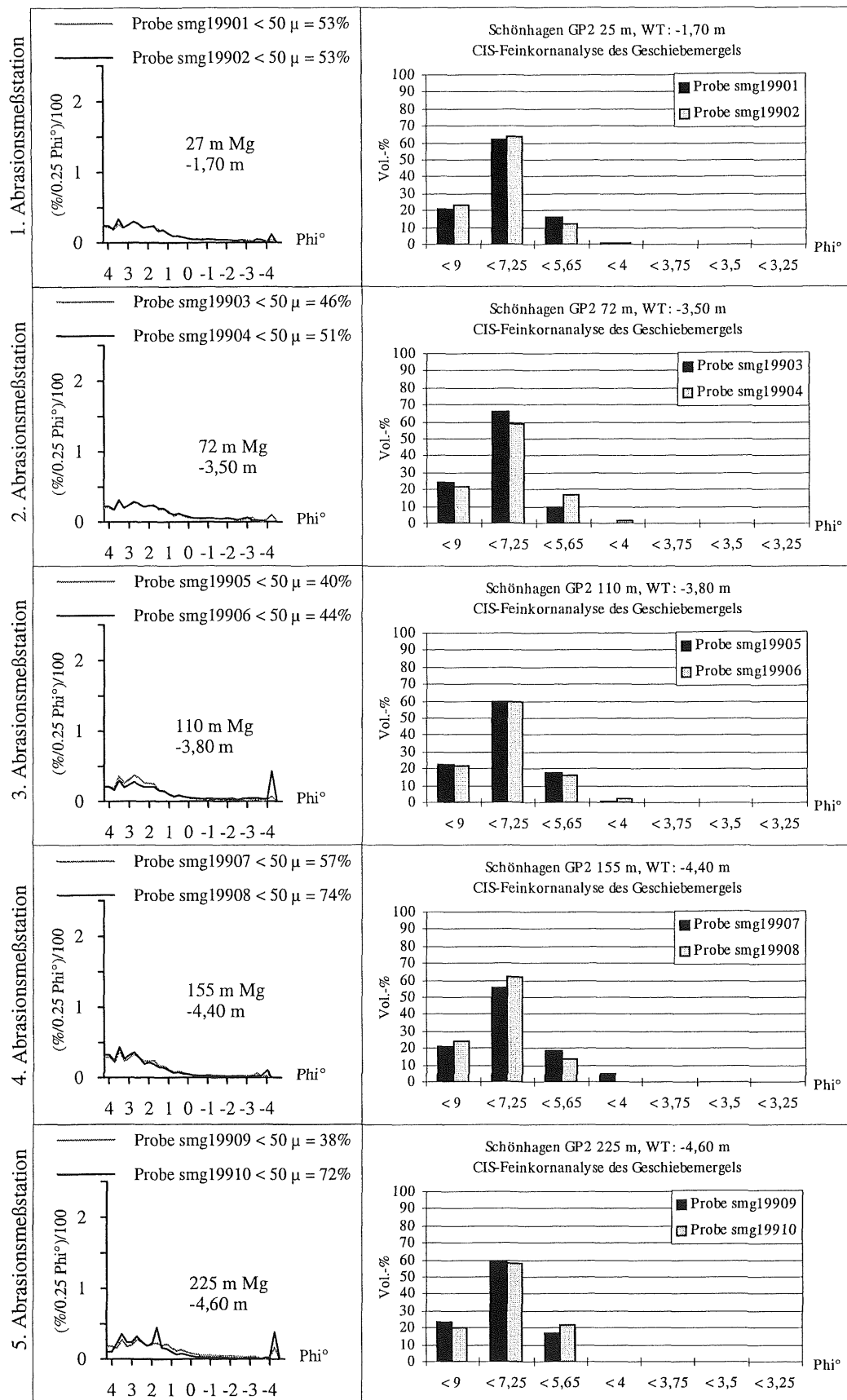


Abb. 80: Gegenüberstellung von Korngrößenhäufigkeitsverteilungen der Geschiebemergel, die an den fünf Schönshager Abrasionsmeßstationen beprobt wurden.

Es zeigt sich, daß die Kornverteilungen sowohl des Sieb- als auch des Schlämmkorns für alle Meßstationen und Vergleichsproben in einer Gegenüberstellung nur geringe Variationen aufweisen. Ein Zusammenhang zwischen der Sedimentzusammensetzung des Geschiebemergels und seiner bodenmechanischen Eigenschaften bzw. der Abrasionsgeschwindigkeit läßt sich hieraus nicht ableiten.

Weitere mögliche Einflußgrößen, wie die Präsenz, Ausprägung und Mobilität einer Lockersedimentauflage sowie Besiedlungen, wurden ebenfalls untersucht. Die Meßstationen waren bis auf die erste Meßstation zu keiner Zeit von einer mächtigeren (> 30 cm) Lockersedimentauflage überdeckt, die eine zeitweilige Schutzwirkung hätte übernehmen können. Die erste Meßstation war zeitweilig von wenige Dezimeter mächtigen Sanden überdeckt. Zusammenhänge zu den unterschiedlichen hohen Abrasionsbeträgen sind hier nicht erkennbar.

6.2.4.2 Die irreversible Vertiefung des anstehenden Seegrundes vor dem Heiligenhafener Steilufer

Im Heiligenhafener Küstenvorfeld wurden die Abrasionsmessungen an drei Meßstationen durchgeführt, die sich entlang des Profils H-GP1 in Uferentfernungen und Wassertiefen von 25 m / -1,7 m NN, 95 m / -2,5 m NN und 250m / -6,5 m NN befanden (vgl. Kap. 5.4.2, Abb. 64b).

Anhand der in Abbildung 81a,b dargestellten, aufsummierten Abrasionsbeträge läßt sich zunächst folgendes ableiten:

- Im dem 2 ¼ -jährigen Untersuchungszeitraum (21.12.96-09.03.99) wurde der anstehende Seegrund mit Beträgen zwischen 3 und 9 cm irreversibel vertieft. Die höchsten Abrasionsbeträge entfallen dabei auf die 2. Meßstation in 95 m Uferentfernung.
- Eine wassertiefenabhängige Abnahme der Abrasionsgeschwindigkeit ist nicht erkennbar (Abb. 82). Bemerkenswert ist, daß der Seegrund in -6,5 m NN Wassertiefe (3. Meßstation) vergleichsweise stärker vertieft wurde als in -1,7 m NN Wassertiefe (1. Meßstation).
- Die Abrasionsbeträge stiegen auch im Heiligenhafener Küstenvorfeld in einigen Zeiträumen sprunghaft an. Diese Zeiträume waren jedoch nicht allein auf die Winterhalbjahre beschränkt. Saisonale Unterschiede lassen sich hier nicht eindeutig identifizieren.

In Heiligenhafen können nur für einige Zeiträume deutliche Zusammenhänge zwischen den Abrasionsbeträgen und den zugehörigen, mittleren Energieeinträgen aufgezeigt werden (Abb. 81a-c).

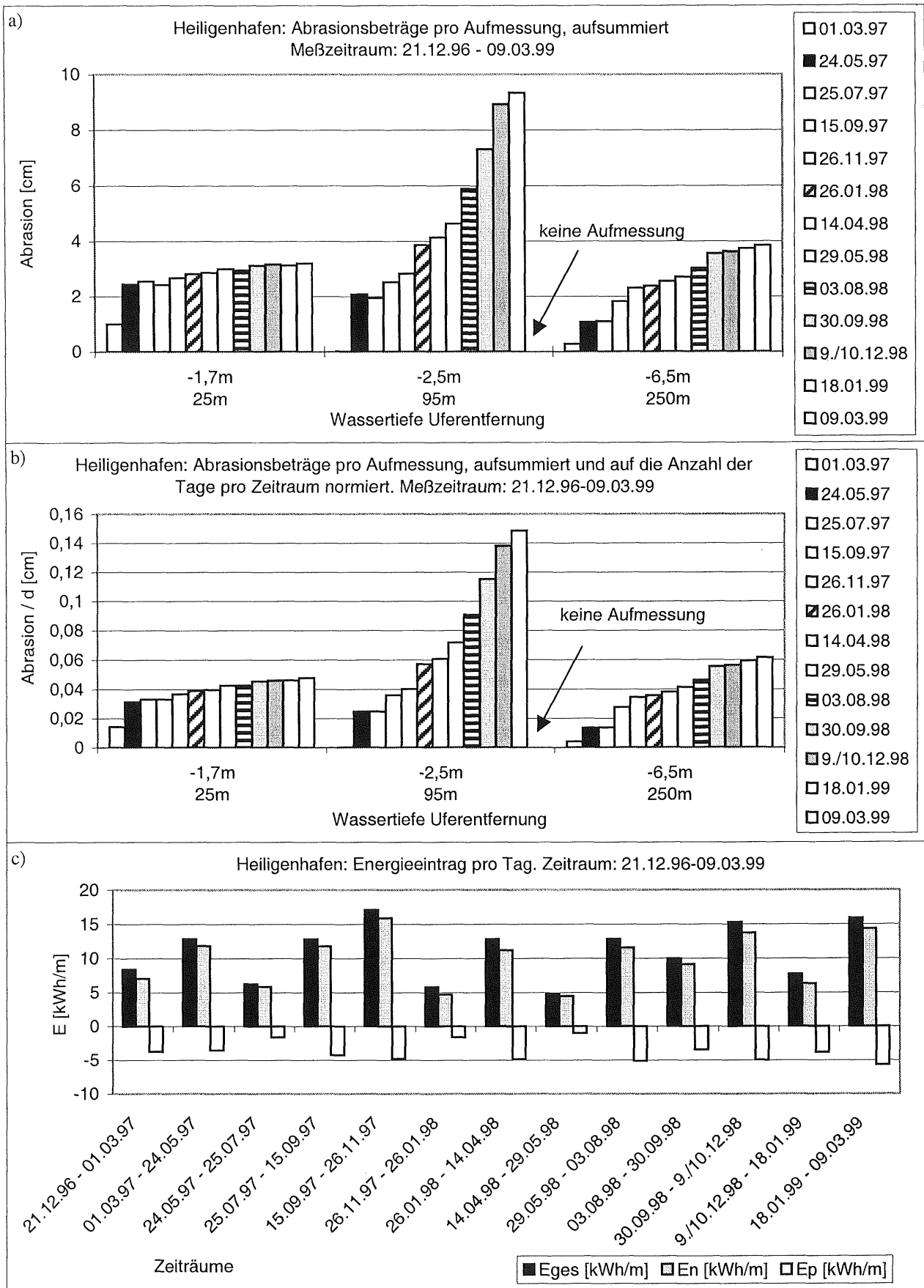


Abb. 81a-c: Darstellung der an den Heiligenhafener Meßstationen im Untersuchungszeitraum ermittelten Abrasions- und Energieeinträge.

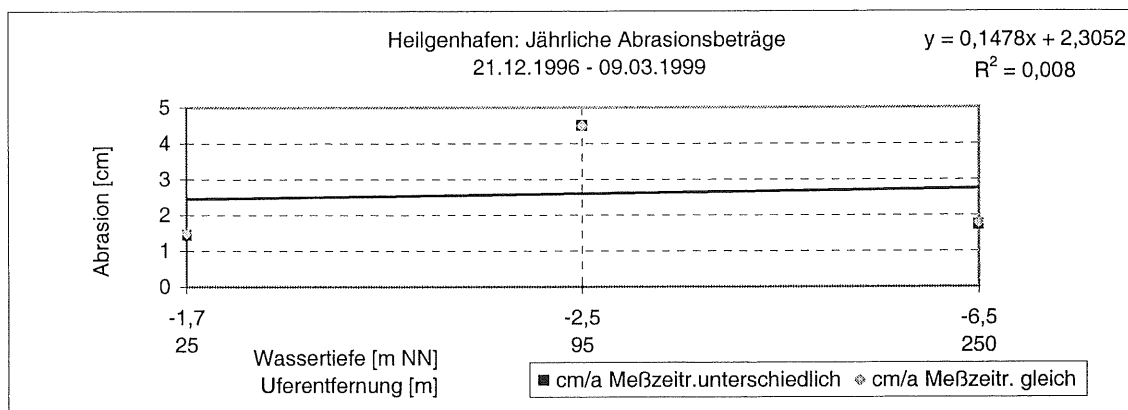


Abb. 82: Jährliche Abrasion im Küstenvorfeld vor dem Heiligenhafener Steilufer.

Im ersten Zeitraum (21.12.96-01.03.97) beispielsweise gab es u.a. zwei Ereignisse, in denen Tiefwasserwellen mit Höhen $[H_{m0}]$ von über 120 cm und gleichzeitigen Wasserstandserhöhungen bis zu 600 cm PN in das Küstenvorfeld einliefen (Abb. 83). Im unmittelbaren Vorstrand erreichten die Wellen immer noch Höhen $[H_{m0}]$ von rund 100 cm (Abb. 83). Ein Wellenabbau hatte demnach beim Einlaufen der Wellen bis ins Flachwasser nur geringfügig stattgefunden, so daß die Hauptenergie-dissipation auf den ufernahen Vorstrand und damit auch auf den Seegrund der 1. Meßstation entfiel. Der Seegrund wurde dort auch vergleichsweise stärker vertieft (Abb. 81a,b).

Zur zweiten Aufmessung am 24.05.97 wurden an allen Meßstationen erhöhte Abrasionsbeträge (Abb. 81a, b) erfaßt. In dem dieser Aufmessung vorhergehenden Zeitraum (01.03.97-24.05.97) traten mehrere Ereignisse mit Energieeinträgen zwischen 20 und 130 kWh/m auf. Der Wasserstand variierte zwischen 450 und 550 cm PN. Die Zone der Hauptenergie-dissipation verlagerte sich mehrmals zwischen dem ufernahen Vorstrand und dem weiteren Küstenvorfeld, so daß der Seegrund folglich an allen Meßstationen einer zeitweiligen hydrodynamischen Belastung ausgesetzt war.

Weniger deutliche Zusammenhänge ergeben sich für den 5. und zugleich energiereichsten Meßzeitraum (15.09.97-26.11.97) mit mittleren Energieeinträgen von 17 kWh/m/d. Es traten ebenfalls unterschiedlichst ausgeprägte Ereignisse auf, aber nur an der 3. Meßstation konnte ein vergleichsweise höherer Abrasionsbetrag ermittelt werden. Erst im nachfolgenden Zeitraum (26.11.97-26.01.98) wurde eine stärkere Seegrundvertiefung festgestellt, obwohl der Energieeintrag von durchschnittlich 6 kWh/m im Tagesmittel wiederum vergleichsweise gering war (Abb. 81a-c).

Ein korrelativer Zusammenhang zwischen dem Energieeintrag und der Abrasionsgeschwindigkeit läßt sich in Heiligenhafen, auch für einzelne Meßstationen nicht aufzeigen (Abb. 84, Abb. 85).

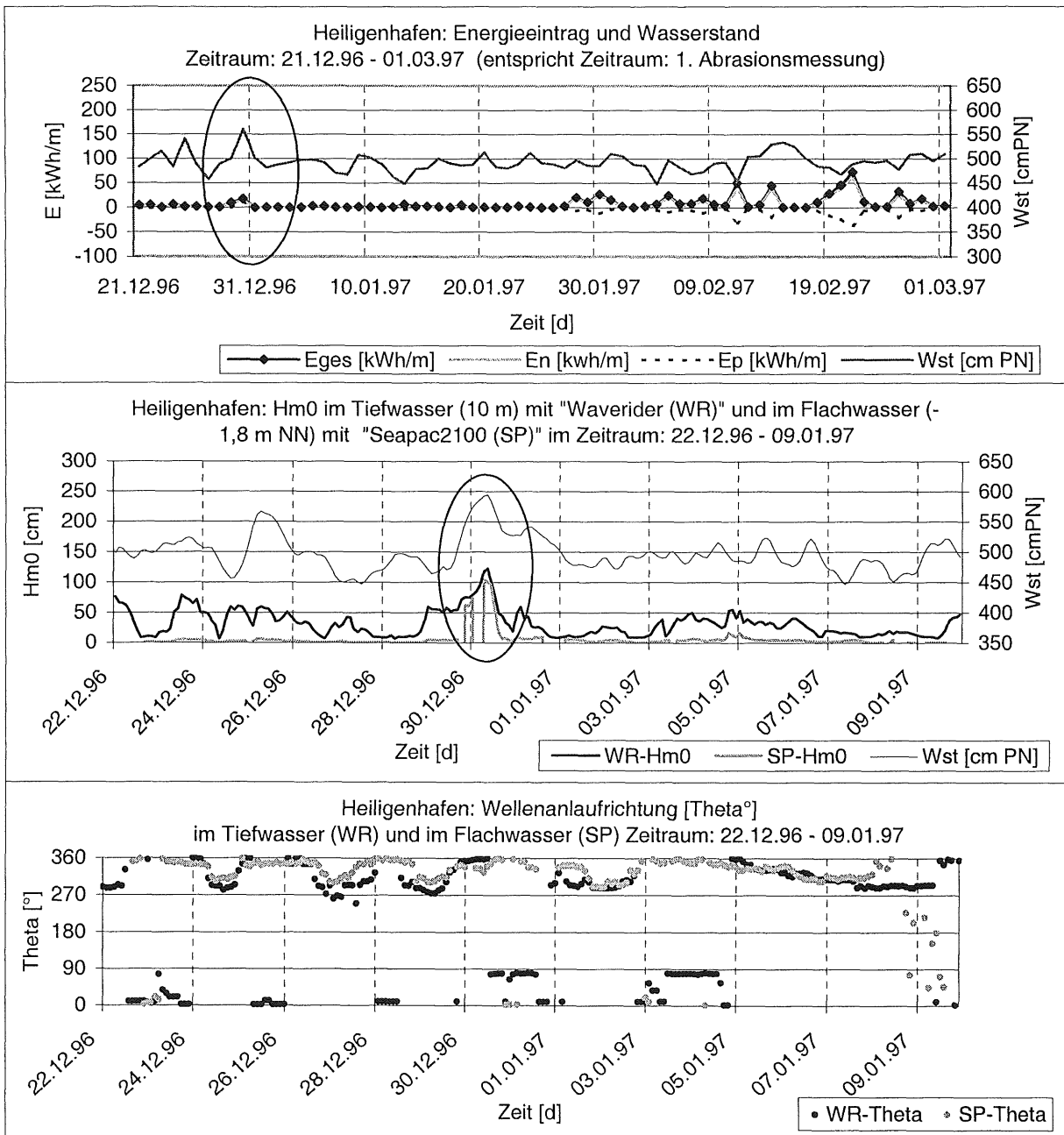


Abb. 83: Heiligenhafen: Hydrodynamische Verhältnisse im Meßzeitraum: 21.12.1996-01.03.1997, zeitweilig für das Tief- und das Flachwasser ermittelt.

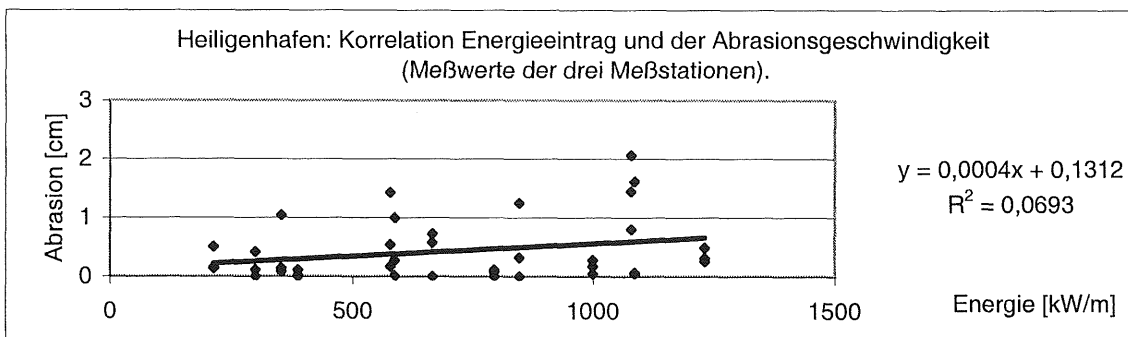


Abb. 84: Korrelation: Energieeintrag - Abrasion für das Heiligenhafener Küstenvorfeld.

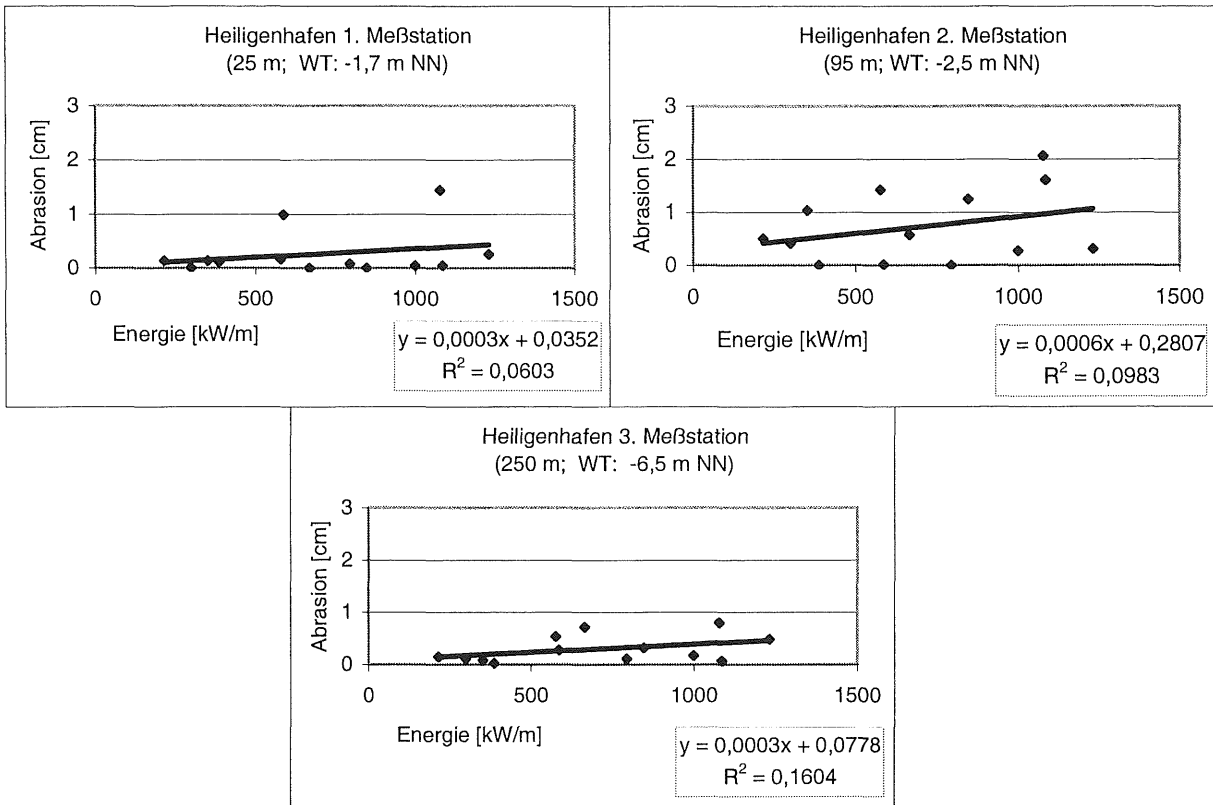


Abb. 85: Korrelation: Energieeintrag - Abrasion für die drei Heiligenhafener Meßstationen.

In einer Gegenüberstellung der Druckwiderstände und jährlichen Abrasionsraten wird, wie auch in Schönhagen, deutlich, daß die Abrasionsgeschwindigkeit bei einem niedrigen Druckwiderstand ansteigt und entsprechend bei einem hohen Druckwiderstand absinkt (Abb. 86). Ein direkter Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen deutet sich an.

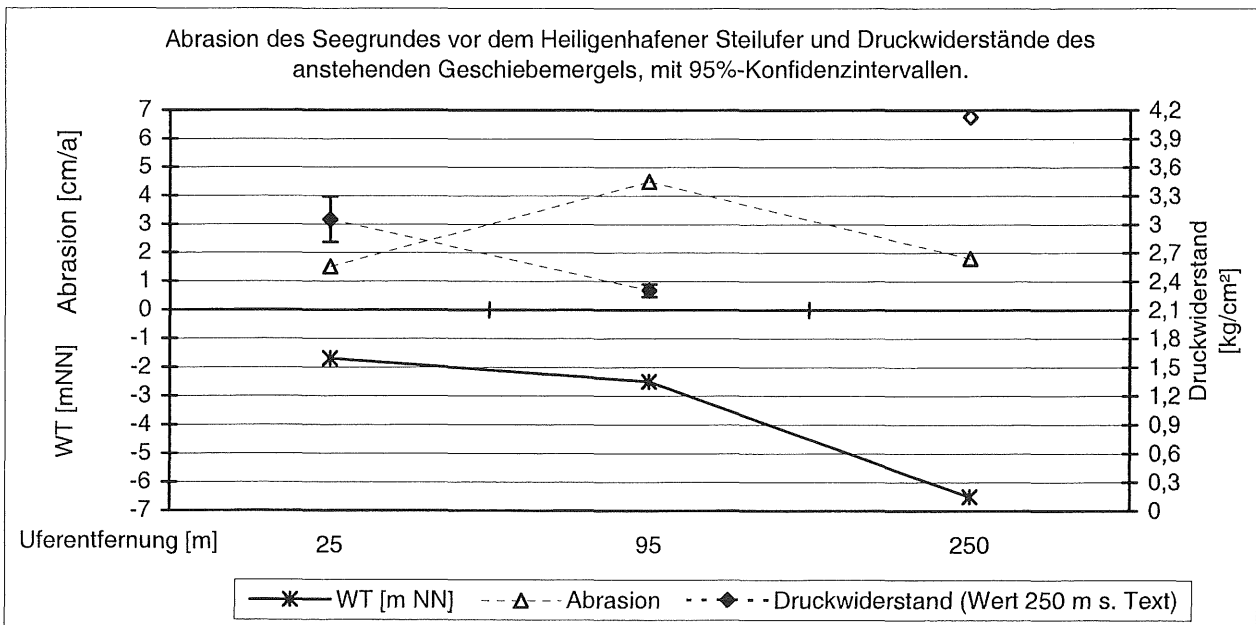


Abb. 86: Gegenüberstellung: Jährliche Abrasionsbeträge und Druckwiderstände der Geschiebemergel an den drei Heiligenhafener Abrasionsmeßstationen.

Anhand der bisherigen Untersuchungsergebnisse läßt sich aufzeigen, daß besonders in Heiligenhafen weitere abrasionsbeeinflussende Faktoren auftreten. Hierzu zählen:

- Die von den östlich exponierten Küstenabschnitten abweichende Wasserstandssituation (vgl. Kap. 6.2.1.2), d.h. häufig höherer Energieeintrag durch hohe Tiefwasserwellen bei gleichzeitig niedrigem Wasserstand und damit die Verlagerung der Hauptenergie-dissipation in das weitere Küstenvorfeld.
- Die Präsenz der im Vorstrand küstenparallel verlaufenden Schwelle (vgl. Kap. 6.1.2.1-2, 6.2.1.1), die bei bestimmten Wellen- und Wasserstandssituationen als Energieabsorber fungiert und den ufernahen Bereich vor stärkerer Abrasion bewahrt (Abb. 64b).
- Der komplexe lithologische Aufbau (vgl. Kap. 6.1.2.2), der sich insbesondere an der zweiten Abrasionsmeßstation widerspiegelt. Dort steht teilweise brüchiger Kreidemergel an, der sich u.a. durch einen höheren prozentualen Sedimentanteil der Fraktionen $< 50 \mu$ sowie durch einen vergleichsweise höheren Mittelsandanteil auszeichnet.
- Die Präsenz und Ausprägung der Lockermaterialauflage, die je nach Mächtigkeit und Mobilität abrasionsfördernd bzw. -hemmend wirken kann.

Insbesondere vor dem Heiligenhafener Steilufer kann die Lockersedimentauflage für solche Küstenvorfelder ungewöhnlich mächtig ausgebildet sein. Folgende Zustände konnten an den einzelnen Meßstationen beobachtet werden:

Die 1. Meßstation war zu jeder Aufmessung von einer bis zu 15 cm mächtigen Lockersedimentauflage überdeckt, deren Zusammensetzung und Mächtigkeit nur geringfügigen Variationen unterlag. An der 2. Meßstation wurden hingegen die unterschiedlichsten Zustände beobachtet. Zu einigen Aufmessungen fehlte dort eine Lockersedimentbedeckung gänzlich. Dann wieder wurde der anstehende Seegrund nur von einer cm-mächtigen Sand-Kies- oder Sanddecke überlagert. Am 26.11.1997 war der Seegrund vollständig von gut gerundeten Steinen und Geröllen mit einem Durchmesser von über 25 cm bedeckt (vgl. Tafel 12: Bild 1). Dieser Zustand hatte sich im energiereichen Zeitraum vom 15.09.97-26.11.97 eingestellt. Während anderer Aufmessungen lag dort ein mehrere Dezimeter mächtiges, embryonales Sandriff (vgl. Tafel 12: Bild 2,3). Zur letzten Aufmessung am 09.03.99 wurde ein über 50 cm mächtiges Sandpaket angetroffen, daß die Meßstation komplett überdeckte (vgl. Kap. 5.4.2). Die Seegrundoberfläche der 3. Meßstation lag zu den Aufmessungen meist unter geringmächtigen Restsedimenten. Es läßt sich folgern, daß insbesondere eine hohe Lockersedimentdynamik sowie die ungewöhnlich variable Sedimentzusammensetzung, von feinen Riffsanden bis zu Dezimeter großen Geröllen, die dortigen Abrasionsprozesse maßgeblich beeinflußt haben. Die 2. Meßstation befindet sich demgegenüber auf der küstenparallel verlaufenden Schwelle, an der sehr häufig die Hauptenergie-dissipation stattfindet (Abb. 64b) und entsprechend hohe Turbulenzen auftreten, die zu solchen massiven Umlagerungen, auch großer Gerölle, führen können.

6.2.4.4 Die irreversible Vertiefung des anstehenden Seegrundes vor dem Brodtener Steilufer

Vor dem Brodtener Steilufer wurde die irreversible Vertiefung des anstehenden Seegrundes über einen Untersuchungszeitraum von $1\frac{3}{4}$ Jahren an vier Meßstationen erfaßt. Die Meßstationen befanden sich entlang des Profils B-GP3 in Uferentfernungen und Wassertiefen zwischen 77m / -2,7 m NN und 299 m / -4,2 m NN. Die Meßstationen 2 und 3 waren in einer Geschiebemergelrinne bzw. auf einem -Rücken positioniert (vgl. Kap. 5.4.2, 6.1.3.1-2, Tafel 12: Bild 4).

Anhand der aufsummierten Abrasionsbeträge (Abb. 87a, b) lassen sich zunächst folgende Aus-sagen treffen:

- Der anstehende Geschiebemergel wurde im Untersuchungszeitraum mit Beträgen zwischen 2,5 cm und 5 cm abradiert
- Die höchsten Abrasionsbeträge wurden in der Geschiebemergelrinne, die niedrigsten Beträge auf dem -Rücken gemessen.
- Die Meßstationen 1 und 4 unterscheiden sich trotz unterschiedlicher Uferentfernungen und Wassertiefen bei einem Gesamtbetrag von jeweils 3,9 cm nicht (Abb. 87a, b). Die Abrasionsprozesse fanden dort nicht immer gleichzeitig statt. Es gab Zeiträume, innerhalb derer der Seegrund verstärkt an der Meßstation bei 77 m Uferentfernung (z.B. 19.06.98-13.08.97) abradiert wurde und Zeiträume (z.B. 16.04.98-27.05.98), innerhalb derer der in 299 m Uferentfernung befindliche Seegrund einer stärkeren Abrasion ausgesetzt war.
- Im untersuchten Küstenvorfeld nimmt die Abrasionsgeschwindigkeit bei zunehmender Wassertiefe nicht ab (Abb. 88).
- An allen Meßstationen lassen sich sprunghafte Anstiege im Verlauf der aufsummierten Abrasionsbeträge aufzeigen, die sich überwiegend auf das Winterhalbjahr beschränken (Abb. 87a, b). An der 3. Meßstation auf dem Geschiebemergelrücken sind diese vergleichsweise gering. Dort kann eher von einem kontinuierlichen Abrasionsverhalten gesprochen werden (Abb. 87a,b).

Aus einer Gegenüberstellung der für jeden Meßzeitraum ermittelten Abrasionsbeträge und der zugehörigen mittleren Energieeinträge wird ersichtlich, daß die erhöhten Abrasionsgeschwindigkeiten mit den Zeiträumen erhöhter Energieeinträge zusammenfallen (Abb. 87a-c). Besonders deutlich hebt sich der energiereichste Zeitraum von 01.12.97-07.02.98 auch in den Abrasionsbeträgen ab. Eine Erläuterung der in diesem Zeitraum aufgetretenen hydrodynamischen Verhältnisse wurde bereits im Kapitel 6.2.1.3. (Abb. 62) gegeben. Auch das Kliff war in diesem Zeitraum einer erhöhten hydrodynamischen Belastung ausgesetzt und reagierte in Folge mit einer verstärkten Rückverlegung (Abb. 60).

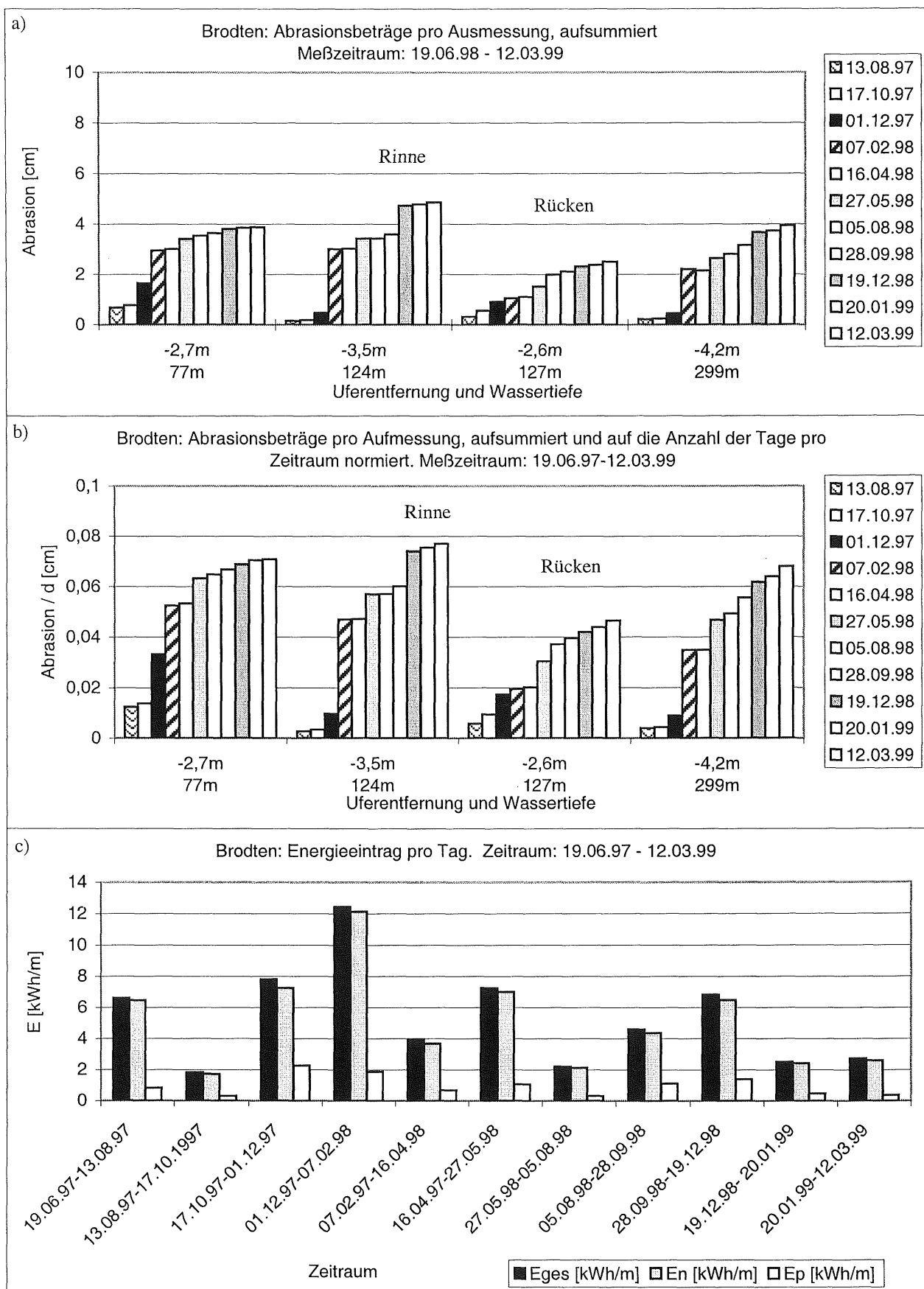


Abb. 87a-c: Darstellung der an den Brodtener Meßstationen im Untersuchungszeitraum ermittelten Abrasions- und Energieeinträge.

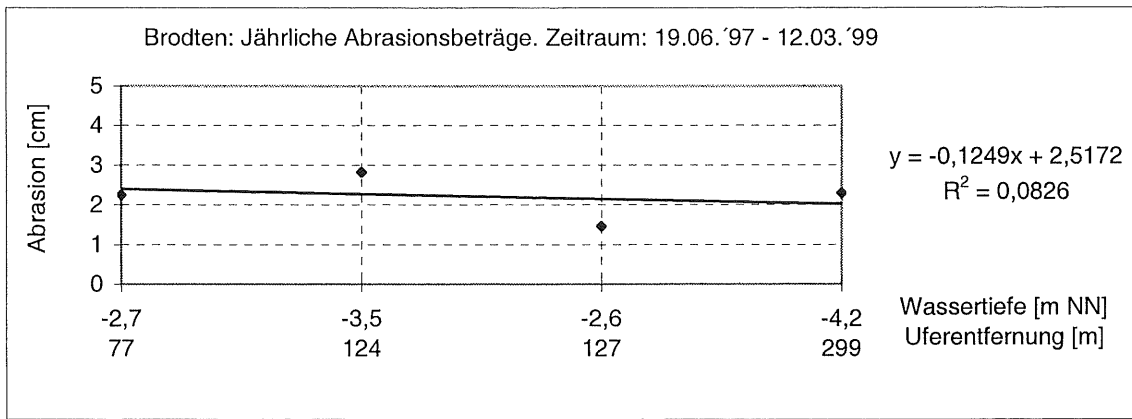


Abb. 88: Jährliche Abrasion im Küstenvorfeld vor dem Brodtener Steilufer.

Die Auswirkungen ereignisbezogener Verlagerungen der Hauptenergiedissipationszone läßt sich auch in Brodten anhand der Abrasionsbeträge deutlich nachvollziehen. Es liegt mit Ausnahme der 3. Meßstation ein direkter Zusammenhang zwischen dem Energieeintrag und der Abrasionsgeschwindigkeit vor (Abb. 89).

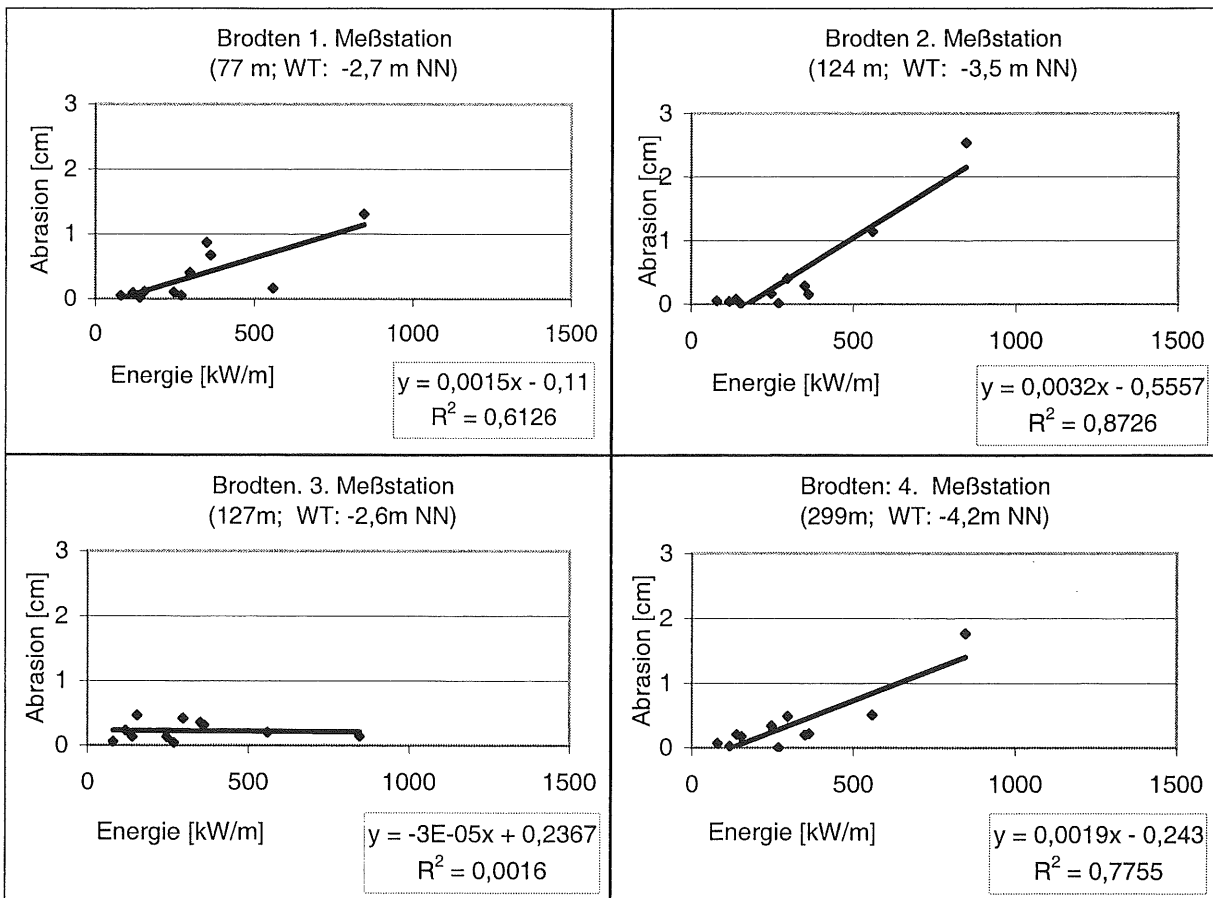


Abb. 89: Korrelation: Energieeintrag - Abrasion für die vier Brodtener Meßstationen.

In der Abbildung 90a sind die Druckwiderstände der einzelnen Meßstationen den zugehörigen jährlichen Abrasionsraten gegenübergestellt. Auch für Brodten läßt sich demnach die Aussage treffen, daß die Abrasionsgeschwindigkeit generell bei einem niedrigen Druckwiderstand an-

steigt (Abb. 90a, b). An den Meßstationen 1 und 4 sind die jährlichen Abrasionsraten und Druckwiderstände nahezu identisch. Die Geschiebemergel unterscheiden sich deutlich in dem prozentualen Anteil des Schlämmkorns ($< 50 \mu$) sowie in den Verteilungen des Siebkorns. Für diese Stationen wurde ermittelt, daß hier kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen der Sedimentzusammensetzung des Geschiebemergels und dessen boden-mechan-ischen Eigenschaften vorliegt.

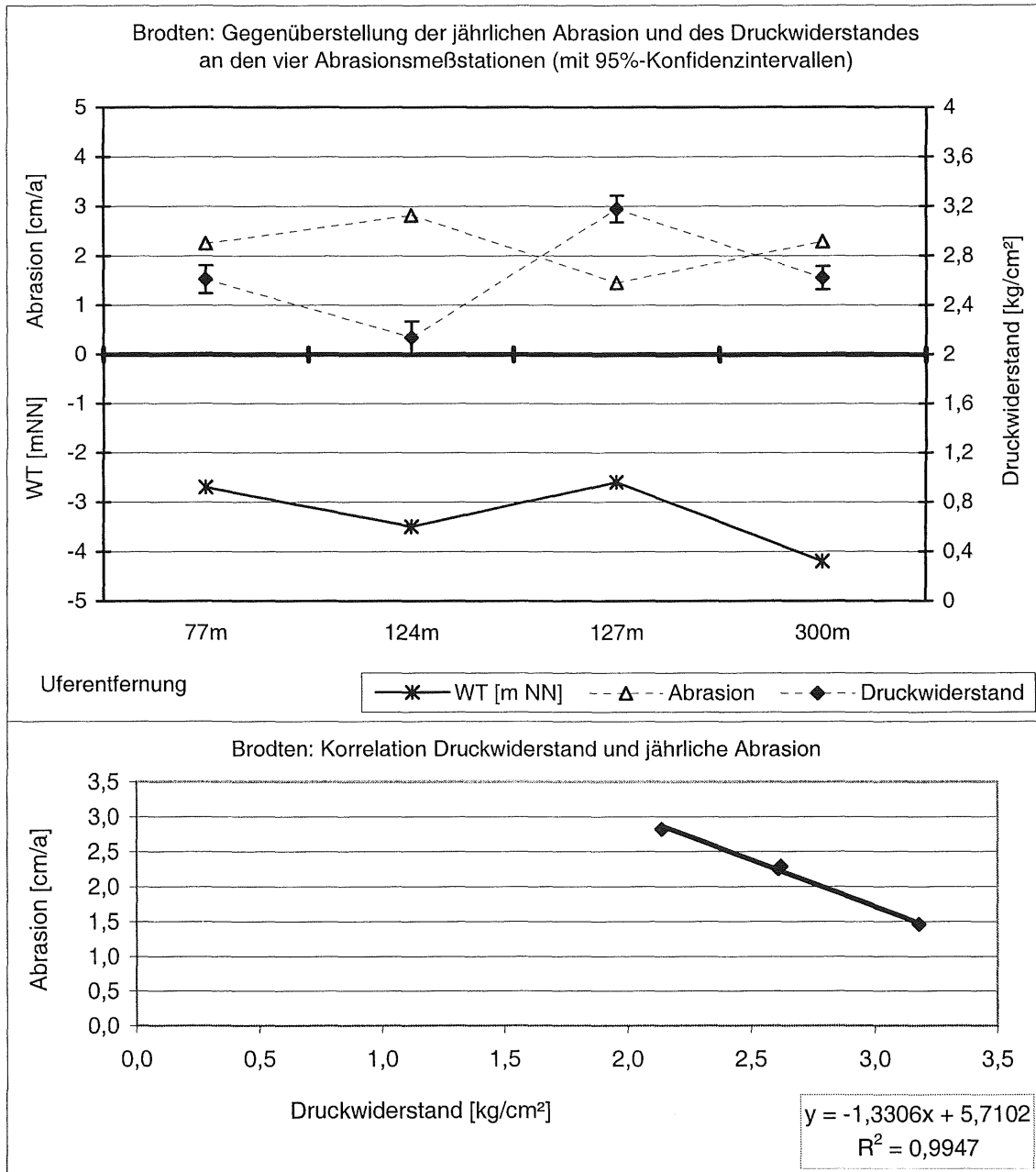


Abb. 90a, b: a) Gegenüberstellung: Jährliche Abrasionsbeträge und Druckwiderstände der Geschiebemergel an den vier Brodtener Abrasionsmeßstationen. b) Korrelation: Druckwiderstand - Abrasionsgeschwindigkeit, ermittelt aus den Meßwerten der Brodtener Abrasionsmeßstationen.

Anhand der Druckwiderstände, die an der 2. und 3. Meßstation erfaßt wurden, zeigt sich, daß der Geschiebemergel in der Rinne wesentlich weicher ist als auf dem -Rücken (Abb. 90a). Das unterschiedliche Festigkeitsverhalten ist auch hier nicht auf die Sedimentzusammensetzung des Geschiebemergels zurückzuführen. Es liegen für diesen Meßstationen keine nennenswerten Unterschiede zwischen den Kornverteilungen des Schlamm- und Siebkorns sowie in dem prozentualen Anteil der Fraktionen $< 50 \mu$ vor.

Die deutlich höheren Abrasionsbeträge in den Rinnen lassen sich nicht allein auf die Materialeigenschaften zurückführen, sondern auch auf die Präsenz von mobilem Lockermaterial in Form von Restsedimenten, die dort den Untergrund abschmirgeln. Auf den Rücken wird jedoch kein Material transportiert, womit auch keine Korrasion stattfinden kann. Dort ist die Seegrundoberfläche hingegen meist von Mikro- und Bohrorganismen besiedelt (vgl. Tafel 9: Bild 2, Tafel 11: Bild 3). Die Rückenoberfläche wird hier vielmehr langsam zersetzt und dadurch eine irreversible Vertiefung forciert. In Schönhagen, wo ebenfalls solche Rinnen- und Rückenstrukturen auftreten (vgl. Kap. 6.1.1.1-2), konnte bei der Kartierung des Profils S-GP1 am 19.07.1998 eine außergewöhnliche Situation beobachtet werden, als die Oberflächen der Geschiebemergelrücken durch ein bislang ungeklärtes Phänomen einer massiven Zersetzung unterlagen (vgl. Tafel 12: Bild 5). Eine derartige Situation trat in Brodten und Heiligenhafen nicht auf. Es konnte aber festgestellt werden, daß in den Sommermonaten auch dort eine verstärkte biologische Aktivität auftrat.

Die Brodtener Meßstationen waren insgesamt zu keiner Zeit von mächtigen Lockermaterialablagerungen überdeckt. Nur an der ersten Meßstation hatte sich teilweise eine geschlossene Sedimentdecke ausgebildet.

6.2.4.5 Gebietsübergreifende Ergebnisse

Aus den gebietsspezifischen Erkenntnissen lassen sich folgende, gebietsübergreifende Aussagen über die irreversible Vertiefung des anstehenden Seegrundes und zugehörigen abrasionsbeeinflussenden Faktoren zusammenfassen:

- Die Abrasionsgeschwindigkeit am Seegrund ist im nahen Küstenvorfeld (bis max. -6,5 m NN Wassertiefe und 300 m Uferentfernung) nicht zwangsläufig an die Wassertiefe bzw. Uferentfernung gebunden.
- Erhöhte Abrasionsbeträge sind fast immer an erhöhte Energieeinträge gebunden. Erhöhte Energieeinträge müssen jedoch nicht zwangsläufig auch zu einer verstärkten Abrasion führen, wie das im Heiligenhafener Küstenvorfeld mehrmals der Fall war. Heiligenhafen nimmt aber auch im Rahmen dieser Prozeßstudien durch seine Küstenexposition, Vorstrandmorphologie, geologisch-lithologischem Aufbau und der ungleich höheren Lockermaterialverfügbarkeit eine Sonderstellung ein.

- Für Schönhagen und Brodten kann ein linearer Zusammenhang zwischen Abrasion und Energieeintrag aufgezeigt werden. Herausragende, hydrodynamische Ereignisse, die auch zu Lageänderungen der Kliffabschnitte geführt haben, spiegeln sich an den meisten Meßstationen durch erhöhte Abrasionsbeträge deutlich wider. Da die Gebiete beide in östliche Richtung exponiert sind, lassen sich erhöhte Abrasionsbeträge auf die gleichen herausragenden Ereignisse zurückführen (Abb. 91).
- Ereignisabhängige Lageänderungen der Hauptenergiedissipationszone spiegeln sich ebenfalls deutlich an den Abrasionsbeträgen der einzelnen Meßstationen wider. Ereignisse mit Tiefwasserwellen $[Hm0] > 200$ cm und gleichzeitig niedrigen Wasserständen beispielsweise erwirkten eine verstärkte Seegrundvertiefung an den weiter seewärts bzw. in größeren Wassertiefen gelegenden Meßstationen. Ereignisse mit einem höheren Wellenaufbau und erhöhten Wasserständen verursachten hingegen, durch die landwärtige Verlagerung der Hauptenergiedissipationszone, verstärkte Abrasionsprozesse im unmittelbaren Vorstrandbereich. Traten in einem Zeitraum beide Situationen auf, so wurden entsprechend der ufernahe und -fernere Seegrund verstärkt vertieft. Es ist demnach nicht nur entscheidend, wieviel Energie in einem bestimmten Zeitraum im Küstenvorfeld frei wird, sondern an welche Ereignisse dieser Energieeintrag gekoppelt ist und welche Wasserstandsverhältnisse vorgelegen haben. Der Energieeintrag ist damit nur ein grobes Maß, um die Abrasionsprozesse über ein Küstenprofil aufzuschlüsseln zu können.
- Eine verstärkte Abrasion konnte ausnahmslos an den Meßstationen ermittelt werden, an denen der anstehende Geschiebemergel einen vergleichsweise geringeren Druckwiderstand aufwies. Ein Zusammenhang zwischen Abrasion und Druckwiderstand konnte in allen Gebieten aufgezeigt werden.
- Die Sedimentzusammensetzung der Geschiebemergel hat keinen erkennbaren Einfluß weder auf dessen Abrasion noch auf dessen bodenmechanische Eigenschaften.
- Ein Zusammenhang zwischen der Besiedlung des Geschiebemergels und den Abrasionsverhalten ließ sich mit einer Ausnahme nicht feststellen. Eine Ausnahme stellt die 3. Meßstation in Brodten dar, die auf einem, küstennormal verlaufenden Geschiebemergelrücken liegt. Dessen Oberfläche wird von Bohrorganismen besiedelt und damit das Sedimentgefüge aufgelockert bzw. zersetzt. Dieser Prozeß verläuft jedoch wesentlich langsamer als die durch Korrosion herbeigeführte Seegrundvertiefung an den anderen Meßstationen.
- Anhand der Druckwiderstände, die an der 2. und 3. Brodtener Meßstation erfaßt wurden, zeigt sich, daß der Geschiebemergel in der dortigen Geschiebemergelrinne wesentlich weicher ist als auf dem -Rücken (Abb. 90a). Entsprechend wird die Rinne auch stärker vertieft als der Geschiebemergelrücken. Daraus läßt sich schließen, daß die Bildung dieser morphologischen Strukturen, die vor allen drei Untersuchungsgebieten auftreten, nicht allein auf hydrodynamisch Prozesse zurückzuführen sind.

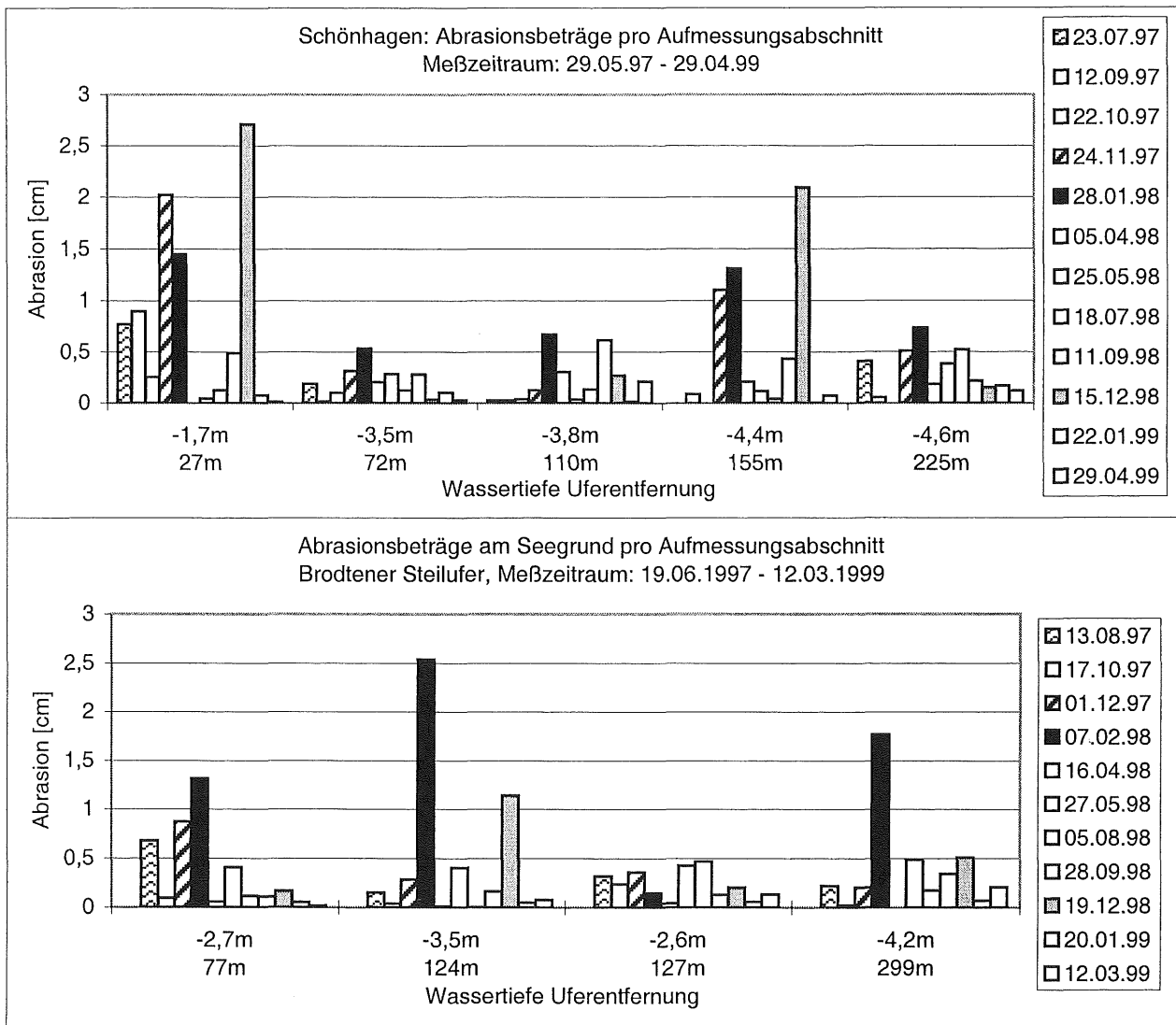


Abb. 91: Gegenüberstellung der Abrasionsbeträge aus Schönhagen und Brodten. Deutlich treten die Zeiträume mit höheren Abrasionsbeträgen hervor, die sich durch auch durch erhöhte hydrodynamische Energieeinträge auszeichnen.

6.2.5 Lockermaterialverlagerungen

Im Kapitel 6.1 wurden detailliert die geologischen Lagerungsverhältnisse und die daraus abgeleiteten Entwicklungen der einzelnen Gebiete beschrieben. Letztere setzen einen Transport sowohl des von den Steiluferbereichen freiwerdenden (vgl. Kap. 6.2.2), als auch des vom Seegrund abradierten Materiales (vgl. Kap. 6.2.4) voraus. Eine Separierung dieses Transportprozesses in die einzelnen Schritte (vgl. Kap. 6.2.2-6) und eine Zuordnung zu den jeweils steuernden Faktoren und Einflußgrößen wird mit diesem Untersuchungsprogramm angestrebt. Die zeitliche Auflösung reicht dabei hinab bis zu einzelnen Ereignissen mit einem erhöhten Wellenauflauf und einer Verweildauer hoher Wasserstände von Stunden bis hin zu Tagen.

Die bisher abgehandelten Prozeßstudien innerhalb der einzelnen Untersuchungsgebiete waren räumlich auf Kliffabschnitte, Abrasionsmeßstationen und Strandprofile begrenzt. Mit der Betrachtung der Lockermaterialverlagerung im Seegrundbereich wird das Bindeglied zwischen diesen einzelnen Prozessen geschaffen, da über diesen Materialtransport die Steilufer mit den angrenzenden Niederungsbereichen samt der zugehörigen Küstenvorfelder räumlich verknüpft sind. Markantestes Beispiel dafür sind die küstenparallel verlaufenden Sandriffe (Abb. 11-13), die generell als die primären Sedimenttransportbänder im Flachwasser angesehen werden. Sie repräsentieren jedoch nur einen Ausschnitt aus den verschiedenen Transportstrukturen, da über sie fast nur Sand verlagert wird, weder Stein- noch Kiesmaterial.

Im Einzelnen werden in diesem Kapitel folgende Fragen abgehandelt:

- Wo findet ein Transport von welchem Material statt ?
- Lassen sich Transportbahnen ausweisen ?
- Zu welchen Zeiten wird Material transportiert ?
- Wie beeinflußt der Steiluferrückgang den Vorstrandbereich ?
- Wie hoch sind Umlagerungsraten ?

Morphologische Änderungen sind immer das Resultat von Sedimentverlagerungen, wobei sich eine hohe Sedimentdynamik nicht automatisch in einer ausgeprägten morphologischen Änderung bemerkbar machen muß. Sind Sedimentzu- und -abfuhr in einem Küstenabschnitt im Gleichgewicht, kann die Dynamik zwar hoch sein, jedoch werden keine morphologischen Veränderungen beobachtet (AMT FÜR LAND- UND WASSERWIRTSCHAFT et al. 1997).

Für Aussagen über langfristige (Dekaden und länger) morphologische Veränderungen im Küstenvorfeld stützt man sich in der Regel auf den Vergleich bathymetrischer Aufnahmen, die in zeitlich genügend großen Abständen voneinander (mehrere Jahre bis Dekaden) durchgeführt wurden. Auf derartige Aufnahmen des Küstenvorfeldes aus vorangegangenen Jahren konnte für die einzelnen Untersuchungsgebiete nicht zurückgegriffen werden, so daß quantitative Aussagen über die Entwicklung in den vergangenen Jahrzehnten nicht gemacht werden

können. Es waren für einige Bereiche lediglich qualitative Aussagen über den Vergleich von Luftaufnahmen aus verschiedenen Jahren möglich.

Die im Rahmen des vierjährigen Untersuchungsprogrammes durchgeführten, schiffsgestützten Vermessungen des AIR ergaben für alle Gebiete, mit Ausnahme der Graswarderspitze (Akkumulationsgebiet Heiligenhafen) und der ufernahen Sandriffzonen, daß von einer überwiegend stabilen Situation der morphologischen Strukturen im Küstenvorfeld auszugehen ist. Veränderungen blieben innerhalb der Meßgenauigkeit. Die vorgenommene Beurteilung der morphologischen Veränderungen im Meßzeitraum bezieht sich daher im wesentlichen auf die Methode der Pflöckaufmessungen (vgl. Kap. 5.4.1 u. Tab. 9). Es sei noch einmal daran erinnert, daß entlang küstennormal ausgerichteter Profile alle 25 m ein Meßplock installiert war, jedoch aus Sicherheitsgründen (Verletzungsgefahr für Badende) dies auf einigen Profilen erst in Wassertiefen unterhalb -2,00 m NN geschehen konnte. Der relative Höhenfehler zwischen den Einzelaufmessungen beträgt lediglich 0,5 cm (AMT FÜR LAND- UND WASSERWIRTSCHAFT et al. 1997). Damit lassen die Pflöckaufmessungen auch Aussagen über kleinräumige Höhenänderungen morphologischer Einheiten zu. Zusätzlich wurde während jeder Aufmessung durch die Taucher an den Pflöckstationen die Mächtigkeiten der Lockermaterialauflage über dem Anstehenden, soweit dies möglich war, gemessen.

Es sollten nicht allein die morphologischen Veränderungen bestimmt werden, sondern es von wesentlicher Bedeutung war, welche Fraktionen aller, in den Untersuchungsgebieten vorhandener Sedimentspektren durch Transportprozesse am Aufbau der morphologischen Strukturen beteiligt sind. Dazu erfolgten sowohl Transportstudien mit eingefärbten Kiesen als auch Korngrößenanalysen der parallel zu jeder Pflöckaufmessung entnommenen Sedimentproben. Aus den Daten der Siebanalysen sollten mögliche Transportdifferentiationsprozesse abgeleitet werden.

6.2.5.1 Lockermaterialverlagerungen in Schönhagen

Die Abb. 92 zeigt exemplarisch das Ergebnis der Pflöckaufmessungen für das Profil S-GP2 (Steiluferprofil). Nach Installation der Pflöcke am 23.05.1996 wurden in dem Zeitraum 14.08.1996-29.04.1999 in zeitlich diskontinuierlichen Abständen 16 Aufmessungen durchgeführt. Der obere Teil der Abb. 92 zeigt die Umlagerung jeweils bezogen auf die vorangegangene Messung, in der unteren Grafik ist die Nettoumlagerung bezogen auf die morphologische Ausgangssituation vom 23.05.1996 (Installation der Meßpflöcke) dargestellt. Aus beiden Abbildungen wird deutlich, daß sich der Bereich höchster Umlagerungsdynamik und höchster Netto-Veränderung lediglich auf die ufernahe Zone zwischen 25 - 50 m konzentriert. Die Dynamik stellt dabei den Differenzbetrag zwischen dem niedrigsten und dem höchsten morphologischen Niveau dar, das im Untersuchungszeitraum an einem Meßpunkt aufgetreten ist.

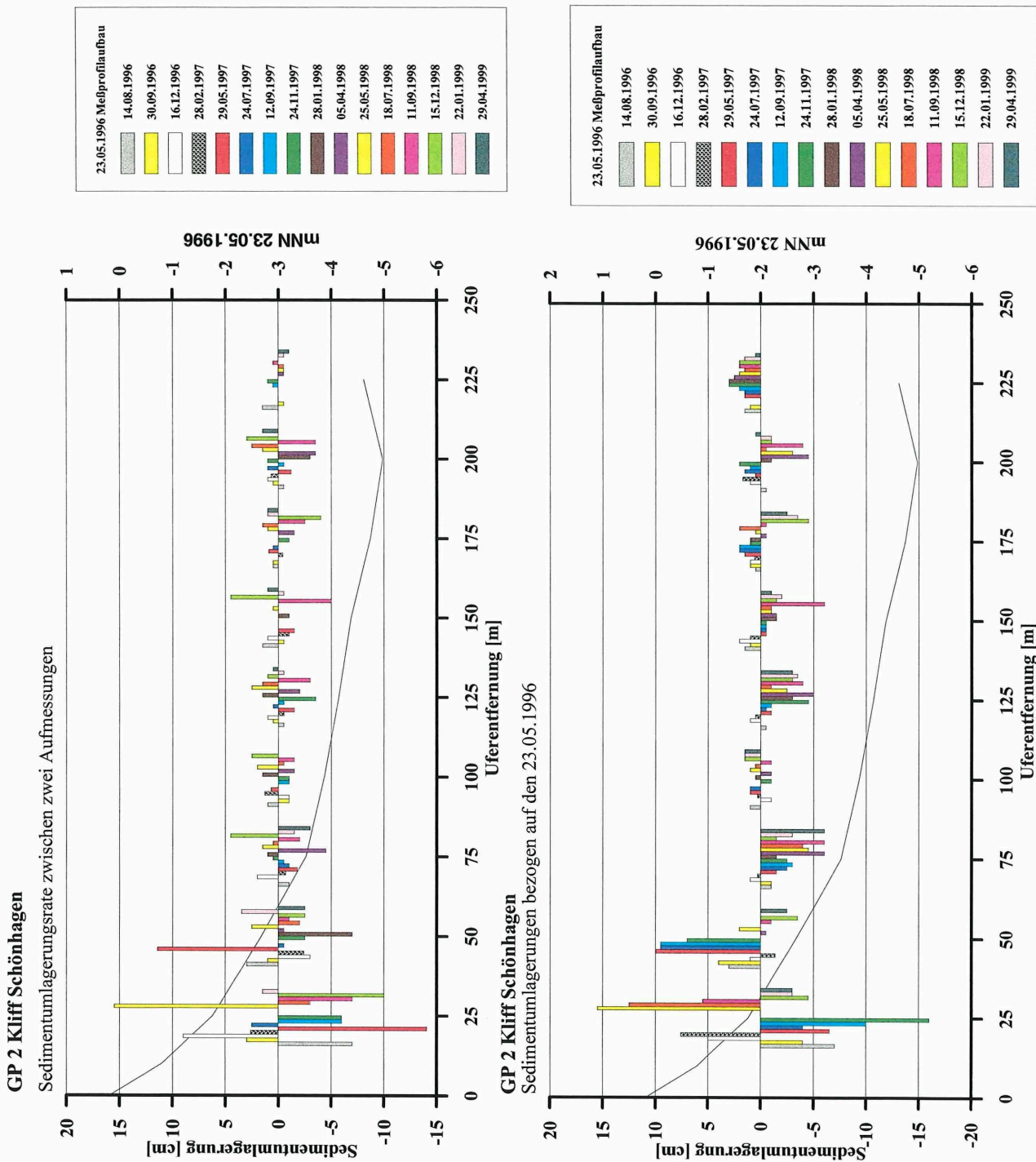


Abb. 92: Pflockaufmessungen auf dem Profil S-GP2 vor dem Schönhagener Steilufer.

Weiter seewärts überschreiten Dynamik und Netto-Umlagerung in seltenen Fällen 5 cm. Tritt dieses doch einmal ein (Station 150 m, 15.12.1998), lassen sich diese Veränderung mit einem erhöhten Energieeintrag in dem vorangegangenen Zeitraum (Abb. 50) in Verbindung bringen.

In der Abbildung 93 sind für alle geologischen Profile die Umlagerungsintensitäten über den gesamten Meßzeitraum dargestellt. Zusätzlich ist das morphologische Durchschnittsprofil (m NN) für den entsprechenden Bereich eingezeichnet. Die höchsten Umlagerungswerte (dMH)

mit bis zu 55 cm treten in den Akkumulationsbereichen S-GP1 (Akkumulationsgebiet Nord) und S-GP4 (Akkumulationsgebiet Süd) auf. Während diese Zone auf dem Profil S-GP1 zwischen 150 m - 175 m abrupt endet und sich deutlich in 150 m Uferentfernung vom see-wärtigen Küstenvorfeld abgrenzen läßt, zeigt das Profil S-GP4 eher ein langsames, see-wärtiges Auslaufen der Zone hoher Dynamik. Die Umlagerungsintensität beträgt selbst in 325 m Uferentfernung noch über 10 cm.

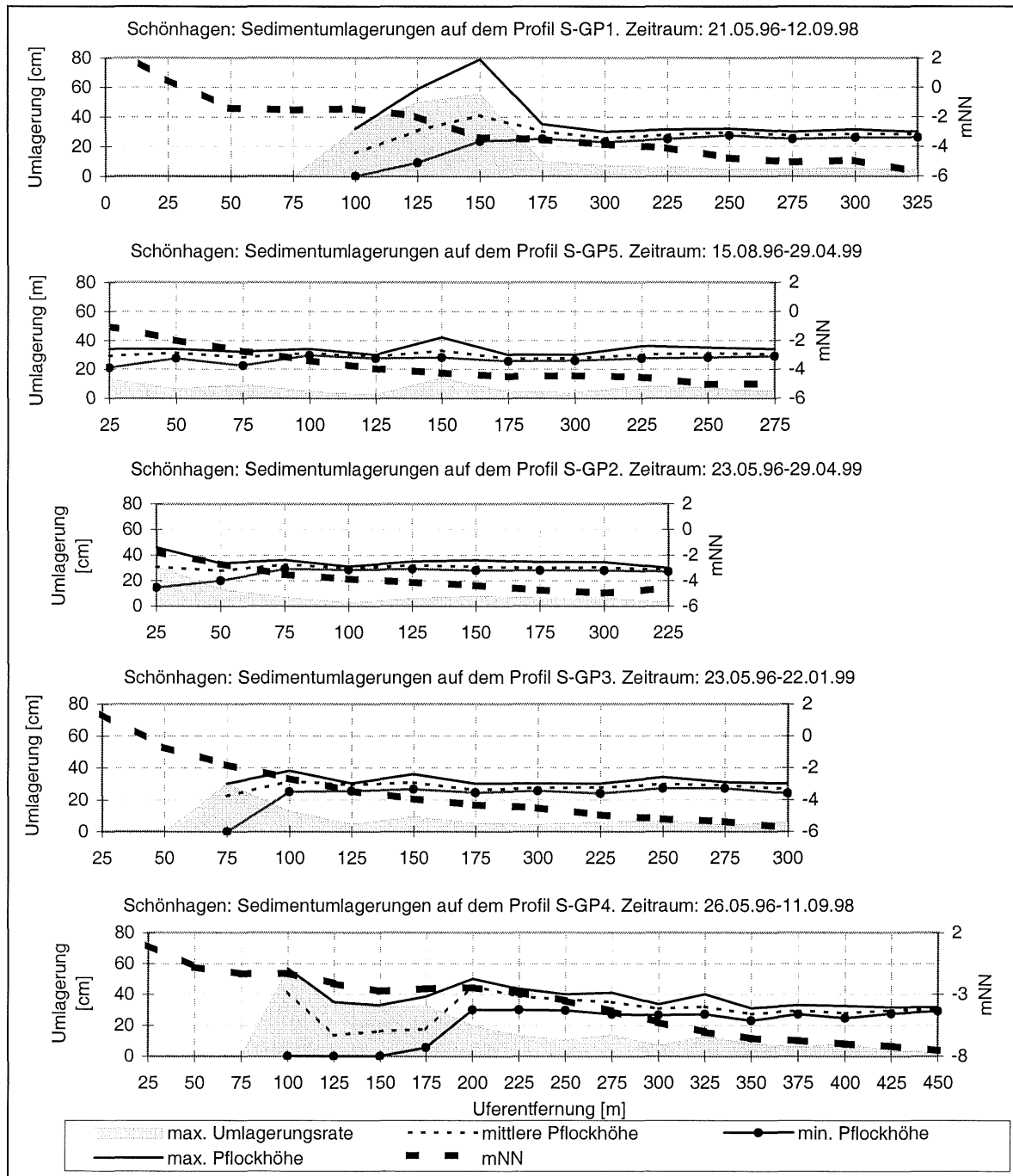


Abb.93: Pflöckaufmessungen Schönhagen (Gesamtdarstellung).

Die beiden Nahtstellenbereiche (S-GP3 u. S-GP5) zeigen ähnlich geringe, morphologische Veränderungen wie das Kliffprofil (S-GP2), jedoch ist auf S-GP3 (Nahtstelle Süd) die Zone

der intensiveren, ufernahen Umlagerungen seewärts bis etwa 100 m vorgeschoben. Die maximale Umlagerung bleibt in nahezu allen Bereichen unterhalb 10 cm. Morphologische Strukturen in Form ausgeprägter Sandriffkörper sind auf beiden Profilen nicht zu beobachten. Es treten nur sporadisch Sandschleier und kleinere Riffansätze auf.

Korngrößenanalysen wurden für sämtliche, an den Pflöckstationen genommenen Proben erstellt (Abb. 94a-e). Die Analysenergebnisse sind als Korngrößenhäufigkeitsverteilungen für jeden Meßpunkt in Form übereinandergelegter Kurven dargestellt. So wird es möglich, die zeitliche Entwicklung sowohl an jedem Probenpunkt als auch über das vollständige Profil für die gesamte Untersuchungszeit zu betrachten. Es werden nachfolgend nicht die einzelnen Profile nacheinander beschrieben, sondern die Darstellung erfolgt unter Einbeziehung der Umlagerungsintensität und der morphologischen Entwicklung.

Entlang der Profile lassen sich die Zonen unterschiedlicher Dynamik gut mit den Korngrößenhäufigkeitsverteilungen koppeln. Bereiche, die durch eine hohe Umlagerung (> 20 cm) geprägt sind, weisen gegenüber den Bereichen geringerer Morphodynamik ein relativ enges Kornspektrum auf. Zudem ist entlang eines jeden Profiles eine Differenzierung zwischen ufernahem Bereich und uferfernem Bereich anhand der Hauptkomponenten in den Kornverteilungen möglich. Bevor eine detailliertere Betrachtung dieser Verteilungskurven erfolgt, sei angemerkt, daß im folgenden Text häufiger auf die Beprobung vom 24.11.1997 verwiesen wird. Dieser Geländeeinsatz erfolgte nach einer Phase verstärkter hydrodynamischer Aktivität (Abb. 50).

Das Profil S-GP2 (vor dem Steilufer) läßt sich in drei Zonen unterteilen. Die 1. Zone reicht vom Strand bis zu 25 m Uferentfernung. In ihr ist das Sediment zwar heterogen aufgebaut, besteht jedoch primär aus Sanden. Ist bei 10 m Uferentfernung noch eine deutliche Mittelsandkomponente (ca. 0.80 - 2.20 PHI°) vorhanden, so ist in 25 m Uferentfernung im Sediment dieser Fraktionsanteil bereits stark verarmt. Das Sediment besteht überwiegend aus den Komponenten Feinsand und Grobsand.

Die zweite Zone reicht bis zu 100 m Uferentfernung. Mit nur einer Ausnahme (die Analysen der Beprobung v. 05.04.98 zeigten für die Proben bei 50 m und 75 m Uferentfernung einen erheblichen Feinsandanteil) sind fast nur noch Grobsande vorhanden, in die sich mit zunehmender Uferentfernung Kiese einschalten. Das Kornspektrum ist immer noch relativ eng. Wesentlich ist, daß die Grobsande an der 100 m - Station gelegentlich von einer Steinschicht überdeckt werden (vgl. Ausführungen zu den Tafeln 1 - 6). Die dritte, sich seewärts anschließende Zone zeigt eine Zunahme der Heterogenität des Kornspektrums, in das sich vermehrt Kiese und Steine einschalten. Es handelt sich um Restsedimente, bei denen häufig der Korngrößenbereich 0.00 - 2.00 PHI° überwiegt.

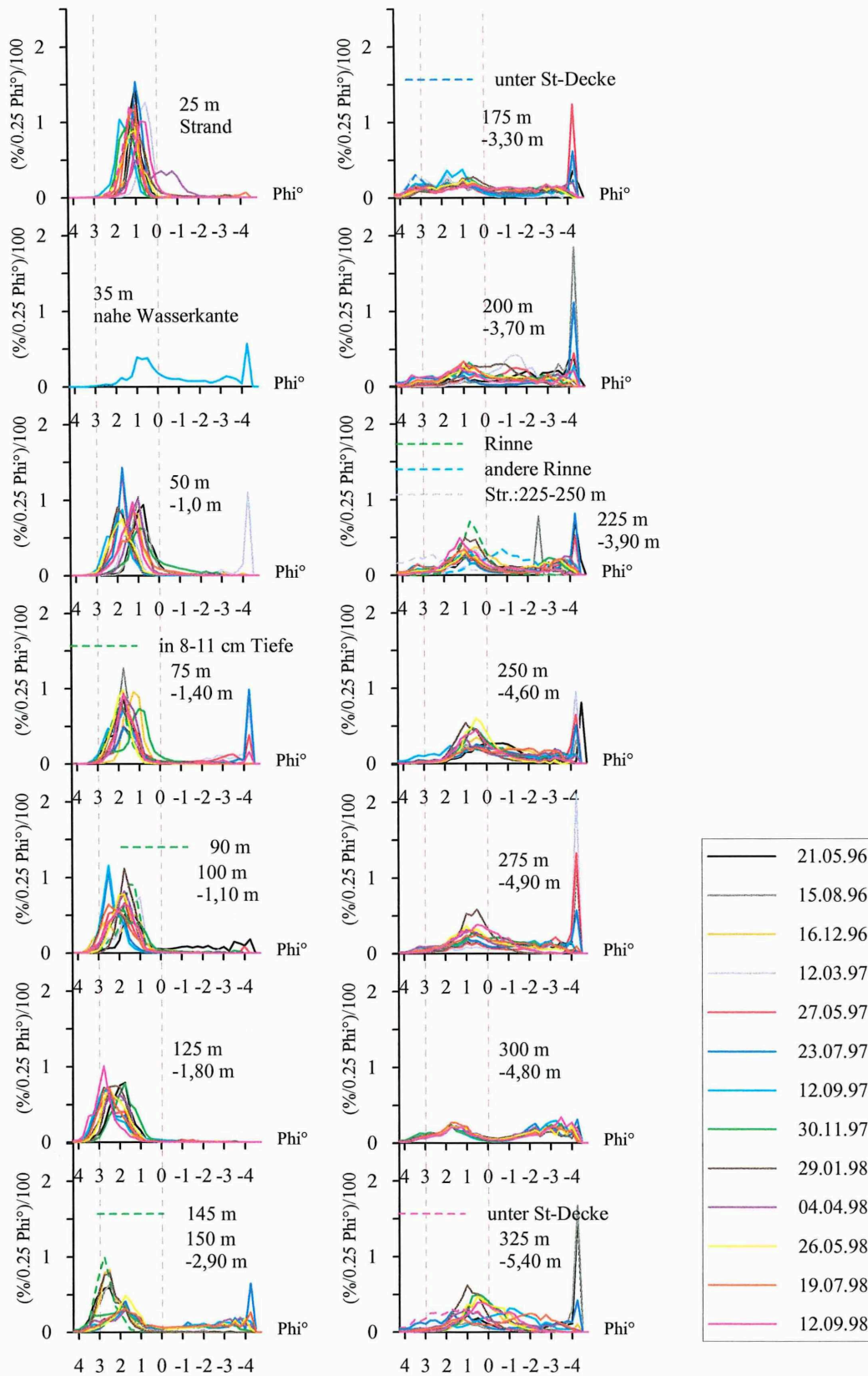
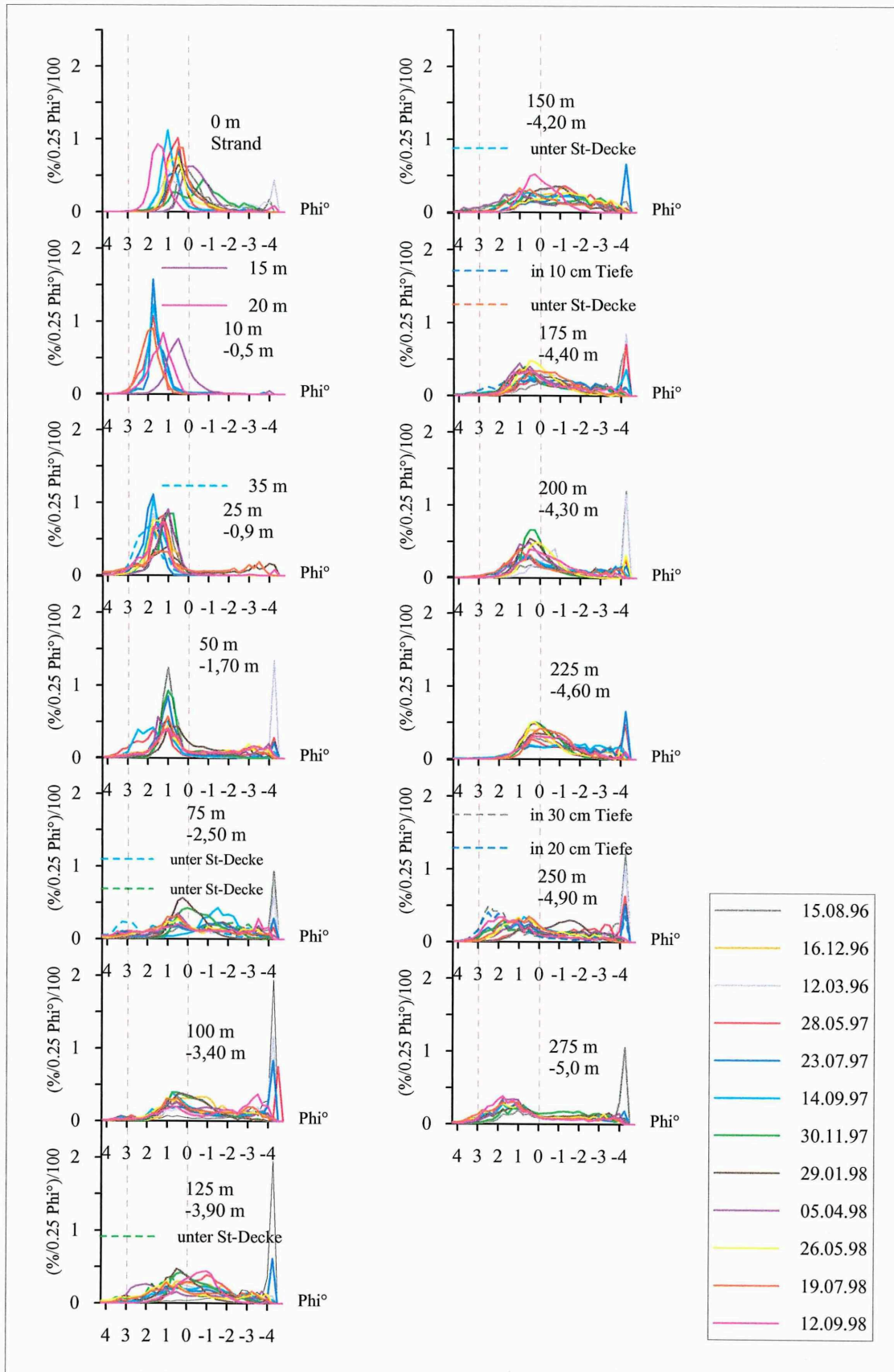


Abb. 94a: Vergleichende Darstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen aus dem Profil Schönhagen S-GP1 "Akku Nord".



94b.: Vergleichende Darstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen aus dem Profil Schönhagen S-GP5 "Nahtstelle Nord".

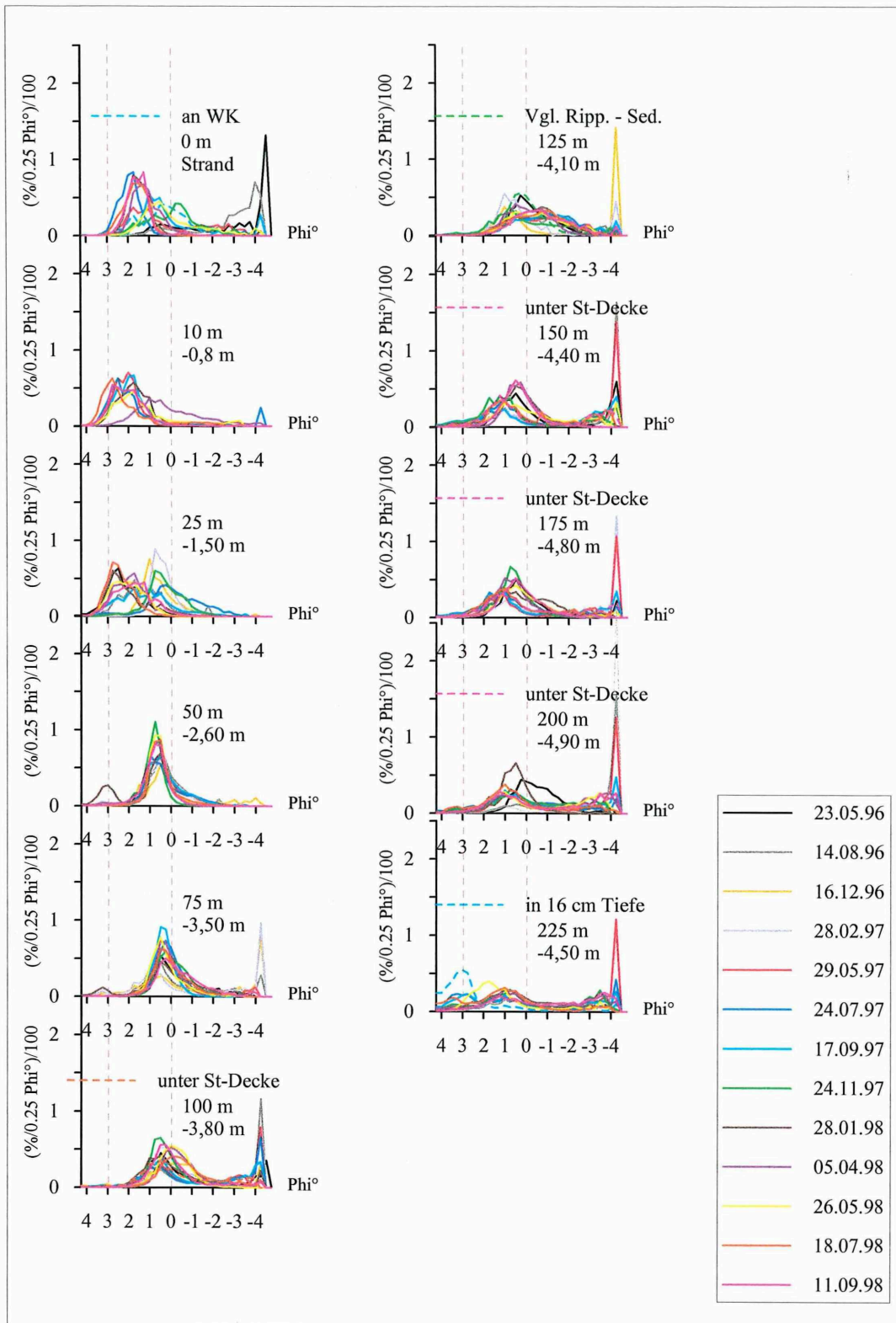


Abb. 94c: Vergleichende Darstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen auf dem Profil Schönhagen S-GP2 "Kliff".

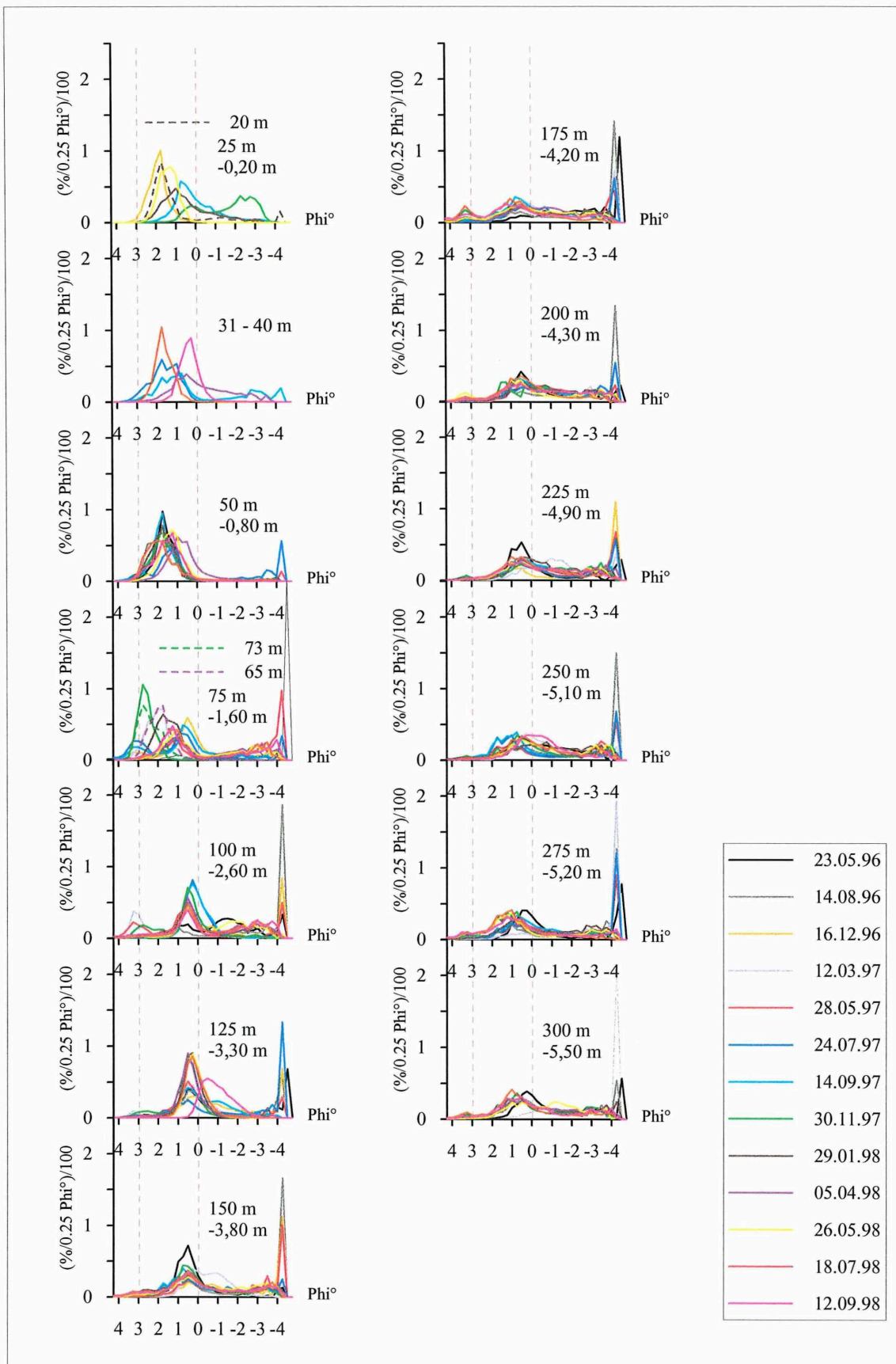


Abb. 94d: Vergleichende Darstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen aus dem Profil Schönhagen S-GP3 "Nahtstelle Süd".

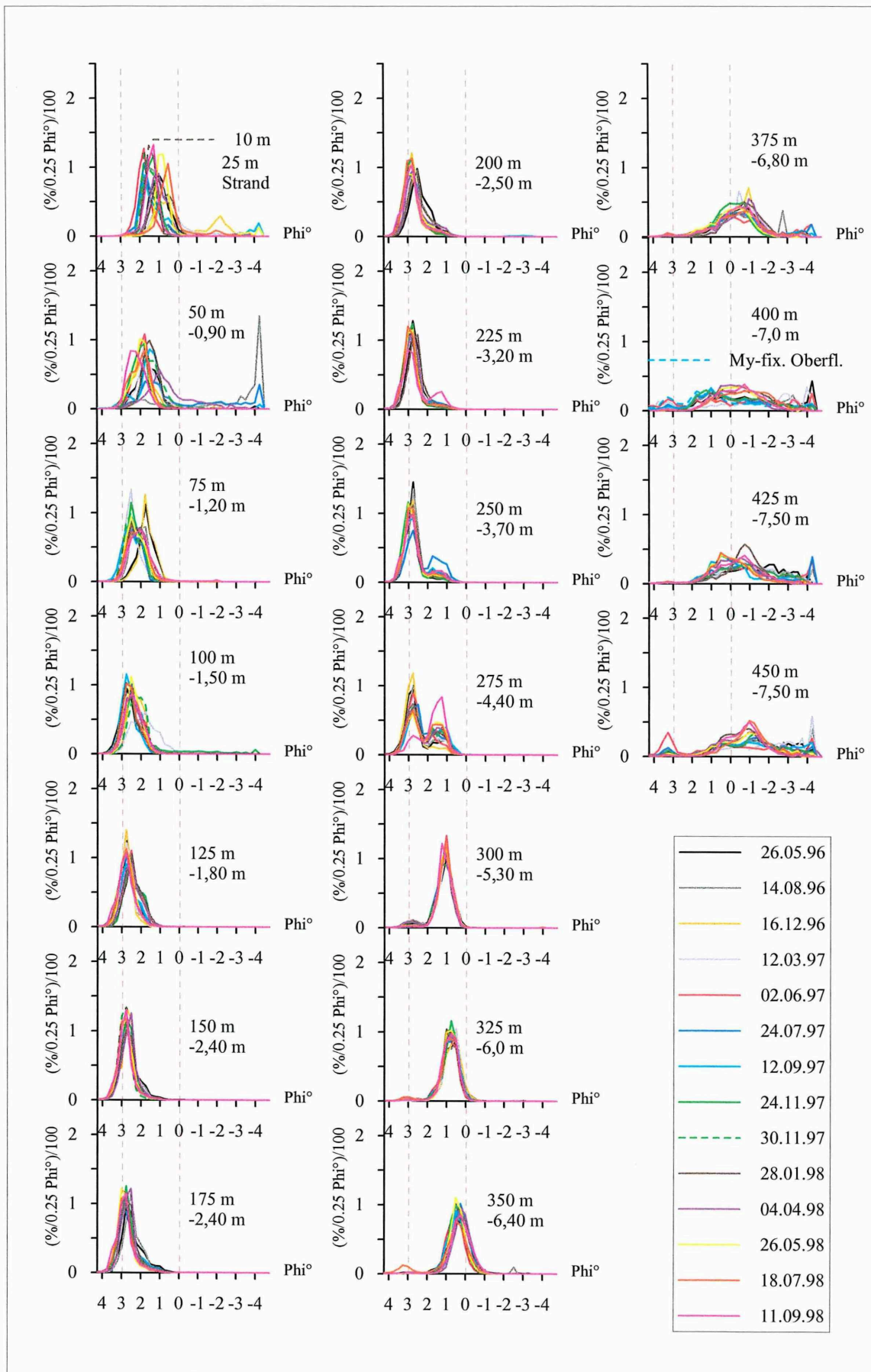


Abb. 94e: Vergleichende Darstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen aus dem Profil Schönhagen S-GP4 "Akku Süd".

Sowohl auf dem Strand als auch an der 25 m und 50 m Station weichen die Kornspektren der am 24.11.1998 entnommenen Proben von den übrigen Verteilungskurven ab. Vom Strand sind Fein- und Mittelsande ausgeräumt, es bleiben Grobsande und Feinkiese übrig. Diese dem Strand fehlenden Sedimentfraktionen sind jedoch bei den Beprobungsstationen 25 m und 50 m überproportional hoch vertreten. Die Pflockaufmessungen zeigen, daß beide Stationen gegenüber der vorangegangenen Messung eine Vertiefung ausweisen. Demnach muß durch das Ereignis zunächst tiefgründige Erosion erfolgt sein, bevor das vom Strand seewärts transportierte Material hier abgelagert wurde.

Die Nahtstellenbereiche weisen ebenfalls eine klare Unterteilung auf. Während sich die Nahtstelle Süd (S-GP3) ähnlich wie das Kliffprofil deutlich in drei Bereiche unterteilen läßt, zeigt die Nahtstelle Nord nur eine Unterteilung in zwei Zonen. Entlang S-GP 3 (Nahtstelle Süd) dominieren bis zu 75 m Fein- und Mittelsande. Dies ist der Bereich, der von einer höheren Umlagerungsdynamik gekennzeichnet ist. Seewärts schließen sich bis zu 150 m Uferentfernung primär durch Grobsand dominierte Sedimente an, die gelegentlich etwas Feinkies enthalten. Noch weiter seewärts ist das Sediment sehr heterogen aufgebaut und beinhaltet das gesamte Spektrum von Mittelsand bis zu Steinen. Entlang S-GP 5 (Nahtstelle Nord) dominieren bis zu 50 m Fein- und Mittelsande, bevor ab 75 m Uferentfernung das Kornspektrum dem gleicht, wie es entlang S-GP 3 ab 175 m angetroffen wurde.

Die Beprobung vom 24.11.1997 zeigt auf dem Profil S-GP 3 (Nahtstelle Süd), daß sämtliches Sandmaterial von der 25 m Station forttransportiert wurde, hingegen auf der 75 m Station überproportional viel Feinsand zu finden ist. Auf dem Profil S-GP 5 (Nahtstelle Nord) zeigen die Kornverteilungen der am 24.11.1997 entnommenen Proben keine Besonderheiten.

So wie sich die Nahtstellenbereiche nördlich und südlich des Kliffs voneinander unterscheiden, zeigen auch die Akkumulationsbereiche keinen einheitlichen sedimentologischen Aufbau. Entlang des Profils S-GP 1 (Akkumulationsgebiet Nord) ist die Zone größter Dynamik, die bis zu 150 m Uferentfernung reicht, primär durch Fein- und Mittelsand gekennzeichnet. Gelegentlich sind auch Kiese im Sedimentspektrum enthalten. Der Umschlag zu einem äußerst heterogenem Sediment, bestehend aus Feinsand bis hin zu Steinen, erfolgt ab 150 m seewärts bereits in Wassertiefen von -3,30 m NN. Hier beginnt die Abrasionsfläche mit Rinnen und Rücken.

Das Akkumulationsgebiet Süd (S-GP4) weist demgegenüber eine deutliche 3-Teilung auf. Bis zu 275 m Uferentfernung dominieren Feinsande in der Zone, die gleichzeitig durch eine höhere Dynamik gekennzeichnet ist. Feinsand, der nur in einer Probe im Bereich der Nahtstelle Süd im November 1997 in 75 m Entfernung zu beobachten war, bildet im landnahen Teil des Akkumulationsgebietes die Hauptkomponente. Seewärts schließt sich ein Bereich sehr gut sortierter Grobsande an, der sich von 300 m bis 350 m über den Tiefenbereich -5,30 m NN - -6,40 m NN erstreckt. Diese Grobsande sind gelegentlich auch in den Kornspektren der Proben von 225 - 275 m Uferentfernung zu beobachten, jedoch nur dann, wenn durch

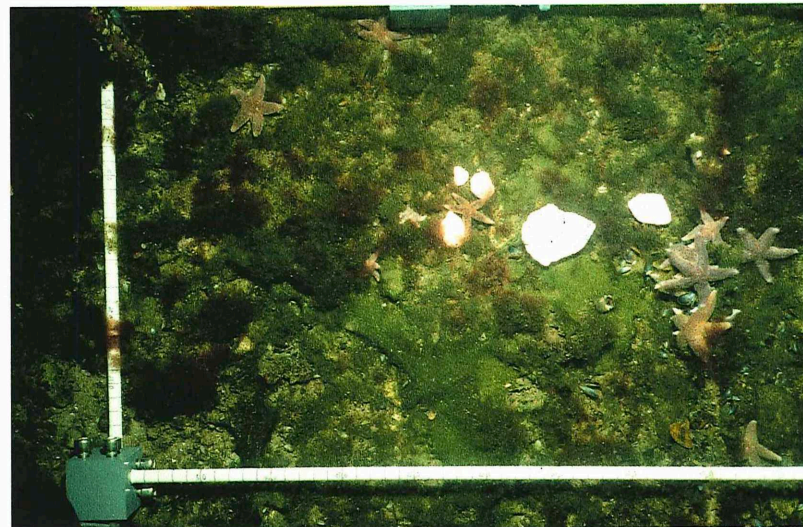
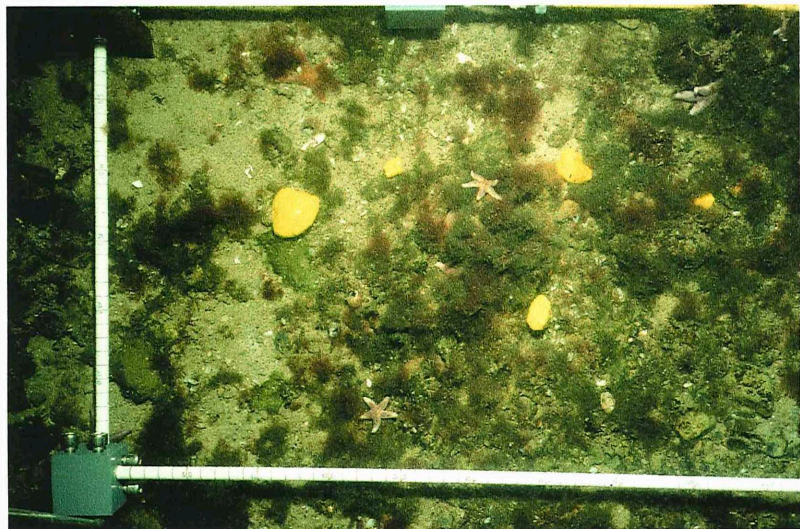
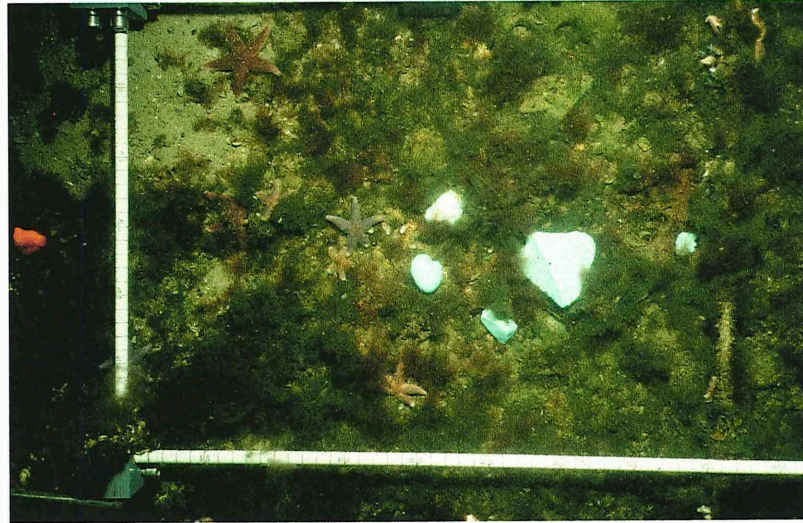
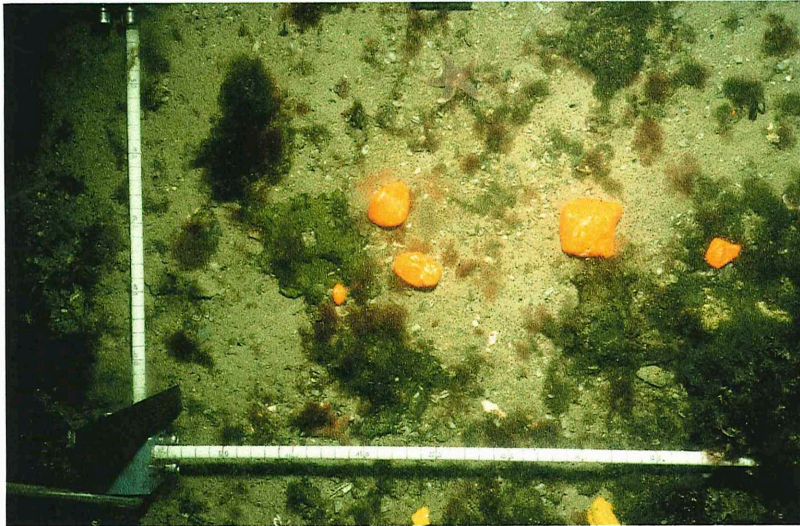
Pflockaufmessungen eine Tieferlegung festgestellt wird. Es kann davon ausgegangen werden, daß sich dieses Grobsandband von 225 m (-3,20 m NN) bis zu 350 m Uferentfernung (-6,40 m NN) erstreckt, und in seinem landnahen Teil (225 - 275 m Uferentfernung) häufig von mobilen Feinsanden des Riffhanges überdeckt wird. Aus der Sedimentverteilungskarte (Abb. 31) und den Tauchbeobachtungen ist bekannt, daß dieser Bereich großflächig von organogenen Sedimenten unterlagert ist. Eine Zufuhr von Sediment aus dem anstehenden Untergrund ist daher auszuschließen. Alle Beobachtungen, sowie der Umstand, daß die Grobsandkörner äußerst gut gerundet sind, deuten darauf hin, daß in dieser Zone ein intensiver Transport stattfindet. Ab 375 m seewärts (Wassertiefe -6,80 m NN) weist das vorliegende Sediment ein sehr heterogenes, von Schluff bis Kies alle Fraktionen enthaltendes Kornspektrum auf. Auch hier liegt Restsediment vor. Die Beprobung vom 24.11.1997 zeigt in den Akkumulationsbereichen keine Besonderheiten.

Morphologische Veränderungen auf den Restsedimentflächen bis 5 cm, die Überlagerung von Feinsanden durch Kiese und Steine (vgl. 100 m Station S-GP2) sowie deren Vorkommen über organogenen Sedimenten impliziert einen ausgeprägten Transport dieses Materiales. Um Hinweise darüber zu erhalten, in welchem Umfang und auf welchen Bahnen Steine und Kiese aus den submarinen Abrasionszonen für den Aufbau der Strand- und Vorstrandmorphologie bereitgestellt werden, erfolgten Transportmessungen mit gefärbten Grobsedimenten (vgl. Kap. 5.4.1, Abb. 15, Tafel 1 - 6).

Bereits ein Monat nach Ausbringung der farblich unterschiedlich markierten Steine und Kiese konnte eine landwärtige Bewegung von ihnen beobachtet werden. Die Steine waren aus dem Fotoquadranten forttransportiert (vgl. Tafel 1 u. 2). Die Abbildungen 95 und 96 zeigen einen landwärts gerichteten Transport, der z.T. mit einem leichten küstenparallelen Versatz einhergeht. Die zurückgelegten Entfernungen richten sich dabei nach der Wassertiefe und der einwirkenden hydrodynamischen Energie. Gleichermaßen läßt sich der küstenparallele Versatz in südwestliche- bzw. nordwestliche Richtungen mit ereignisbezogenen Windrichtungen korrelieren. Transportwege bis zu 30 m wurden registriert.

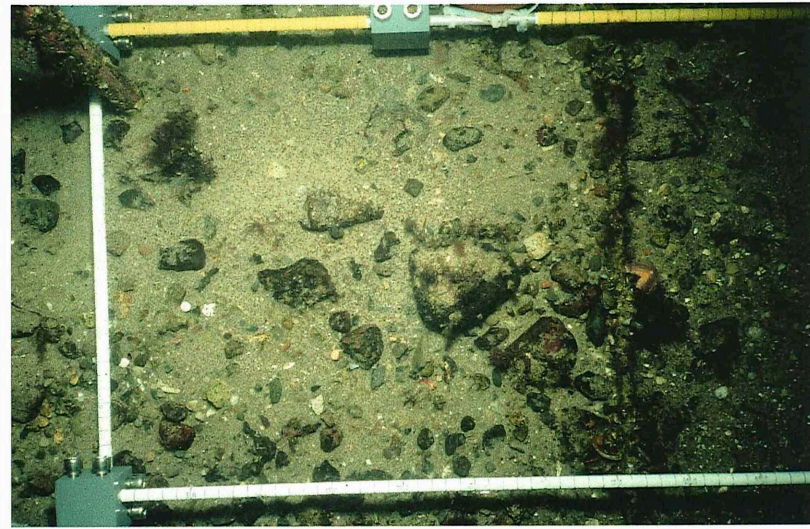
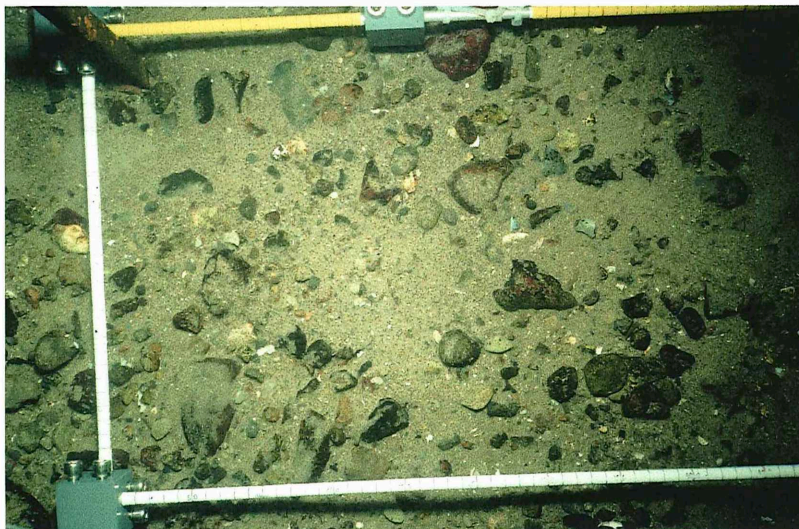
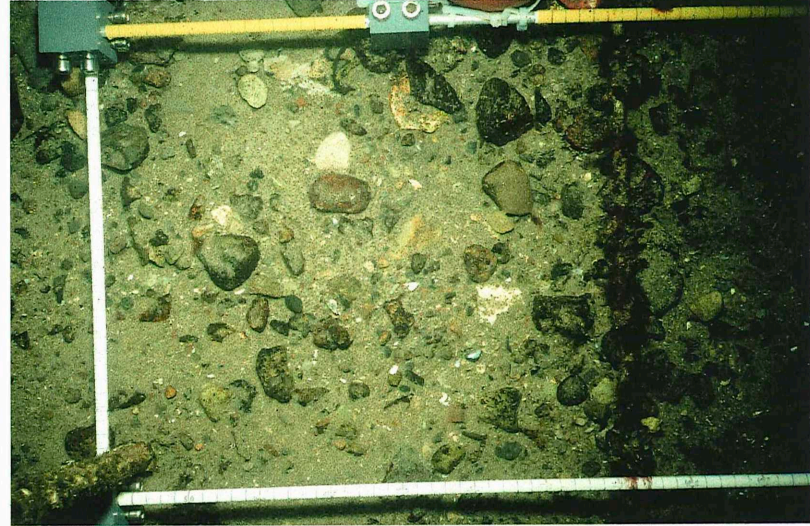
Die Mobilität der Kiese und Steine auf der Abrasionsfläche läßt sich eindrucksvoll anhand der Aufnahmen auf den Tafeln 1-6 dokumentieren, die einen Beobachtungszeitraum von 14 Monaten widerspiegeln. Die Bildausschnitte auf den Tafeln sind nahezu identisch. Der gesamte Bildausschnitt pro Tafel beträgt 80 x 120 cm (Rahmengröße: 40 x 60 cm; der Fotorahmen ist in cm-Schritte skaliert.). Nahe des rechten Bildrandes ist jeweils die Profilleine zu erkennen, die den Tauchern als Orientierungshilfe diente. Es wird deutlich, daß die Kies- und Steinbedeckung von Aufnahme zu Aufnahme variiert. Im Januar 1998 (Tafel 3) durchziehen Sandschleier in Rippelform den Bildausschnitt. Im rechten oberen Quadranten liegt ein Stein unter der Orientierungsleine, ein weiterer, plattig ausgebildet von ca. 20 cm Länge und 15 cm Breite, ist in der Mitte des Bildausschnittes erkennbar. Die auf Tafel 2 sichtbaren, auf der Orientierungsleine festgewachsenen Algen sind abgeschmirgelt.

Schönhagen GP 2 Kliff, 3. Fotostation, 150 m Uferentfernung, Wassertiefe: ca. -4,40 mNN,
Aufnahme am: 22.10.1997 (Auslegung der Tracer am 22.10.1997)



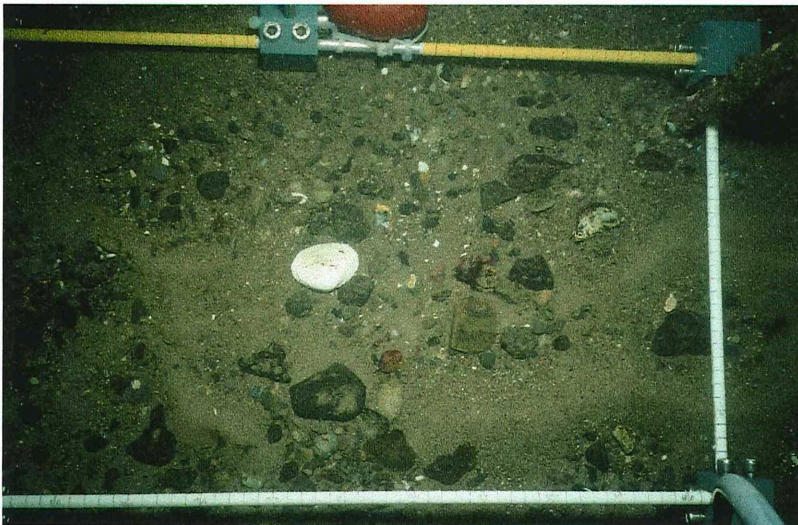
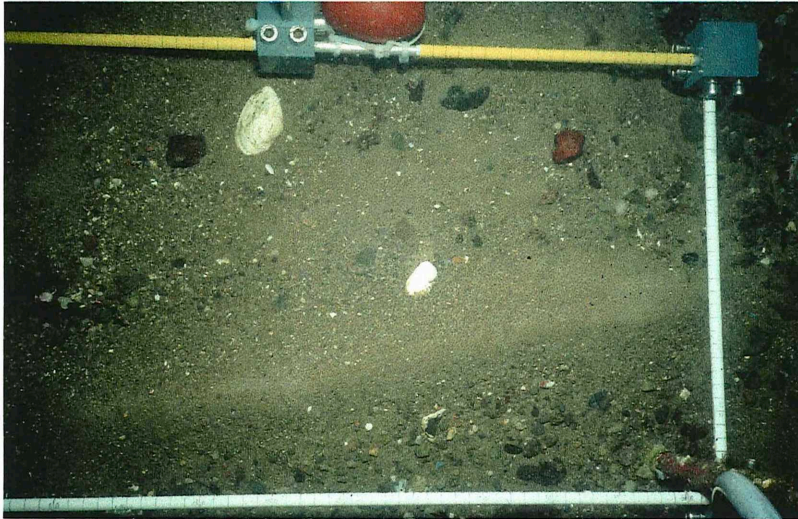
Tafel 1

Schönhagen GP 2 Kliff, 3. Fotostation, 150 m Uferentfernung, Wassertiefe: ca. -4,40 mNN,
Aufnahme am: 24.11.1997



Tafel 2

Schönhagen GP 2 Kliff, 3. Fotostation, 150 m Uferentfernung, Wassertiefe: ca. -4,40 mNN,
Aufnahme am: 28.01.1998



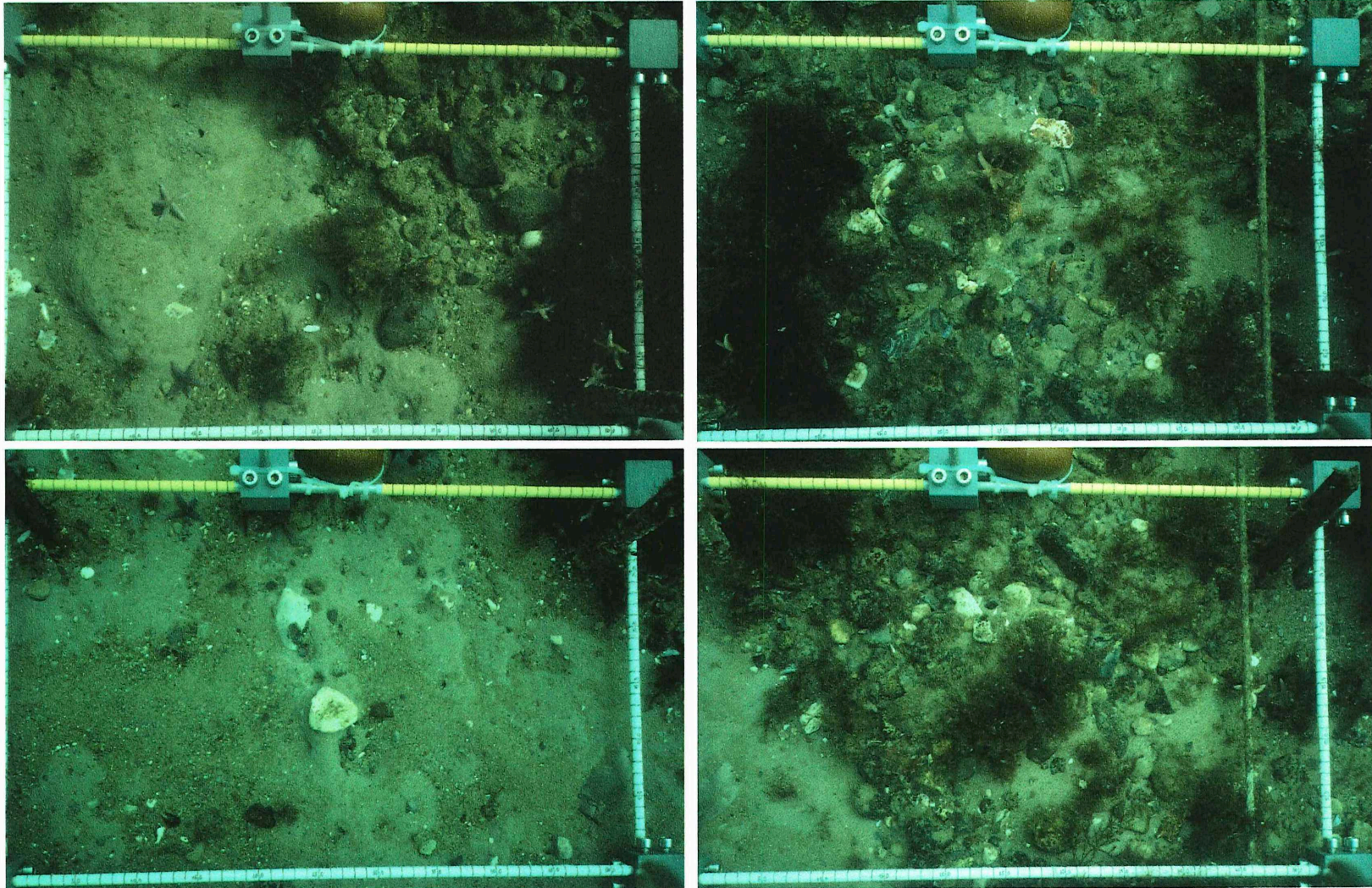
Tafel 3

Schönhagen GP 2 Kliff, 3. Fotostation, 150 m Uferentfernung, Wassertiefe: ca. -4,40 mNN,
Aufnahme am: 05.04.1998



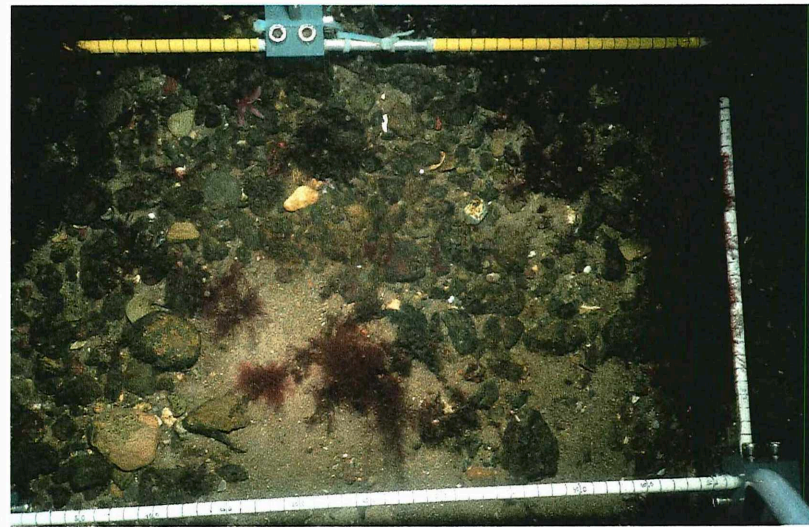
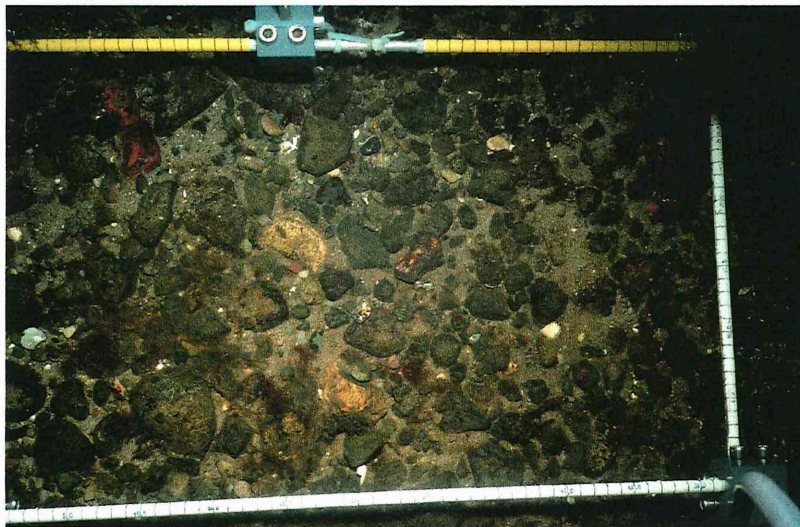
Tafel 4

Schönhagen GP 2 Kliff, 3. Fotostation, 150 m Uferentfernung, Wassertiefe: ca. -4,40 mNN,
Aufnahme am: 11.09.1998



Tafel 5

Schönhagen GP 2 Kliff, 3. Fotostation, 150 m Uferentfernung, Wassertiefe: ca. -4,40 mNN,
Aufnahme am: 15.12.1998

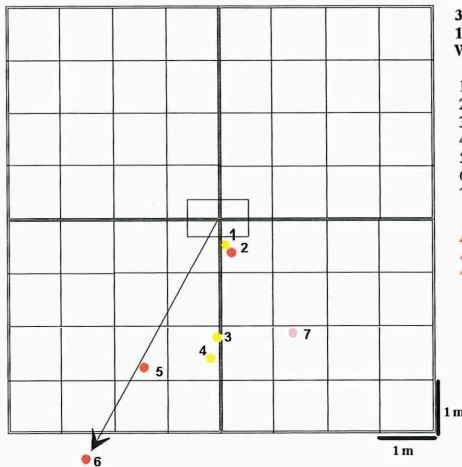


Tafel 6



**Transportuntersuchungen mit gefärbten Grobsedimenten
Schönhagen GP 2, 150 m Uferentfernung
Auslegung der Tracer am 22.10.1997.**

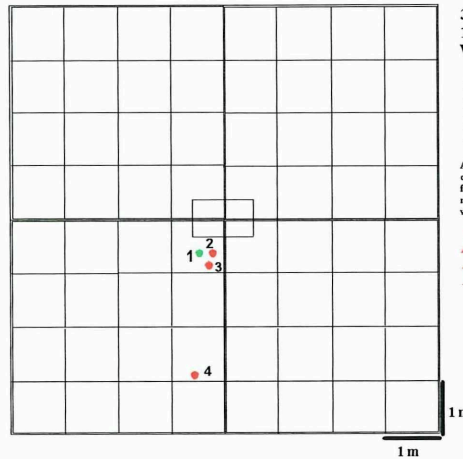
orange (r) = 5 Stück; grün (gn) = 5 Stück; gelb (ge) = 5 Stück; rosa (ro) = 5 Stück
Im Zeitraum: 15.12.1999 - 29.04.1999 wurden keine Tracer mehr gefunden.



3. Tracerstation
150 m Uferentfernung
WT: 4.20 m

1 = ge/m 0.60 m
2 = or/m 0.65 m
3 = ge/m 2.15 m
4 = ge/m 2.55 m
5 = or/m 2.85 m
6 = or/m 4.66 m
7 = ro/g 2.10 m

**Aufnahme:
28.01.1998**

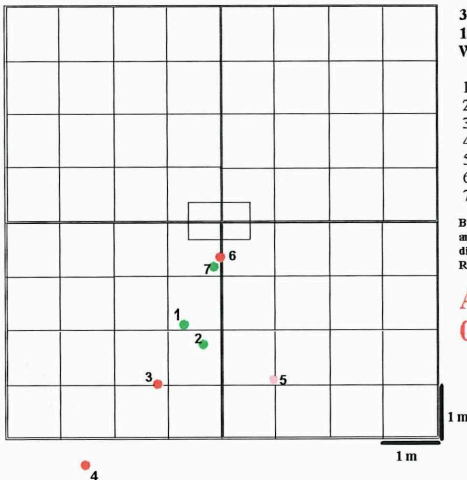


3. Tracerstation
150 m Uferentfernung
WT: 4.50 m

1 = gn/m 0.80 m
2 = r/m 0.80 m
3 = r/k 0.90 m
4 = r/m 3.0 m

Achtung Raster wurde sehr oberfl. abgesehen. Es sollte festgestellt werden, ob überhaupt noch Steine wiedergefunden werden können.

**Aufnahme:
18.07.1998**

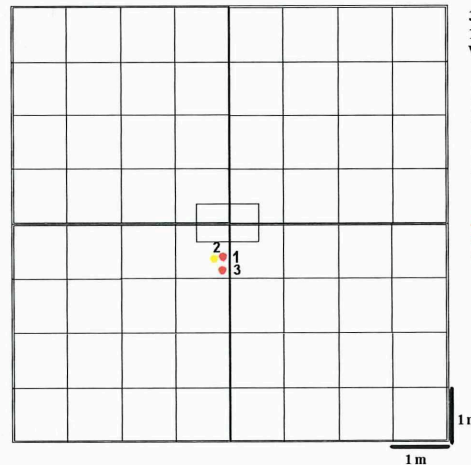


3. Tracerstation
150 m Uferentfernung
WT: 4.20 m

1 = gn/m 2.0 m
2 = gn/m 2.2 m
3 = r/m 2.5 m
4 = r/g 6.0 m
5 = ro/g 3.0 m
6 = r/g 0.70 m
7 = gn/m 0.80 m

Bemerk.:
aus Zeitmangel wurden nur die unmittelbare Rasterumgebung abgesehen.

**Aufnahme:
05.04.1998**

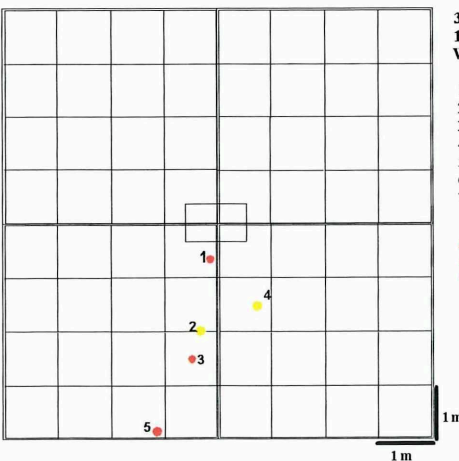


3. Tracerstation
150 m Uferentfernung
WT: 4.50 m

1 = r/g 0.63 m
2 = ge/g 0.65 m
3 = r/k 0.86 m (neu !?)

Achtung Raster wurde sehr oberfl. abgesehen. Es sollte festgestellt werden, ob überhaupt noch Steine wiedergefunden werden können.

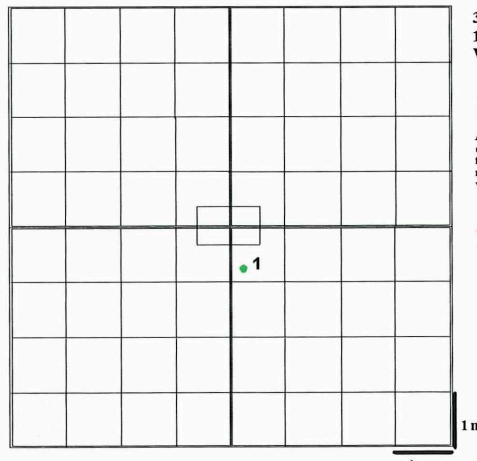
**Aufnahme:
11.09.1998**



3. Tracerstation
150 m Uferentfernung
WT: 4.20 m

1 = r/g 0.70 m
2 = gn/m 2. m
3 = r/g 3 m
4 = ge/g 1.5 m
5 = r/m 4.0 m
6 = r/g 0.70 m
7 = gn/m 0.80 m

**Aufnahme:
25.05.1998**



3. Tracerstation
150 m Uferentfernung
WT: 4.50 m

1 = gn/m 0.80 m
2 = ro/m 6 m

Achtung Raster wurde sehr oberfl. abgesehen. Es sollte festgestellt werden, ob überhaupt noch Steine wiedergefunden werden können.

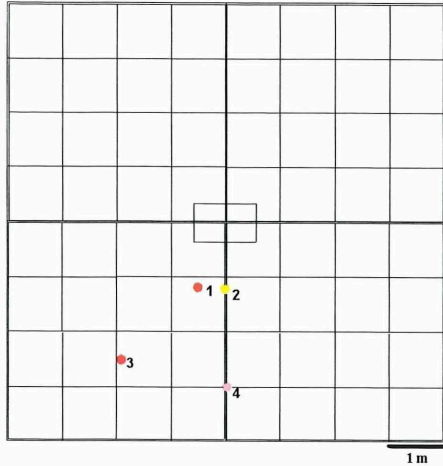
**Aufnahme:
15.12.1998**

Abb. 95.: Transport gefärbter Grobsedimente im Bereich Schönhagen, Profil S-GP2, 150 m Uferentfernung, Wassertiefe -4,40 m NN.



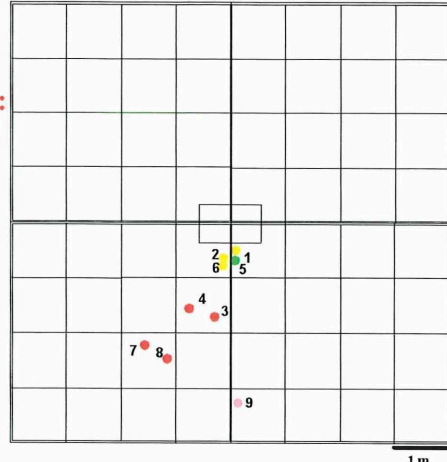
Transportuntersuchungen mit gefärbten Grobsedimenten
 Schönhagen GP 2, 225 m Uferentfernung, Wassertiefe: -4,50 mNN
 Auslegung der Tracer am 22.10.1997.

orange (r) = 5 Stück; grün (gn) = 5 Stück; gelb (ge) = 5 Stück; rosa (ro) = 5 Stück



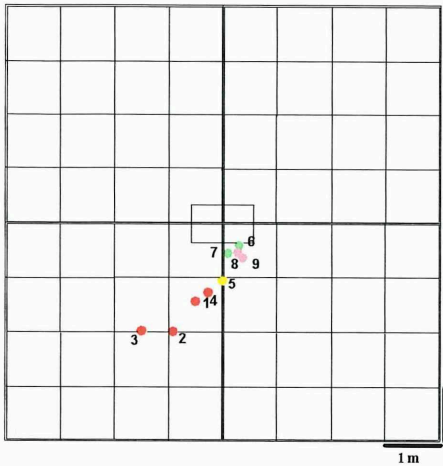
- 1 = r/m 1.20 m
- 2 = ge/k 1.20 m
- 3 = r/m 2.55 m
- 4 = ro/g 3.0 m

Aufnahme:
28.01.1998



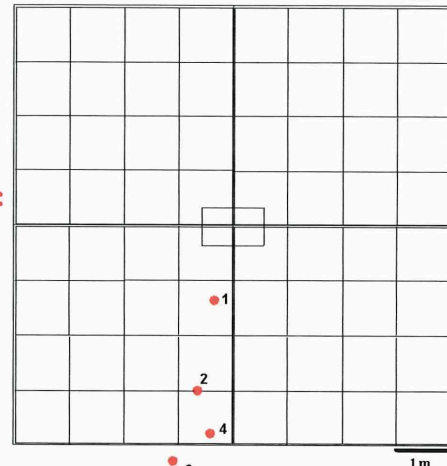
- 1 = ge/m 0.50 m
- 2 = ge/g 0.60 m
- 3 = r/k 1.75 m (neu !?)
- 4 = r/m 1.55 m
- 5 = gn/k 0.70 m
- 6 = ge/m 0.72 m
- 7 = r/m 2.20 m
- 8 = r/g 2.40 m (neu !?)
- 9 = ro/g 3.10 m

Aufnahme:
11.09.1999



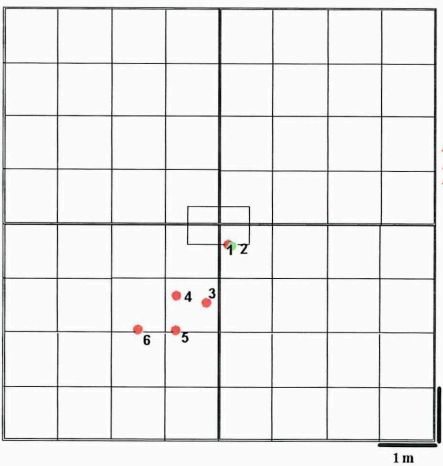
- 1 = r/g 1.50 m
- 2 = r/g 2.0 m
- 3 = r/g 2.0 m
- 4 = r/m 1.3 m
- 5 = ge/m 1.0 m
- 6 = gn/? 0.40 m
- 7 = gn/? 0.50 m
- 8 = ro/? 0.50 m
- 9 = ro/? 0.60 m

Aufnahme:
05.04.1998



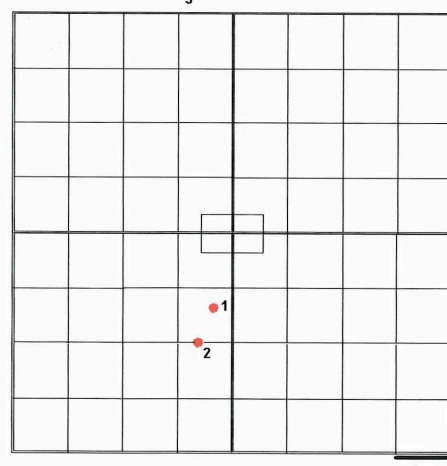
- 1 = r/g 1.20 m
- 2 = r/g 3.0 m
- 3 = r/g 4.50 m
- 4 = r/m 3.90 m

Aufnahme:
15.12.1998



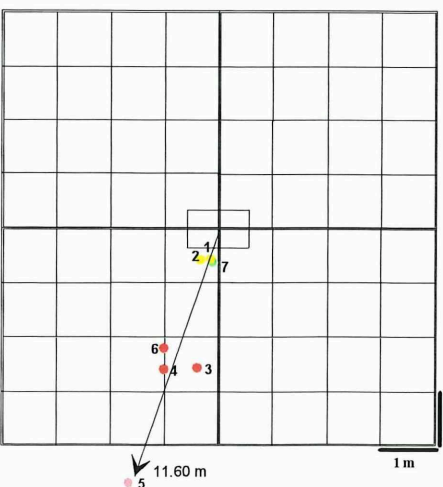
- 1 = r/k 0.34 m
- 2 = gn/m 0.36 m
- 3 = r/m 1.55 m
- 4 = r/g 1.40 m
- 5 = r/g 2.0 m
- 6 = r/g 2.0 m

Aufnahme:
25.05.1998



- 1 = r/g 2.0 m
- 2 = r/g 3.0 m

Aufnahme:
22.01.1999



- 1 = ge/m 0.50 m
- 2 = ge/m 0.50 m
- 3 = r/m 2.60 m
- 4 = r/m 2.60 m
- 5 = ro/r 11.60 m
- 6 = r/m 2.20 m
- 7 = gn/m 0.50 m

Aufnahme:
18.07.1998

Abb. 96: Transport gefärbter Grobsedimente im Küstenvorfeld Schönhagen, Profil S-GP2.

Tafel 4 zeigt andere Steinverteilungen in den Fotoquadranten. Im September 1998 sind in der linken Bildhälfte nur noch wenige Steine zu sehen. Der anstehende Geschiebemergel ist nahezu freigelegt (Tafel 5). Im Dezember 1998 änderte sich diese Situation ein weiteres mal. Zu diesem Zeitpunkt ist die gesamte Fläche des Fotoquadranten mit einer Steinsohle bedeckt (Tafel 6). Diese Fotoserie gibt einen eindrucksvollen Beleg für die Mobilität der Grobsedimente auf der Abrasionsfläche.

Die Abbildung 97 verdeutlicht den Ansatz, auf der Grundlage der Pflockaufmessungen Massenbilanzierungen über die einzelnen Profile zu erstellen. Hierzu wurden die morphologischen Veränderungen über die Profillänge gemittelt und in Volumina (m^3) pro Fläche (m^2) umgerechnet. Die Absolutbeträge der Veränderungen geben ein Maß für die Dynamik über die gesamte Profillänge (Brutto-Volumenänderung); die Differenz zur jeweils vorherigen Aufmessung ergibt die Netto-Volumenänderung. Diese Volumenänderungen ließen sich nur für Bereiche des Profils berechnen, die mit Pflöcken versehen waren und wo diese Pflöcke während des jeweiligen Geländeeinsatzes auch wiedergefunden wurden. Der Profilbereich, für den die jeweilige Berechnung durchgeführt wurde, ist durch durchgezogene Linien markiert (Skalierung s. Ordinate, rechts). Die einzelnen Abbildungen machen deutlich, daß die Gesamtdynamik auf den Profilen vor den Akkumulationsbereichen wesentlich höher ist, als vor dem Kliff oder an den Nahtstellen. Ein auf allen Profilen einheitliches Verhalten für bestimmte Wetterphasen konnte nicht festgestellt werden.

Eine detaillierte Betrachtung des Kliffprofils (S-GP2) zeigt, daß drei Phasen auftreten, für die insgesamt eine positive Massenbilanz errechnet wurde:

- 30.09.96 - 16.12.96
- 05.04.98 - 25.05.98
- 11.09.98 - 15.12.98

Der erste Zeitraum fällt mit einer erosiven Rückverlegung der Kliffhalde zusammen. Die positive Netto-Volumenveränderung beruht im wesentlichen auf Akkumulationen auf den beiden ufernächsten Stationen (25 m u. 50 m). Die höchste Netto-Volumenveränderung auf dem Kliffprofil (05.04.98-25.05.98) fällt mit dem starken Zurückschneiden der Kliffoberkante um 0,62 m zusammen (Abb. 50). Da die Distanz zwischen Kliffoberkante und Kliffhaldenfuß zum Ende dieses Prozesses nahezu unverändert blieb (Abb. 50), ist davon auszugehen, daß das freigewordene Material unmittelbar abtransportiert wurde. Die Pflockaufmessungen zeigen für diesen Zeitraum maximale Akkumulationen im ufernahen Bereich. Die Volumenveränderung im Zeitraum 11.09.98-15.12.98 fällt erneut mit einem starken Zurückschneiden des Kliffhaldenfußes zusammen. Überraschenderweise zeigen die Pflockaufmessungen jedoch diesmal keine Akkumulation im ufernahen Bereich. Die positive Bilanz auf dem Profil beruht lediglich auf Akkumulationen seewärts 50 m Uferentfernung. Eine eindeutige Erklärung kann zum jetzigen Zeitpunkt nicht gegeben werden.

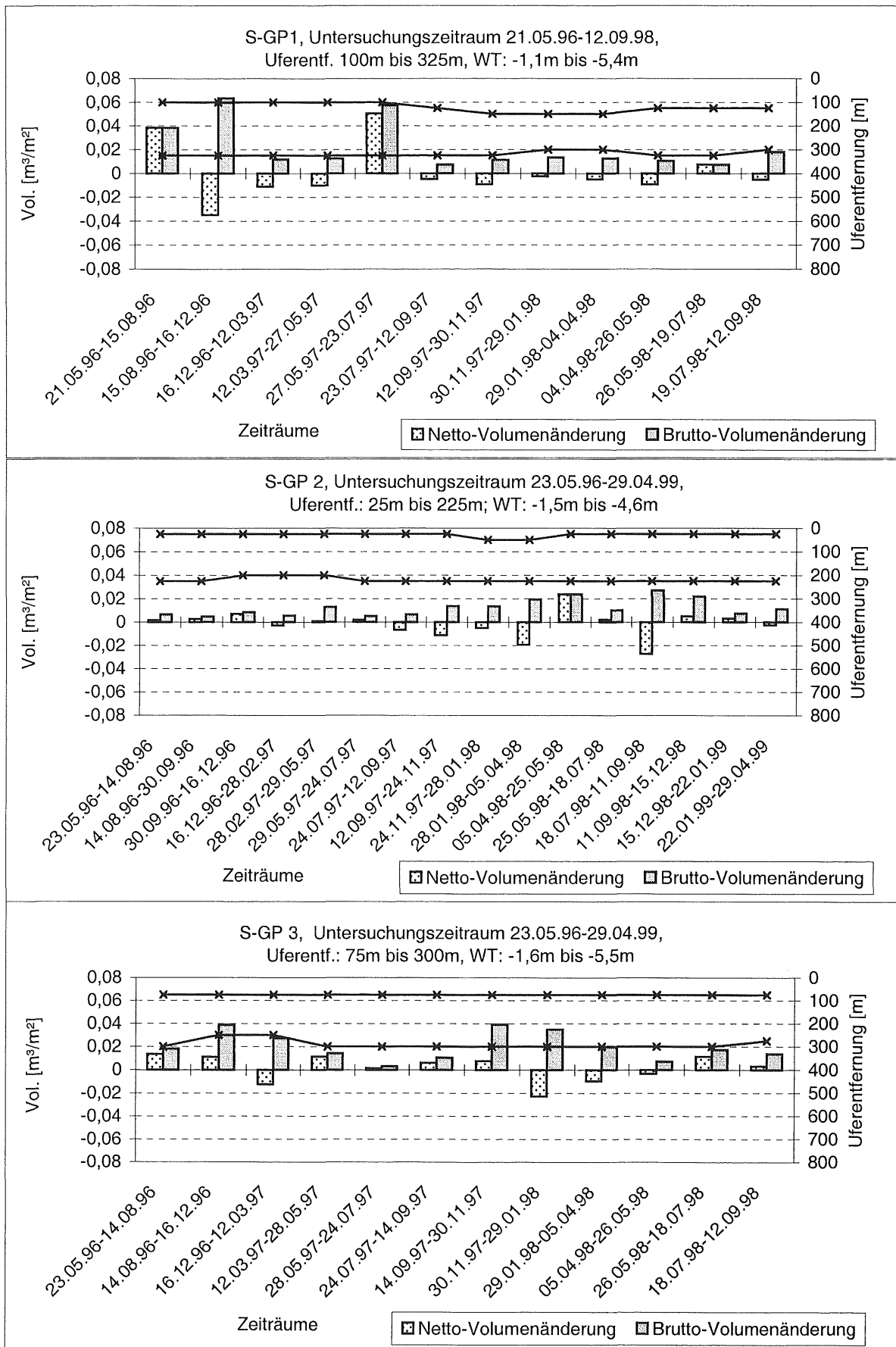


Abb. 97: Volumenveränderungen der Lockermaterialauflage auf den Untersuchungsprofilen Schönhagen.

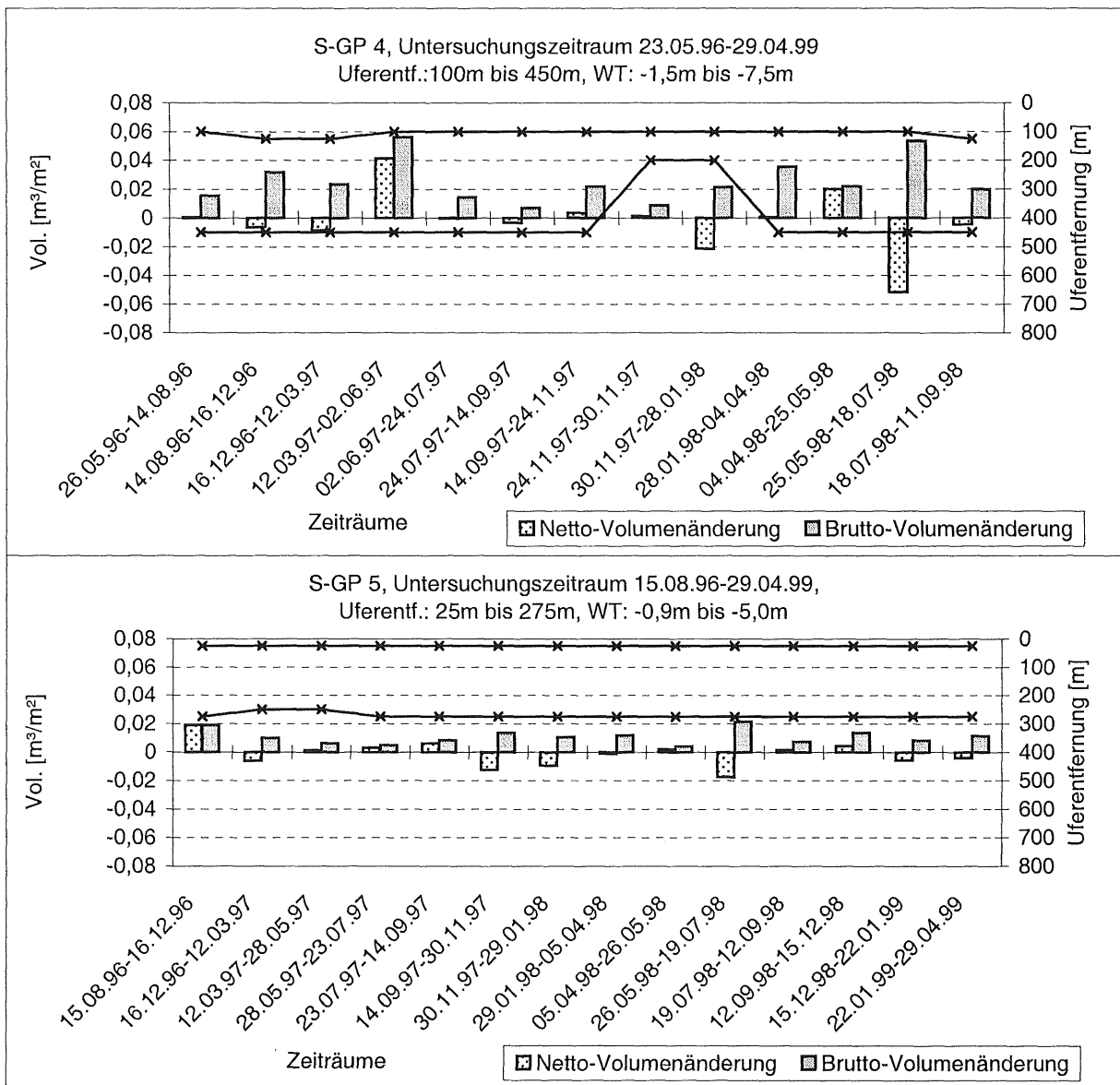


Abb. 97: Volumenveränderungen der Lockermaterialauflage auf den Untersuchungsprofilen Schönhagen, Fortsetzung von Seite 150.

Aus den Beschreibungen der Sedimentverteilungen und Umlagerungsintensitäten im Küstenvorfeld von Schönhagen lassen sich folgende Vorstellungen über den dortigen Materialtransport ableiten:

Aus dem Kliffabbruch stammendes Material wird in einer schmalen Transportzone zwischen 0-50 m Uferentfernung vor dem Steilufer zeitweilig deponiert und bei entsprechenden Bedingungen im Küstenlängstransport verfrachtet. Entlang der Nahtstellenprofile werden diese Sedimente küstennah küstenparallel "durchgeschleust", in seltenen Fällen kommt es kurzfristig zu Ablagerungen. Ein beobachtetes Feinsanddepot, über 30 cm Sedimentation wurde am 24.11.1997 auf S-GP3 gemessen, ist bezogen auf die Position dieses Kornspektrums im Kliffprofil, hier um 25 m seewärts herausgeschoben. Im Bereich der Nahtstelle Nord verläuft das in seiner Zusammensetzung von Fein- und Mittelsanden dominierte

Sedimenttransportband in einer Uferentfernung bis zu 50 m. Mit dem Einsetzen der Sandriffsysteme an den Nahtstellen läßt sich der Transport der Fein- und Mittelsande eindeutig bis in die Akkumulationsbereiche weiterverfolgen.

Vor dem Kliff befinden sich zwischen 50 m bis 100 m Uferentfernung Akkumulationen von grobem Mittel- bis Grobsand (Korngrößenbereich zwischen 1,00 - 0,00 PHI°). Gleiche Akkumulationen dieses Materiales treten auf dem Profil S-GP3 (Nahtstelle Süd) zwischen 100 bis 150 m verstärkt auf, im Akkumulationsgebiet Süd sind sie zwischen 225 und 350 m Uferentfernung zu finden. Der Schluß liegt nahe, daß es sich auch hier um ein küstenparallel verlaufenden Transportband handelt, über dessen Materialzufuhr, ob primär vom Kliff oder vom Seegrund, zum jetzigen Zeitpunkt keine eindeutigen Aussagen möglich sind.

Die Restsedimentdecken zeichnen sich vor allem durch Anreicherungen der Fraktionen von 0.00-2.00 PHI° aus. Feinst- und Feinfraktionen fehlen zumeist. Sie lassen sich in den küstennahen und küsternen Akkumulationszonen wieder auffinden. Ausnahmen stellen Flächen dar, auf denen anstehender Geschiebemergel aufgearbeitet wird und eine energieinduzierte Selektion noch nicht stattgefunden hat. Der Einfluß des Untergrundes zeigt sich deutlich auf dem Profil S-GP5 in 225 m Uferentfernung. Hier stehen Schmelzwassersande direkt an (vgl. Kap. 6.1.1.2). Sie beeinflussen deutlich das Kornspektrum der Lockermaterialauflage des Seegrundes. Ihre Sortierung durch fluviatilen Transport und ihr größeres Kornspektrum spiegelt sich in den überlagernden Sedimente wider. Diese zeigen gegenüber den land- und seewärtigen Nachbarproben ein engeres und deutlich hin zu größeren Fraktionen verschobenes Kornspektrum. In manchen Bereichen weist die Restsedimentdecke eine ausgeprägte Schichtung auf. Feinsande werden von kiesigen Mittel- bis Grobsanden überlagert. Möglicherweise sind diese Feinandlagen Relikte ereignisbezogener Transportprozesse, die anschließend wieder von größerem Material überdeckt wurden.

Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen veranschaulichen ferner, daß Sedimentzonen im Seegrundbereich des nördlichen Untersuchungsraumes wesentlich größeren räumlichen Schwankungen unterliegen, als im südlichen Abschnitt. Auch dies läßt sich auf das pleistozäne Relief im Untergrund zurückführen. Wie bereits im Kap. 6.1.1.2 erläutert, zieht sich der Weidefelder Höhenzug weit in den nördlichen Seegrundbereich hinein (Abb. 19). Dieser wirkt einerseits wie eine Transportbarriere, der Luvhang des küstennahen Sandriffes wird durch die küstennormal streichenden Rinnen im Geschiebemergel gekappt, andererseits wird von dort, begünstigt durch das morphologisch markante Oberflächenrelief, ständig neues Material in den Transportprozess eingespeist.

Gleichzeitig zu den Pflockaufmessungen durchgeführte Tauchbeobachtungen sowie die großräumigen, sedimentologischen Kartierungen (Abb. 31) zeigen, daß hohe Umlagerungsintensitäten stets an die Mobilität von Sedimenttransportbändern gebunden sind. Niedrige Werte hingegen repräsentieren das Umlagerungsverhalten in Bereichen, in denen Lockermaterial

großflächig bewegt wird, ohne morphologisch markante Strukturen zu formen. Dieses tritt meist in Wassertiefen unterhalb - 3 m NN auf.

6.2.5.2 Lockermaterialverlagerungen in Heiligenhafen

In Kap. 6.1.2.1 wurde bereits die Vorstrandbathymetrie des Untersuchungsraumes Heiligenhafen vorgestellt. Ein wesentlicher Unterschied zur Situation vor Schönhagen besteht darin, daß es hier bereits vor dem Kliff und auch vor dem Nahtstellenbereich sporadisch zur Ausbildung embryonaler Sandriffstrukturen kommt. Während vor Schönhagen ein Sedimenttransport vom Steilufer zu beiden Flanken hin anzunehmen ist, wird auf der Basis der durchgeführten Untersuchungen für Heiligenhafen davon ausgegangen, daß aus dem westlich angrenzenden Bereich zusätzlich Lockermaterial in den Untersuchungsraum eingetragen wird. Der resultierende Sedimenttransport ist hier eindeutig von West nach Ost gerichtet (Abb. 12)

Die Abbildung 98 zeigt das Ergebnis der Pflockaufmessungen entlang der ausgewählten Profile (Abb. 12). Die höchsten Umlagerungswerte bis zu 53 cm werden im Akkumulationsgebiet erreicht. Im Vergleich zu Schönhagen wird deutlich, daß die Dynamik auf allen Profilen insgesamt wesentlich höher ist. Bemerkenswert ist weiterhin, daß auf den Schönhagen-Profilen die höchste Dynamik immer ufernah auftritt. Vor Heiligenhafen gilt dies jedoch einzig für das Profil H-GP1 (Kliffprofil). Eine seewärtige Abnahme der Umlagerungsintensität ist zwar für Heiligenhafen auch zu beobachten, sie ist jedoch nicht so ausgeprägt wie in Schönhagen. Doch selbst hier zeigt sich, daß noch in 200 m und 225 m Uferentfernung bei einer Wassertiefe von -5,50 m NN Umlagerungen von 15 - 16 cm auftreten.

Das für die Akkumulationszone repräsentative Profil H-GP3 beschreibt strenggenommen eher ein Sedimentdurchsatzgebiet (Abb. 12). Es beinhaltet mehrere, küstenparallele Sandriffe. Das dominierende Sedimenttransportband mit den höchsten Umlagerungsraten liegt zwischen 300 m und 375 m Uferentfernung. Auffällig in Abbildung 98 ist, daß dMH 4 Maxima und 4 Minima Bereiche aufweist, ähnlich Knoten und Bäuchen, wie es von stehenden Wellen bekannt ist. Die Knotenbereiche liegen dabei entweder in den Rinnen zwischen den Sandriffen oder auf dem Luvhang der Riffe. Bemerkenswert ist weiterhin, daß in dem seewärtigsten Knotenbereich über den gesamten Untersuchungszeitraum einen Umlagerungsbetrag von 4,5 cm nicht überschritten wird, weiter seewärts aber wieder Beträge bis zu 19,5 cm gemessen werden. Es hat den Anschein, daß die einzelnen Transportkörper intern eine hohe Umlagerungsdynamik aufweisen, es aber zwischen den Transportkörpern selbst kaum zu Küstenquertransporten kommt.

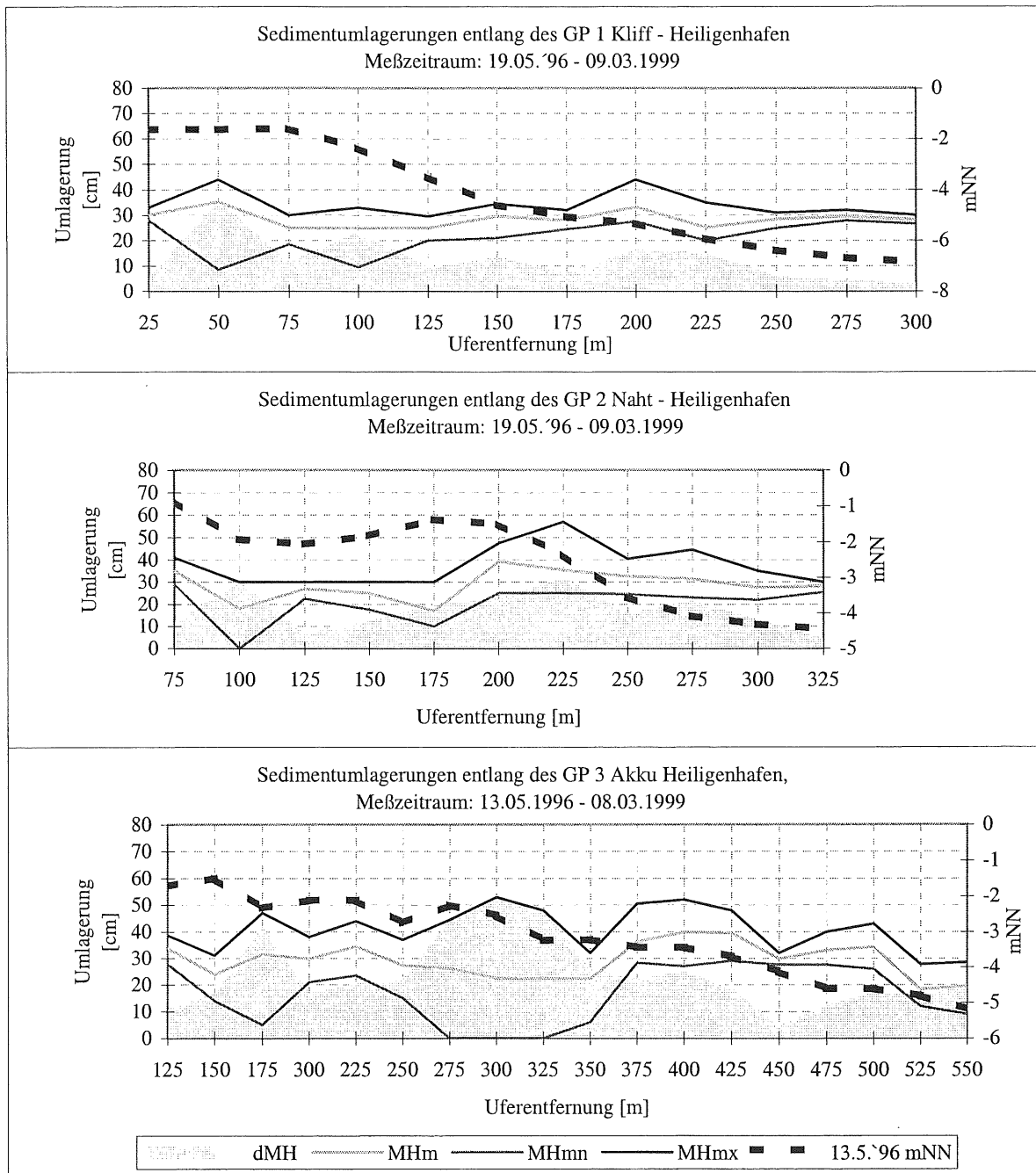


Abb. 98: Pflockaufmessungen Heiligenhafen (Gesamtdarstellung).

Die Größe des Gebietes erforderte, weitere Profile (Zusatzprofile, vgl. Abb.12) abzutauchen und zu beproben, um gesicherte Aussagen über die Transportwege entlang der gesamten Akkumulationszone zu erhalten. Die Abbildung 99 zeigt eine zusammenfassende Interpretation aller analysierten Sedimentproben. Zur Übersicht sind in dieser stark generalisierten Darstellungen der Hauptfraktionen der einzelnen Proben zu Fraktionsgruppen zusammengefaßt. Deutlich zeigt der Verlauf der Kurven, daß in Transportrichtung eine Sedimentverfeinerung erfolgt. Die Transportwege für die Fraktionsgruppe 1 (4 - 2 PHI°) lassen sich anhand der Sedimentanalyse nachvollziehen, wobei diese Sedimente im Nahtstellenbereich bislang nicht nachweislich im Haupttriffkörper aufgetreten sind. Es scheint

vielmehr, als würde der Transport periodisch im Ufernahbereich erfolgen. Die Sedimentdaten spiegeln eindeutig den zeitlich / räumlichen Verlauf (Entfernung küstennormal, Erstreckung küstenparallel) der küstenparallelen Sandriffsysteme wider.

Aufgrund der holozänen Genese dieses Gebietes (Kap. 6.1.2) sind Restsedimente küstennah vor dem Steilufer und vor der Eichholzniederung zu finden. Dennoch treten großflächige Anreicherungen der Fraktionen $< -2 \text{ PHI}^\circ$ auf, die sowohl Relikte submarin aufgearbeiteter Strandwälle darstellen, aber auch als rezente Transportbahnen für Kiese und Steine zu verstehen sind. Das Bild 1 auf Tafel 11 zeigt, wie mobile Grobsedimente die unter Wasser gespannte Orientierungsleine auf dem Profil H-GP2 überlagern.

Zur Messung mit gefärbten Grobsedimenten wurde analog zu Schönhagen eine Station auf dem Profil H-GP 2 (Nahtstelle) in 275 m Uferentfernung bei einer Wassertiefe von - 3,90 m NN eingerichtet. Die Messungen zeigen, daß primär ein Transport in südöstliche Richtung (landwärts) stattfindet, somit die transportinduzierende Energie eine NW-SE gerichtete Hauptkomponente hat.

In der Abbildung 100 sind die Umlagerungsraten über die jeweiligen Profile zusammengefaßt, um Anhaltswerte darüber zu bekommen, ob die Profile im zeitlichen Verlauf unter Erosion oder Akkumulation liegen und ob sich Ereignisse oder saisonale Veränderungen in der Volumenbilanz widerspiegeln. Wie schon für Schönhagen wird auch hier, deutlich, daß die Bruttovolumenänderung in Richtung Akkumulationsgebiet zunimmt. Eine einheitliche saisonale Veränderung, sowie eine Zuordnung zu Ereignissen, die sich gleichermaßen auf allen Profilen widerspiegeln, sind nicht zu erkennen.

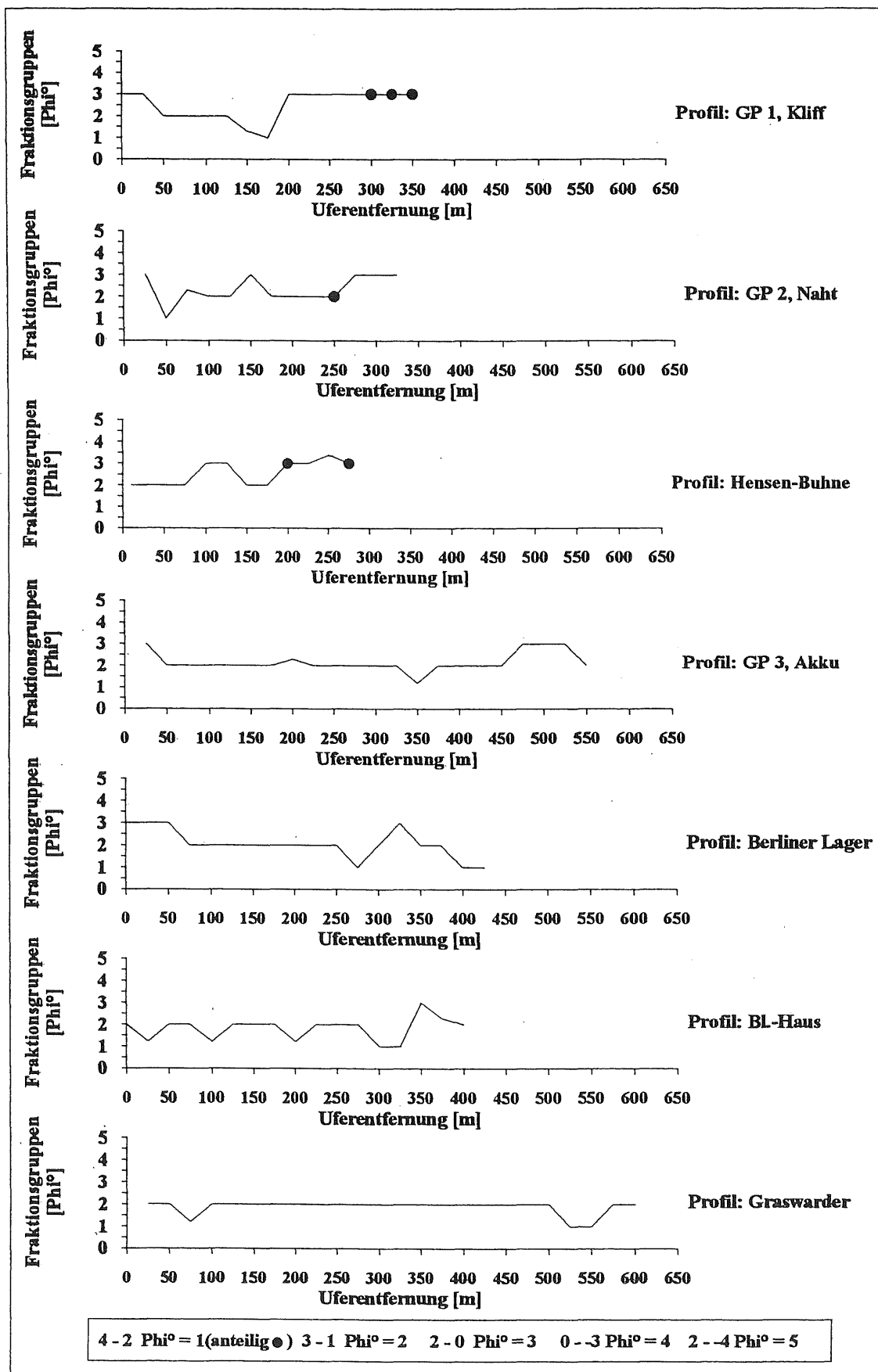


Abb. 99: Hauptfraktionen der Lockersedimente entlang der geologisch-sedimentologischen Standard- und Zusatzprofile in Heiligenhafen, Meßzeitraum: 05/96 - 03/99.

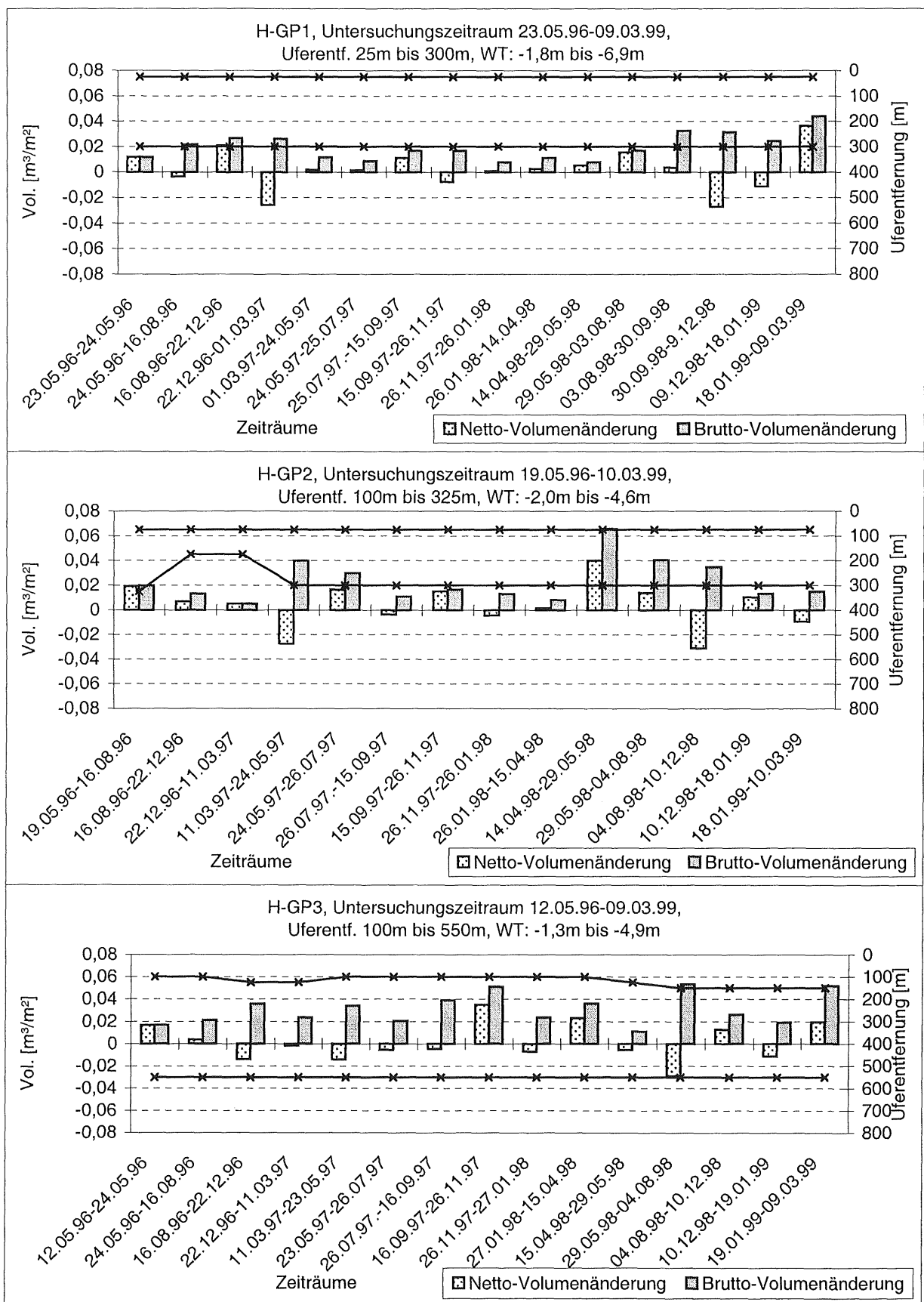


Abb. 100: Volumenveränderungen der Lockermaterialauflage auf den Untersuchungsprofilen Heiligenhafen.

6.2.5.3 Lockermaterialverlagerungen in Brodten

Im Untersuchungsraum Brodten erreichen die Sedimentumlagerungen selbst in den Akkumulationsbereichen nur Werte bis zu 20 cm. Sie liegen damit weit unter denen, wie sie für Schönhagen und Heiligenhafen gemessen wurden. Dies überrascht zunächst, gilt doch das Brodtener Ufer als einer der aktivsten Steiluferabschnitte Schleswig Holsteins (Tab.1). Zudem sind die im Untersuchungszeitraum gemessenen Kliffrückgangsraten mit 25 cm/a fast doppelt so hoch wie für Heiligenhafen mit 14 cm/a (Kap. 6.2.2.3), auch wenn der Gesamtenergieeintrag gegenüber den beiden anderen Gebieten geringer war (Tab. 15).

Trotz insgesamt geringer Dynamik, lassen sich dennoch Zonen höherer Umlagerungsintensität von solchen mit niedrigen Werten unterscheiden. Ähnlich wie vor Schönhagen liegen die Bereiche höchster Dynamik in den ufernahen Zonen. Seewärts nehmen die Umlagerungsraten gerade vor dem Steilufer und an den Nahtstellen rasch ab, obwohl sich vor letzteren Sandriffe bis zu 150 m seewärts erstrecken (Abb. 101). Vor dem Steilufer wird bei 75 m Uferentfernung eine Umlagerung von 4 cm nicht überschritten. Lediglich in den Akkumulationsbereichen tritt eine gewisse Dynamik auch noch weiter seewärts auf, aber auch hier liegen die Werte fast ausnahmslos unterhalb 10 cm.

Aus den Korngrößenanalysen geht hervor, daß die Sediemnte der Nahtstellenbereiche, anders als vor Schönhagen und Heiligenhafen, gelegentlich von Feinsanden und Schluffen (B-GP4, Nahtstelle Travemünde) dominiert werden. Dies ist, teilweise schon sehr ufernah (25 m), in Wassertiefen um -1,00 m NN zu beobachten. Das Sediment ist häufig geschichtet, wobei sich unter einer Feinsanddecke von nur wenigen Zentimetern Grobsande und Kiese befinden. In den Akkumulationsgebieten, vor allem entlang B-GP1 (Niendorf), findet sich dieses sehr feine Material am Fuß des Sandriffes wieder. Auch die den Sandriffstrukturen seewärts vorgelagerten Restsedimentflächen sind gegenüber den anderen Untersuchungsräumen sehr häufig von einer nur wenige cm mächtigen Feinsandschicht überdeckt.

Für die Messungen mit den gefärbten Kiesen wurde am 01.12.1997 eine Station in 299 m Uferentfernung in einer Wassertiefe von -3,9 m NN eingerichtet. Eine Kontrollmessung nach nur 6 Tagen zeigte bereits eine landwärtige Verlagerung der Kiese bis zu 1 m. Die weiteren Messungen ergaben, daß der Transport der gefärbten Kiese nahezu ausschließlich in Richtung der Hauptwellenangriffsrichtung NNE-SSW erfolgte. Die Sedimentdecke über dem anstehenden Geschiebemergel verhielt sich dabei ähnlich, wie es schon für Schönhagen beschrieben wurde. Teilweise lag der Geschiebemergel großflächig frei, während er bei anderen Meßphasen mit Kiesen und Steinen bedeckt war (Tafel 8: Bild 7-8).

Die gegenüber den anderen Untersuchungsgebieten nur geringe Morphodynamik auf allen Profilen sowie das sehr häufige und teilweise flächendeckende Vorkommen von Feinsand und Schluffen selbst in den ufernahen, flachen Bereichen deutet auf einen sehr raschen Durchsatz dieses Materiales hin. Eine ausgeprägte Morphologie wird nicht aufgebaut. Möglicherweise

wird das freiwerdende Material rascher in die tieferen Bereiche der Akkumulationsgebiete verfrachtet. Damit würde der lithologische Aufbau des Steilufers (vgl. Kap. 6.1.3.2) mit seinem Überwiegen an feinen Komponenten die sedimentologische und morphologische Ausprägung des Vorstrandes erheblich beeinflussen.

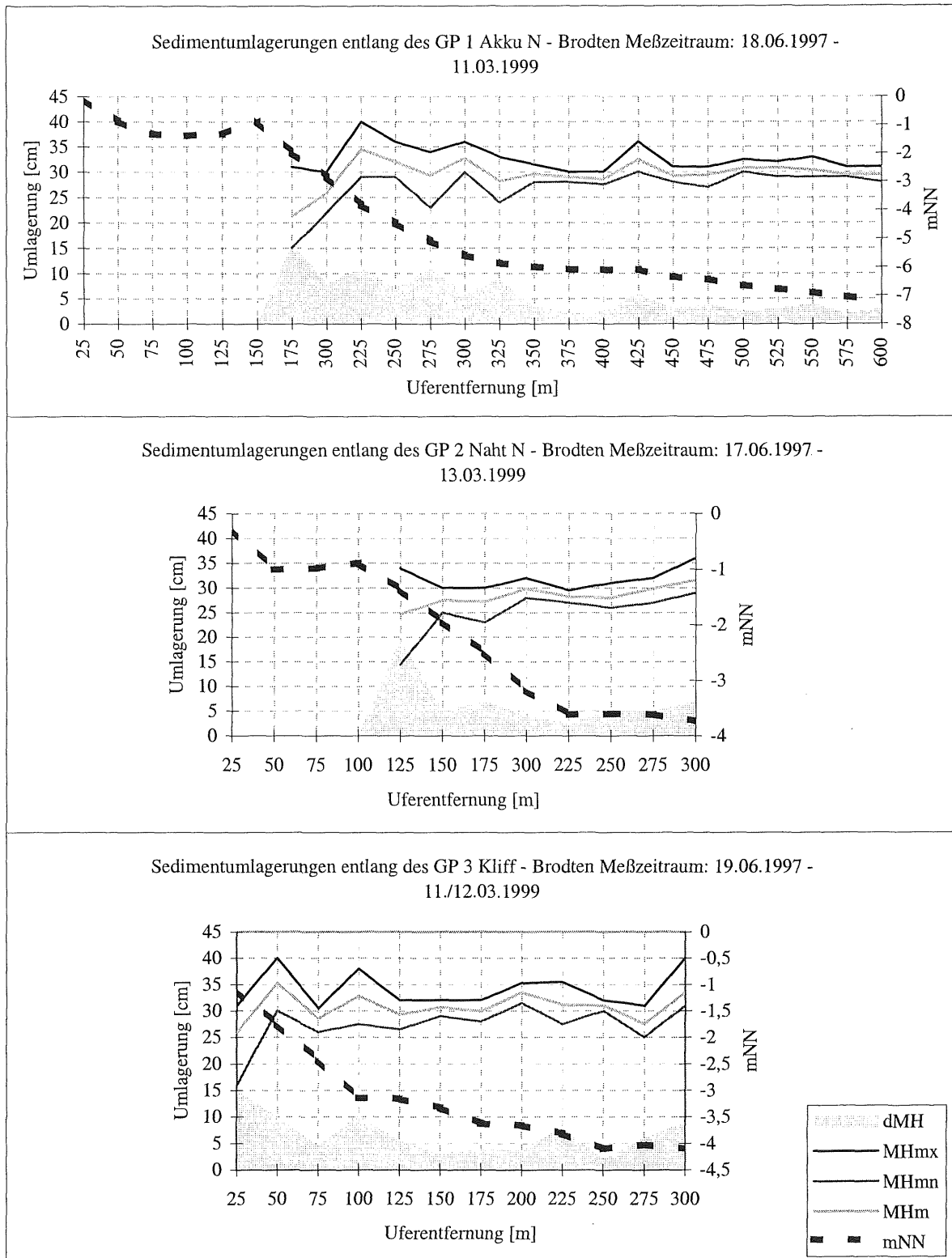


Abb. 101: Pflockaufmessungen Brodten (Gesamtdarstellung).

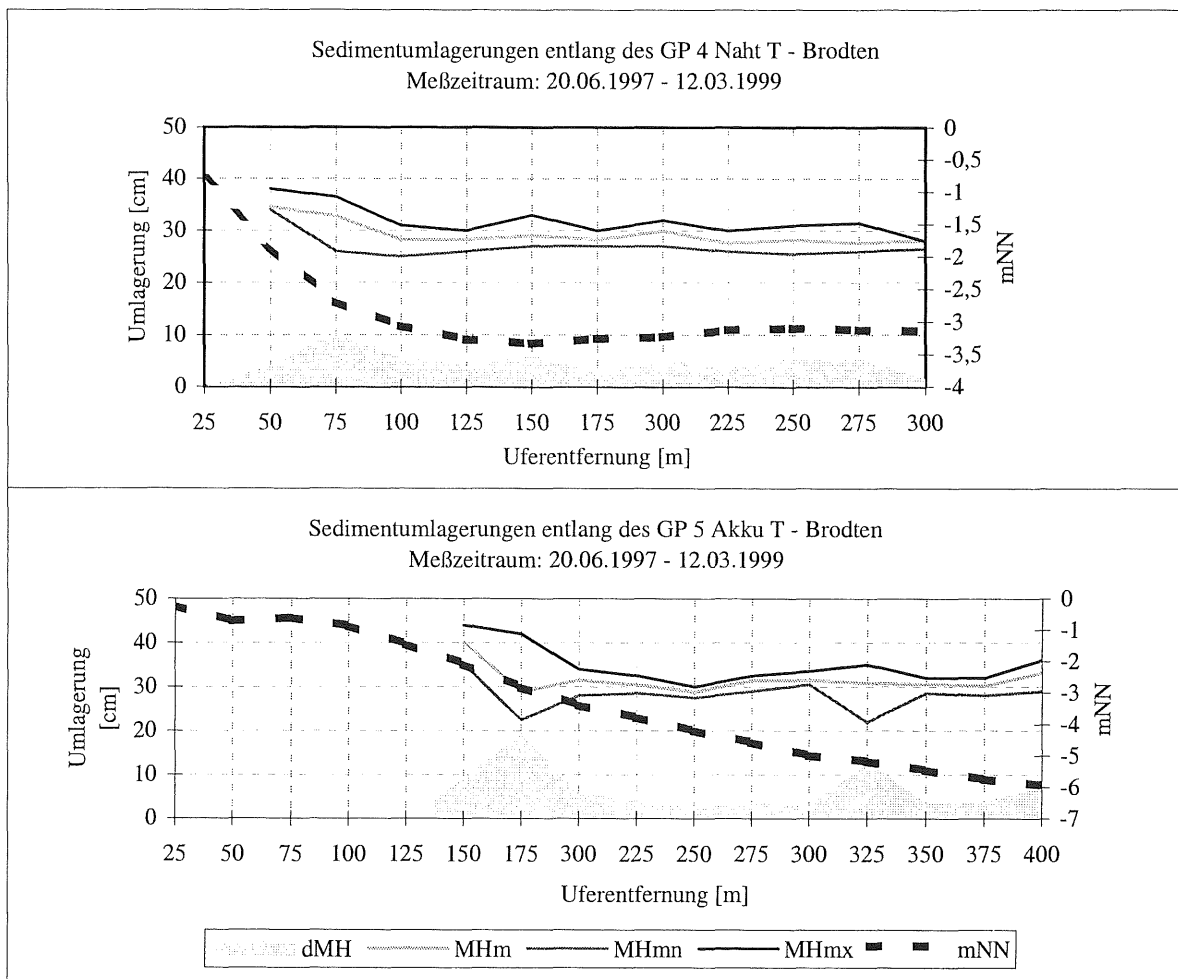


Abb. 101: Pflockaufmessungen Brodten (Gesamtdarstellung), Fortsetzung von Seite 159.

6.2.5.4 Gebietsübergreifende Ergebnisse

- Die höchsten Sedimentumlagerungen sind an die Hauptsedimenttransportbahnen gekoppelt. Auf den Restsedimentflächen kommt es trotz eines erheblichen Transportes nicht zu auffälligen morphologischen Veränderungen.
- Die Nahtstellenbereiche sind überwiegend Sedimentdurchsatzgebiete. Es kommt nur selten zu erkennbarer Sedimentation, die dann lediglich eine Depotfunktion einnimmt.
- Lithologische Unterschiede in den Liefergebieten beeinflussen die Vorstrandmorphologie. Am Beispiel Brodten läßt sich zeigen, daß trotz hoher Sedimentanlieferung die morphologischen Veränderungen auf den Untersuchungsprofilen gering bleiben.
- Ein Umschlag zu relativ feineren Sedimenten in den ufernahen Zonen (bis ca. 100 m) ist immer mit Sedimentation verbunden.
- Das aus dem Kliffrückgang bereitgestellte Sediment wird küstennah über engräumige, küstenparallele Transportbahnen in die Akkumulationsgebiete verfrachtet. Die am Kliff von Schönhagen während eines Sturmereignisses gemachte Aufnahme (vgl. Tafel 7, Bild 5) untermauert dies eindrucksvoll. Auf den Abrasionsflächen findet ein flächenhafter

Transport statt. Auf dem Weg von den Liefergebieten zu den Akkumulationsbereichen wird das Sediment korngrößensortiert. In den Akkumulationsbereichen sind die sich küstenparallel erstreckenden Sedimentzonen eng begrenzt. Diese Begrenzung hat auch nach energiereicheren hydrologischen Ereignissen weitestgehend Bestand

- Das Korngrößenspektrum der Restsedimente wird stark von pleistozänem Material beeinflusst, wenn dies an der Seegrundoberfläche ansteht und aufgearbeitet wird.
- Die Experimente mit gefärbten Kiesen und Steinen zeigen, daß fast immer ein Transport landwärts, entsprechend der Küstenexposition, mit leichtem küstenparallelem Versatz erfolgt. Die zurückgelegten Transportwege liegen im 10er-Meter Bereich pro Jahr. Sie nehmen zu größeren Wassertiefen hin ab. Diese Ergebnisse verdeutlichen, daß die Grobfractionen der Restsedimente nicht, wie bisher angenommen, den darunter befindlichen Geschiebemergel vor Abrasion schützen, sondern durch ihre Bewegungen diesen sogar durch Korrasion noch forcieren können. Das Material für den Aufbau von Strandwällen stammt demnach nicht allein aus dem Kliffrückgang, sondern auch von den vorgelagerten Abrasionsflächen.

6.3 Sedimentakkumulation an den Flachküsten

Die Ausgangshypothese für das Untersuchungsprogramm war, daß das durch den erosiven Rückgang der Steilufer freiwerdende Material die angrenzenden Flachküstenbereiche direkt nährt, daß es sich also um einen Prozeß handelt, der in den Untersuchungsbereichen seit mehreren tausend Jahren nahezu kontinuierlich stattfindet. Um dies zu überprüfen, wurden zunächst sowohl die landwärtigen Bereiche der Flachküsten quartärgeologisch aufgenommen (PRECHT 1998b, RUPRECHT 1998, SCHROTTKE 1997, THOMAS 1997), als auch die vorgelagerten Seegrundbereiche hinsichtlich ihrer Sedimentbedeckung und ihres geologischen Aufbaus untersucht (JAKOBSEN 1998, SCHROTTKE 1997, PRECHT 1998a, GELHARDT 1998). Diese Ergebnisse sind in die Ausführungen über die geologisch/morphologische Entwicklung eingeflossen (Kap. 6.1).

Es wurden die nachfolgenden Kenntnisse aus den Prozeßstudien für eine Rekonstruktion der Akkumulationsprozesse an den Flachküsten genutzt:

- Material wird von den Steilufern durch fortschreitenden Rückgang bereitgestellt (vgl. Kap. 6.2.2),
- Durch Abrasion der Seegrundfläche wird den angrenzenden Flachwasserbereichen klastisches Material zugeführt (vgl. Kap. 6.2.4),
- Erodierendes und abradierendes Material wird auf eng begrenzten Transportbändern küstenparallel transportiert (vgl. Kap. 6.2.5),
- Es gibt keinen Nachweis, daß vor den Kliffabschnitten größere Anteile klastischen Materials küstennormal abtransportiert werden (vgl. Kap. 6.2.5),

Diese Rekonstruktion der Prozesse ist jedoch nur begrenzt möglich, denn die Untersuchungen haben gezeigt, daß

- a) alle drei Gebiete eine unterschiedliche Entwicklung voneinander durchlaufen haben,
- b) daß im Zuge der Küstenentwicklung nicht automatisch von einer Vergleichbarkeit rezenter Transportprozesse mit solchen aus der Vergangenheit ausgegangen werden sollte.

6.3.1 Sedimentakkumulation an den Flachküsten Schönhagens

Die Niederungen nördlich und südlich des Schönhagener Steilufers sind durch Transportprozesse jeweils von beiden Seiten abgeriegelt worden (Abb. 18, 27). Ein zusätzlicher Sedimentlieferant waren und sind teilweise immer noch Relikte des Weidefelder Höhenzuges, der im Seegrundbereich ansteht und noch deutliche, rezente Abrasionsspuren zeigt. Ehemalige, weitgehend küstennormal verlaufende und in das Pleistozän eingeschnittene Rinnensysteme, die vormals einen durchgehenden Küstenlängstransport unterbanden (vgl. Abb. 31), sind größtenteils aufgefüllt. Heute erscheint vor beiden Flachküstenabschnitten jeweils ein durchgehendes Transportband, daß sich im Norden bis zur Hafeneinfahrt Olpenitz und im Süden

bis zur Hafeneinfahrt Dampf durchzieht. Von dort werden die Transportwege durch den Einfluß der Hafemolen in den tieferen Seegrundbereich abgelenkt (Abb. 11).

Hinweise auf rezent stattfindende Akkumulation konnte mit Ausnahme der Luvbereiche der Molen nicht beobachtet werden. "Akkumulationsgebiet" ist demnach für das Untersuchungsgebiet Schönhagen ein Begriff, der strenggenommen nur ein Stadium in der Vergangenheit beschreibt. Rezent sind die Areale beiderseits des Kliffs nur noch als "Sedimentdurchsatzgebiete" zu bezeichnen.

6.3.2 Sedimentakkumulation östlich des Steilufers von Heiligenhafen

Östlich an das Steilufer von Heiligenhafen schließt sich die Eichholzniederung an, die durch einen Strandwall im Norden von der Ostsee getrennt ist (Abb. 12). Gegenüber Schönhagen und Brodten bildet der an den Steinwarder anschließende Graswarder ein Akkumulationssystem, das auch heute noch stetig nach Osten vorwächst. Die Hauptsedimentliefergebiete liegen westlich der Eichholzniederung. Eine Sedimentanlieferung von Osten kann weitestgehend ausgeschlossen werden.

Die Angaben über die tatsächlichen Akkumulationen am "Graswarderkopf" lassen sich aus den Daten des AIR ableiten. Der Graswarderkopf wurde mehrfach rasterförmig aufgemessen (Abb. 102). Er stellt ein hochmobiles Akkumulationsgebiet dar, das sich phasenweise sowohl nach Norden als auch nach Osten vorschiebt. Zwischen 11/97 und 03/98 konnte z.B. eine seewärtige Verlagerung der Uferlinie auf dem Profil 8+000 (Abb. 103) um 99 m festgestellt werden. Es ist jedoch nicht allein die Uferlinie, die sich herauschiebt, sondern auch die Unterwassermorphologie im vorgelagerten Flachwasserbereich bis zu -1,2 m NN. Der mittlere Betrag der Nordkomponente des Vorwuchses des vorgelagerten Riffsandsockels betrug im Untersuchungszeitraum 62 m, über den Vermessungszeitraum gemittelt also 22,5 m/a.

Für die Vorwuchsrates nach Osten wurde auf der Basis von Luftbildvergleichen (1942-1995) ein Gesamtbetrag von 252 m ermittelt, was einer mittleren jährlichen Rate von 4,8 m/a entspricht. Aus den eigenen Untersuchungen konnte bei Annahme einer Riffsandsockelhöhe von 6 m und einer Sockellänge von 600 m das Vorschieben des Graswarderkopfes nach Osten mit einer mittleren jährlichen Rate von 5,1 m/a bestimmt werden. Dieses Vorwachsen ist jedoch kein linearer Vorgang. Es gab im Untersuchungszeitraum auch Phasen, in denen der gesamte Riffsandsockel am Graswarderkopf kurzzeitig zurückgeschnitten wurde. Die Vermessungen zwischen 11/98-04/99 zeigen beispielsweise eine Rückverlegung um 3,0 m.

Die Oberfläche des Riffsandsockels wird von bis zu vier Sandriffen überlagert (Abb. 12), deren drei innere zwischen 11/97-03/98 eine gleichmäßige Verlagerung um 18 m seewärts aufwiesen. Diese seewärtige Verlagerung nach Norden kann jedoch nur phasenhaft statt-

finden. Dem Prozeß ist eher eine Kurzzeitdynamik als Reaktion auf das Hinausschieben der Uferlinie zuzuschreiben. Langfristig findet lediglich ein Vorwachsen des Nehrungssystemes nach Osten statt.

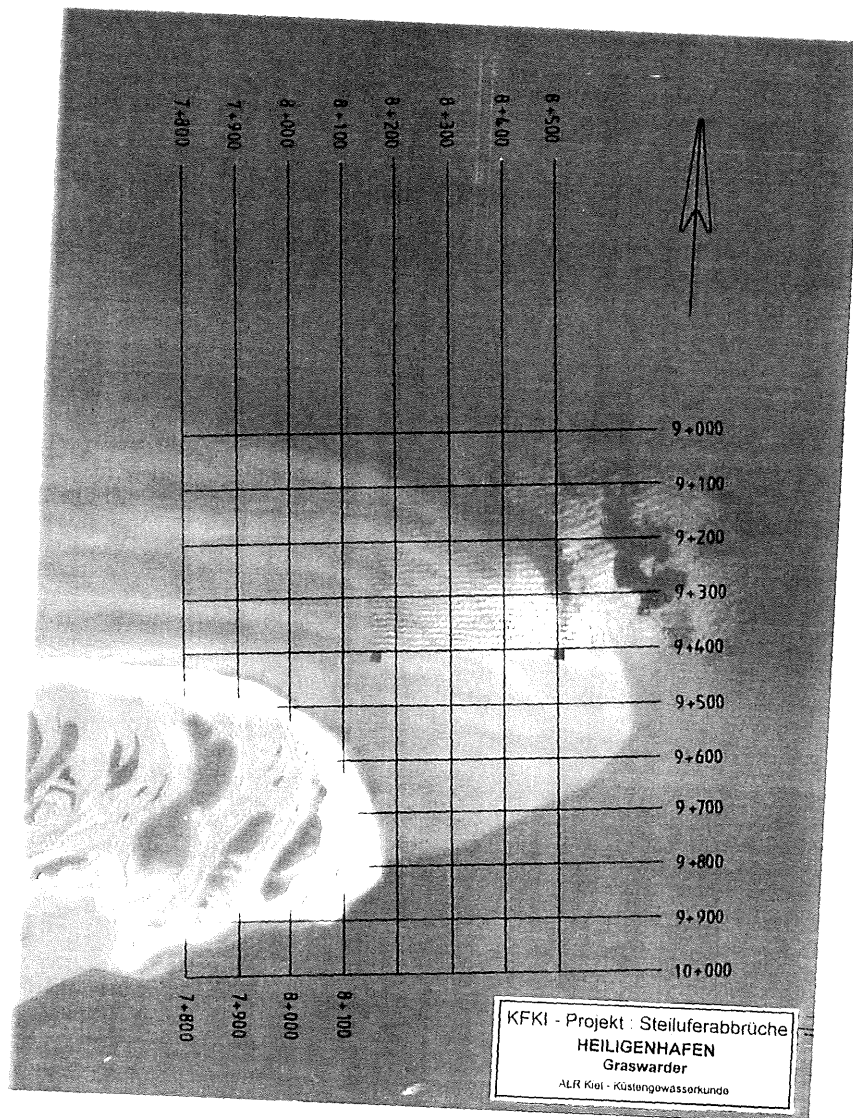
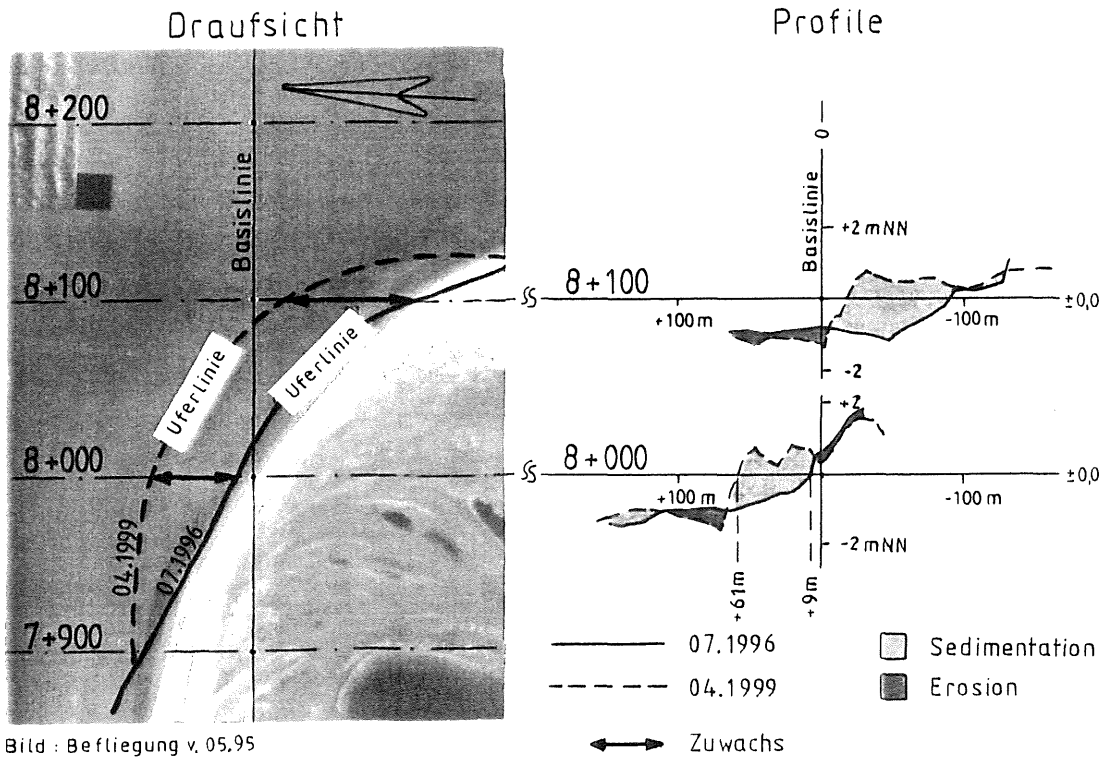


Abb. 102: Raster der bathymetrischen Aufmessung des Graswarderkopfes.



Nr. und Datum der Messung	8+000			8+100			Gesamtbereich "Zuwachs"			
	D	E	S	D	E	S	Σ -Mittel	Σ -Linie	Energie-Eintrag	
	(m)	(-)	(+)	(m)	(-)	(+)	$1/2(E+S)$ (m)	$\Sigma=1/2(E+S)$ (m)	Δ (Mwh/m)	Σ (Mwh/m)
1 31.07.96	9		34	-91			-6,5	$\pm 0,0$	3,191	$\pm 0,000$
2 10.07.97	43			-138				-6,5	0,105	3,191
3 05.08.97	40	3		-111		27	-12,0	+5,5	1,780	3,296
4 18.11.97	48		8	-141	30		-11,0	-5,5	1,137	5,076
5 12.03.98	43	5		-42		99	+47,0	+41,5	1,850	6,213
7 28.09.98	43	0	0	-58	16		-8,0	+35,5	0,792	8,063
7.1 18.11.98	44		1	-78	20		-9,5	+24,0	1,416	8,855
8 06.04.99	61		17	-19		59	+38,0	+62,0		10,271
Σ		8	60		113	185				
			52			72				

D Distanz (m) der Uferlinie von der Basislinie E Erosion S Sedimentation

Gesamt mengenberechnung vom 31.07.1996 bis 06.04.1999 (32 Monate)

- Gemittelter Zuwachs beider Profile (Rechn.) 62,0 m
 - Profilbereich von 7+950 bis 8+150 (Rechn.) 200,0 m
 - Durchschnittl. Höhe des Zuwachses (Graph.) 1,2 m
- Zuwachsvolumen:
 $V = 62,0\text{m} \times 200,0\text{m} \times 1,2\text{m} ; V = 14.880 \text{ m}^3 / 32 \text{ Mon}$
 $V = 5.580 \text{ m}^3 / \text{a}$

Abb. 103: Seewärtige Uferlinienverlagerung am Graswarderkopf.

6.3.3 Sedimentakkumulation beiderseits des Brodtener Steilufers

Der Akkumulationsprozeß beiderseits des Brodtener Steilufers hat ebenfalls seine eigene Charakteristik. Ähnlich Schönhagen schließen zwar auch hier Niederungsgebiete an, jedoch ist nur deren Nordwestliche, die Hemmelsdorfer Niederung, abgeriegelt. Neben der Hauptsedimentanlieferung vom Brodtener Steilufer hat es in der geologischen Vergangenheit für den Hemmelsdorfer Niederungsbereich zusätzlich eine Sedimentanlieferung von heute sub-marinen Hochflächen gegeben (vgl. Abb. 43). Der andere Niederungsbereich zur Trave-mündung hin ist, da er zum einen die Vorflut regelt und zum anderen möglicherweise eine geringere Materialzufuhr erhält, immer noch frei.

Der Bereich südöstlich des Brodtener Ufers ist im engeren Sinne heute auch kein Akkumulationsbereich mehr, sondern lediglich ein Sedimentdurchsatzgebiet. Sedimentation tritt zwar im Luvbereich zur Hafeneinfahrt Niendorf auf, jedoch dauern diese Prozesse nur so lange an (Jahre), bis der Zwickel zwischen Hafeneinfahrt und Strand aufgefüllt ist. Das eigentliche Akkumulationsgebiet liegt weit außerhalb des Arbeitsgebietes im zentralen Teil der Neustädter Bucht. Nach Osten zur Traveeinfahrt hin beschreibt sich das Untersuchungsgebiet strenggenommen ebenfalls als Teil eines Sedimentdurchsatzgebietes. Meßbare Sedimentakkumulationen konnten im Untersuchungszeitraum im Bereich des Meßgebietes Brodtener Ufers nicht festgestellt werden.

6.3.4 Bilanzierungen

Da großräumig betrachtet die Steilufer insgesamt relativ geradlinig verlaufen und nicht durch kleinere Einbuchtungen oder dergleichen in der Profillinie geprägt sind, kann davon ausgegangen werden, daß der Rückgang bei Betrachtung längerer Zeiträume (Jahrhunderte und länger) relativ gleichmäßig über die gesamte Profillinie erfolgt. Dennoch ist eine natürliche Tendenz vorhanden, Vorsprünge soweit zurückzuschneiden, daß die Uferlinie von Steilufer und Niederung in einer Flucht liegt. Ein solches Zurückschneiden beobachtet STEPHAN (1992) für Heiligenhafen. Er gibt an, daß dieses Steilufer zwischen 1951 und 1990 um 37 m verkürzt wurde, d.h. um 0,92 m/a.

Unter der Annahme, daß das Zurückschneiden des Brodtener Steilufers vor ca. 6.500 - 7000 Jahren einsetzte, wäre der damalige Kliffuß bei einem säkularen Wasserstandsanstieg von ca. 20 cm/Jahrh. mit der heutigen - 15 m NN Tiefenlinie gleichzusetzen. Das aktive Steilufer hatte demnach eine Länge von ca. 20 km gehabt. Bei einer heutigen Steiluferlänge von ca. 5 km ergäbe sich für die Vergangenheit eine Rate der Steiluferverkürzung von ca. 2,1 m/a. Dies ist jedoch nur ein sehr grober Anhaltswert, denn diese Rate wird nicht über den gesamten Zeitraum gleichmäßig gewesen sein, sondern sich stetig verringert haben. Umgekehrt haben sich die Flächen des vorgelagerten Seegrundes, von denen abradiert wird, in gleichem Maße vergrößert. Höhen von Kliffabschnitten, die nicht mehr existieren, können nicht abgeschätzt

werden. Diese Abschätzung zeigt das Maß der Unsicherheit, will man die Uferlinie für bestimmte Zeiten in der Vergangenheit rekonstruieren und entsprechend die verlagerten Sedimentmassen bilanzieren.

Ist die Veränderung der Steiluferlänge über geologische Zeiträume nur schwer rekonstruierbar, so kann die Annahme eines gleichmäßigen Zurückschreitens des Steiluferprofils aber durchaus für die rezenten Prozesse angenommen werden. Es wurden daher die aufgemessenen Steiluferabschnitte von lediglich 500 m Länge auf die Gesamtlänge des jeweils aktiven Kliffs projiziert und daraus die geschütteten Volumina für den Untersuchungszeitraum berechnet. Die Daten sind in 21 zusammengefaßt. Es sei hier ausdrücklich erwähnt, daß diese Daten nicht unbedingt dem langfristigen Rückgangsgeschehen entsprechen (vgl. Tab. 1), das z.B. nach jüngerer Literatur (DUPHORN et al. 1995) für Heiligenhafen mit bis zu 1 m/a angegeben wird. In der 22 wird zwischen erodiertem und geschüttetem Volumen unterschieden. SEIFERT (1953) kommt bei seinen Untersuchungen zu dem Schluß, daß das geschüttete Gesamtvolumen aufgrund seiner gegenüber dem Anstehenden wesentlich geringeren Lagerungsdichte um den Faktor 1,5 bis 2 höher liegt, als das vom Kliff erodierte oder vom Seegrund abradierte Volumen. Mit Schüttungsvolumen ist hier jedoch nur die Masse gemeint, die durch den Prozeß der Küstenrückverlagerung freigesetzt wird, nicht die Menge, die in den Akkumulationszonen wieder sedimentiert. In diesem Fall wäre zu berücksichtigen, daß es aufgrund des Abtransportes feinerer Komponenten zu einer erheblichen Reduktion des Volumens kommen kann (GURWELL 1989).

Tab. 21: Geschüttete Sedimentvolumina der einzelnen Steilufer im Untersuchungszeitraum.

	Meßzeit- raum	Mittlere Höhe [m]	Länge [m]	Rückgangs- rate [m/a]	Erodiertes Volumen [m³/a]	Geschüttetes Volumen (Faktor 1,5) [m³/a]
Schönhagen	06/96 - 04/99	8,65	1.600	0,57	7.900	11.850
Heiligenhafen	07/96 - 04/99	7,89	2.100	0,14	2.300	3.450
Brodten	10/96 - 03/99	12,75	3.520	0,25	11.200	16.800

Tab. 22: Geschüttete Sedimentvolumina der einzelnen Seegrundbereiche vor den Steilufern im Untersuchungszeitraum.

	Meßzeit- raum	Breite des Küsten- streifens [m]	Länge des Küstenab- schnittes[m]	Abrasionsrate (durchschnitt- lich) [m/a]	Erodiertes Volumen [m³/a]	Geschüttetes Volumen (Faktor 1,5) [m³/a]
Schönhagen	07/97 - 03/99	225	1.600	0,026	8.300	12.450
Heiligenhafen	08/97 - 03/99	222	2.100	0,024	18.400	27.600
Brodten	05/97- 09/98	200	3.520	0,026	12.300	18.450

Die Daten aus den Tabellen 21 und 22 zeigen, daß sich für Schönhagen und Brodten die Mengen des in den küstennahen Sedimenthaushalt eingespeisten Sedimentes vom Steilufer und vom Seegrund nahezu die Waage halten. Für Heiligenhafen beträgt die Menge des vom Seegrund bereitgestellten Materiales das 8-fache dessen, was vom Steilufer bereitgestellt

wird. Berücksichtigt man ferner, daß die Abrasionsraten nicht für das gesamte Küstenvorfeld bestimmt wurden, sondern nur für einen Streifen der Breite, bis zu dem Abrasionsmessungen durchgeführt wurden, so zeigt sich für alle Untersuchungsgebiete, daß vom Seegrund mehr Sediment für den küstennahen Sedimenthaushalt eingespeist wird als aus der Kliffabration.

Die rasterförmigen Vermessungen des Graswarderkopfes zeigten, daß im Untersuchungszeitraum in zwei Bereichen verstärkt Akkumulation vorherrschte. Die Abb. 103 zeigt eine seewärtige Verlagerung der Uferlinie nach Norden, was sich in einer Akkumulationsrate von $5.580 \text{ m}^3/\text{a}$ niederschlägt. Diese Akkumulation wird als kurzfristiges Depot interpretiert. Der zweite Akkumulationsbereich war der Graswarderkopf mit einer Akkumulationsrate von $11.500 \text{ m}^3/\text{a}$. Somit wurden insgesamt ca. $17.080 \text{ m}^3/\text{a}$ akkumuliert. Diese Zahl zeigt, daß das Akkumulationsvolumen lediglich 62 % des Schüttungsvolumens beträgt. Es ist hier jedoch unbedingt zu berücksichtigen, daß es nicht das gleiche Material ist, das in dem Untersuchungszeitraum vom Kliff und Vorstrand erodiert und im Akkumulationsbereich akkumuliert wurde. Es können zwar Aussagen über Transportwege, nicht aber über Transportgeschwindigkeiten gemacht werden. Es handelt sich daher lediglich um einen groben Richtwert. SCHROTTKE (1997) stellt fest, daß gemittelt über die vergangenen 3000 Jahre, dieses Alter kann auf der Basis von Radiokarbondatierungen angenommen werden, das Sedimentschüttungsvolumen ca. 9.270 m^3 betrug, einhergehend mit einer jährlichen Vorwachsrate von 1 m. Gleichzeitig wurde von ihr festgestellt, daß die Wachstumsgeschwindigkeiten phasenhaft verlaufen. Demnach wäre der derzeitige Zeitraum in eine Phase höherer Wachstumsgeschwindigkeiten einzuordnen.

Das Gesamtvolumen der holozänen Sedimente der Schleibek-Niederung beträgt etwa 2,6 Mio. m^3 , davon nehmen die Strandwalledimente ca. 1 Mio m^3 ein (PRECHT 1998). Diese Angaben lassen die Holozänablagerungen im nördlich angrenzenden Nehrungsabschnitt des Schleisandes nördlich der Hafenanlage Olpenitz und des Nehrungskopfes, der Lotseninsel, unberücksichtigt. Für die Schwansener Nehrung konnten auf der Basis der Quartärkartierungen (THOMAS 1997) ca. 2,9 Mio. m^3 holozäne, klastische Sedimentablagerungen ermittelt werden, die das Nehrungssystem aufbauen. Demnach wurden in der geologischen Vergangenheit durch die Rückverlegung des Steiluferprofils ca. 5,5 Mio. m^3 Lockermaterial zur Akkumulation in den Flachküstenbereichen zur Verfügung gestellt. Sämtliches heute bereitgestellte Material wird über die Grenzen des Untersuchungsgebietes seewärts abtransportiert. Im Vergleich zu Heiligenhafen, wo sich die Abschätzung des Volumens der im Holozän abgelagerten, klastischen Sedimente auf $30.022.000 \text{ m}^3$ beläuft (SCHROTTKE 1997), erscheint diese Menge jedoch gering. Bedingt durch die pleistozäne Vorprägung mit einem tiefen Gletscherzungenbecken (vgl. Kap. 6.1), konnten diese hohen Akkumulationsbeträge erreicht werden. Im Gegensatz zu Heiligenhafen wird jedoch rezent kein Material mehr angelagert.

7. Zusammenfassung

In dem Vorhaben "Einfluß von Steiluferabbrüchen an der Ostsee auf die Prozeßdynamik angrenzender Flachwasserbereiche" sollten Modellvorstellungen über die Wechselwirkungen zwischen den hydrodynamischen Kräften in Form von Seegang und Strömungen, dem Rückgang von Steilufern, der Vertiefung der vorgelagerten Schorre und dem anschließenden Sedimenttransport entwickelt werden. Die Untersuchungen erfolgten in den drei unterschiedlich exponierten Küstenabschnitten Schleswig-Holsteins, Schönhagen, Heiligenhafen und Brodten.

- Der geologisch-lithologische Aufbau und die Lagerungsverhältnisse beeinflussen die Rückgangsprozesse eines Kliffs. Betrachtungen und Vergleiche der Dynamik unterschiedlicher Kliffabschnitte sind daher ohne Einbeziehung der Geologie nicht uneingeschränkt möglich.
- An der Verlagerung der Kliffoberkante wird der Kliffrückgang bestimmt. Er erstreckt sich im Untersuchungszeitraum von 14 cm/a für Heiligenhafen, über 25 cm/a für Brodten bis zu 57 cm/a für Schönhagen. Bei der Interpretation unterschiedlicher Rückgangsraten muß die jeweils vorausgegangene Hangneigungssituation berücksichtigt werden. Ein zeitweilig flacher und damit stabiler Kliffhang reagiert auch bei höheren hydrodynamischen Belastungen und längeren Verweilzeiten erhöhter Wasserstände nicht unmittelbar mit dem Abbruch der Kliffoberkante, da zunächst der Kliffhang durch das Abräumen der Kliffhalde destabilisiert werden muß. Eine linearer Zusammenhang zwischen dem Rückgang und dem hydrodynamischen Energieeintrag bzw. dem Wasserstand ist damit für einen kurzen Zeitraum mit vergleichsweise wenigen Meßreihen nicht aufzuzeigen.
- Es wurde teilweise ein phasenhafter, ereignisgesteuerter Rückgang beobachtet. Eine saisonale Kliffdynamik, d.h. verstärkte Abträge in den energiereicheren Wintermonaten sowie sommerliche Ruhephasen, lassen sich nachweisen. Einzelne erhöhte Rückgänge können mit definierten Ereignissen gekoppelt werden. Höchste Dynamik an den Kliffs tritt auf, wenn der Kliffuß niedrig, die Strandneigung aber hoch ist.
- Die Strandabschnitte reagierten in den einzelnen Untersuchungszeiträumen sehr unterschiedlich auf hydrodynamische Belastungen. Gebietsübergreifende Ergebnisse lassen sich damit nicht eindeutig aufzeigen.
- Das Relief des vor den Steilufern anstehenden Seegrundes wird in Wassertiefen zwischen -2 m NN bis - 5 m NN häufig von großangelegten, küstenparallel verlaufenden, bis zu 1,5 m über den Meeresboden aufragenden Schwellen geprägt. Nach Simulationen der Energiedissipation für unterschiedliche Wellenhöhen verursachen diese, ähnlich wie Sandriffkörper, eine partiell erhöhte Energiedissipation des einlaufenden Seegangs. Sie mindern damit die auf den jeweiligen Küstenabschnitt einwirkende Seegangsenergie. Im Untersuchungsgebiet Heiligenhafen liegt so eine Schwelle im unmittelbaren, vergleichsweise steilen Vorstrandbereich. Dort wird nach theoretischen Berechnungen von einer 2 m (H_{m0}) hohen Tiefwasserwelle etwa 50% der Energie umgesetzt, bei Niedrigwasser (< -0,50 m NN) sogar bis zu 75%. Liegt diese Schwelle, wie in den beiden anderen Gebieten, in den

durch einen flacheren Neigungsgradienten geprägten, seewärtigeren Gebieten, absorbieren diese Schwellen einen geringeren Teil der Seegangenergie.

- Küstennormal streichende Rinnen- und Rückenstrukturen durchziehen, teilweise über große Flächen, den anstehenden Seegrund vor den im Landbereich befindlichen Moränenzügen. Solche Strukturen werden auch auf Relikten längst abgetragener Moränenzüge im Küstenvorfeld beobachtet. Sie dienen als Indikator für die Präsenz ehemaliger Steilufer zu Zeiten einer ehemals weiter seewärts liegenden Küstenlinie. Der küstenparallele Sedimenttransport kann durch diese Strukturen beeinträchtigt werden, indem die seewärtige Ausdehnung von Sandriffen unterbunden wird. Für Brodten zeigt sich anhand profilbezogener Simulationen eine erhöhte Energiedissipation durch die Präsenz dieser küstennormal verlaufenden Geschiebemergelrücken-Strukturen. Sie beeinflussen somit nicht nur das Prozeßgeschehen im Küstenvorfeld, sondern unter bestimmten hydrodynamischen Verhältnissen auch die Steilufer.
- In den Untersuchungsgebieten treten Abrasionsbeträge des am Seegrund anstehenden Materiales in der Größenordnung von 2 - 5 cm/a auf. Diese Abrasionsgeschwindigkeiten sind im nahen Küstenvorfeld (bis max. -6,5 m NN Wassertiefe und 300 m Uferentfernung) nicht zwangsläufig an die Wassertiefe gebunden.
- Erhöhte Abrasionsbeträge sind nahezu immer an erhöhte Energieeinträge gekoppelt. Für Schönhagen und Brodten kann ein linearer Zusammenhang zwischen Abrasion und Energieeintrag aufgezeigt werden. Umgekehrt müssen jedoch nicht zwangsläufig erhöhte Energieeinträge zu einer verstärkten Abrasion führen, wie am Beispiel Heiligenhafen deutlich wird. Herausragende, hydrodynamische Ereignisse, die auch zu Lageänderungen der Kliffabschnitte führen, spiegeln sich in erhöhten Abrasionsbeträgen wider.
- Ereignisabhängige Lageänderungen der Hauptenergiedissipationszone zeigen sich deutlich an den Abrasionsbeträgen der einzelnen Meßstationen. Ereignisse mit Tiefwasserwellen $[H_{m0}] > 200$ cm und gleichzeitig niedrigen Wasserständen führten zu einer verstärkten Seegrundvertiefung an den weiter seewärts bzw. tieferliegenden Meßstationen. Ereignisse mit höherem Wellenaufbau ($[H_{m0}] = 1,00 - 1,50$ m) und erhöhten Wasserständen verursachten hingegen durch die landwärtige Verlagerung der Hauptenergiedissipationszone verstärkte Abrasionsprozesse im unmittelbaren Vorstrandbereich. Traten in einem Zeitraum beide Situationen auf, so werden entsprechend der ufernahe und -fernere Seegrund stärker vertieft. Es ist demnach nicht nur entscheidend, wieviel Energie in einem bestimmten Zeitraum im Küstenvorfeld frei wird, sondern an welche Ereignisse dieser Energieeintrag gekoppelt ist und welche Wasserstandsverhältnisse vorgelegen haben. Der Energieeintrag ist damit nur ein grobes Maß, um die Abrasionsprozesse über ein Küstenprofil abschätzen zu können.
- Eine verstärkte Abrasion konnte ausnahmslos an den Meßstationen ermittelt werden, an denen der anstehende Geschiebemergel einen vergleichsweise geringeren Druckwiderstand aufwies. Ein direkter Zusammenhang zwischen Abrasion und Druckwiderstand konnte für alle Gebiete aufgezeigt werden. Die Sedimentzusammensetzung der

Geschiebemergel hat keinen erkenntlichen Einfluß, weder auf die Abrasion noch auf dessen bodenmechanische Eigenschaften.

- Druckwiderstandsmessungen zeigten weiterhin, daß der Geschiebemergel in einer Geschiebemergelrinne wesentlich weicher ist als auf den benachbarten Rückenstrukturen. Entsprechend wird die Rinne auch stärker vertieft als die Rücken. Die Bildung derartiger Strukturen, die vor allen drei Untersuchungsgebieten auftreten, ist demnach nicht allein auf hydrodynamische Prozesse zurückzuführen.
- Ein Zusammenhang zwischen der Besiedlung des Geschiebemergels und dem Abrasionsverhalten ließ sich mit nur einer Ausnahme nicht feststellen.
- Das aus dem Kliffrückgang bereitgestellte Sediment wird küstennah über engräumige, küstenparallele Transportbahnen in die Akkumulationsgebiete verfrachtet.
- Die rezente Lockersedimentverteilung ist im heutigen Küstenvorfeld, mit Ausnahme der küstennah verlaufenden Sandriffzonen, stark an den Verlauf geomorphologischer Großstrukturen gebunden. Das Korngrößenspektrum von Restsedimenten kann dabei stark von pleistozänem Material beeinflußt werden, wenn dies an der Seegrundoberfläche ansteht und aufgearbeitet wird.
- Verteilungsmuster der Oberflächensedimente sind auf der Schorre teilweise über Jahre bis Jahrzehnte lagestabil.
- Auf den Abrasionsflächen findet ein flächenhafter Transport statt. Auf dem Weg von den Liefergebieten zu den Akkumulationsbereichen wird das Sediment korngrößensortiert. In den Akkumulationsbereichen sind die sich küstenparallel erstreckenden Sedimentzonen eng begrenzt. Diese Begrenzung hat auch nach energiereicheren hydrologischen Ereignissen weitestgehend Bestand. Höchste Sedimentumlagerungen sind dabei an die Hauptsedimenttransportbahnen gekoppelt. Auf den Restsedimentflächen kommt es trotz eines erheblichen Transportes nicht zu auffälligen morphologischen Veränderungen.
- Auf den Restsedimentflächen durchgeführte Experimente mit gefärbten Kiesen und Steinen zeigen, daß fast immer ein landwärtiger Sedimenttransport, entsprechend der Küstenexponierung, mit leichtem küstenparallelem Versatz erfolgt. Zurückgelegte Transportwege liegen im 10er-Meter Bereich pro Jahr. Sie nehmen zu größeren Wassertiefen hin ab. Diese Ergebnisse verdeutlichen, daß die Grobfractionen der Restsedimente nicht, wie bisher angenommen, den darunter befindlichen Geschiebemergel vor Abrasion schützen, sondern durch ihre Bewegungen den Abtrag sogar durch Korrasion noch forcieren können. Das Material für den Aufbau von Strandwällen stammt demnach nicht allein aus dem Kliffrückgang, sondern auch von den vorgelagerten Abrasionsflächen.
- Lithologische Unterschiede in den Liefergebieten beeinflussen die Vorstrandmorphologie. Am Beispiel Brodten läßt sich zeigen, daß trotz hoher Sedimentanlieferung die morphologischen Veränderungen auf den Untersuchungsprofilen gering bleiben.
- Nahtstellenbereiche zwischen Steilufer und angrenzender Niederung sind überwiegend Sedimentdurchsatzgebiete. Es kommt nur selten zu erkennbarer Sedimentation, der dann lediglich eine Depotfunktion zuzuschreiben ist.

- Gegenüberstellungen der Abrasionsraten mit den Rückgangsraten der Steilufer zeigen, daß vom Seegrund mehr Lockermaterial zur Verfügung gestellt wird, als von den Steilufern.
- Vergleiche von Vorwachsdaten des Graswarders/Heiligenhafens aus der Vergangenheit mit den rezenten Vorwachsdaten lassen den Schluß zu, daß derzeit eine Phase erhöhter Vorwachsgeschwindigkeit vorliegt.

8. Literatur

ALVEIRINHO DIAS, J. M. & NEAL, W. J. (1992): Sea Cliff Retreat in Southern Portugal: Profiles, Processes, and Problems.- *Journal of Coastal Research*, **8** (3): 641-654; Fort Lauderdale, Florida.

ALW Husum (1994): Untersuchungen zum Küstenschutz auf Sylt - Phase II (1991-1993), Abschlußbericht.

AMT FÜR LAND- UND WASSERWIRTSCHAFT KIEL UND DAS LANDESAMT FÜR NATUR UND UMWELT SCHLESWIG-HOLSTEIN, LEICHTWEISS-INSTITUT FÜR WASSERBAU AN DER TECHNISCHEN UNIVERSITÄT BRAUNSCHWEIG & GEOLOGISCH-PALÄONTOLOGISCHES INSTITUT UND MUSEUM DER UNIVERSITÄT KIEL (1997): Vorstranddynamik einer tidefreien Küste.- Abschlußbericht: 232 S.; [unveröff.].

ATZLER, R. (1995): Der pleistozäne Untergrund der Kieler Bucht und angrenzender Gebiete nach reflexionsseismischen Messungen.- *Berichte-Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, **70**: 116 S.; Kiel.

BARTELS, H. (1972): Statistik II für Psychologen, Pädagogen und Sozialwissenschaftler.- 203 S.; Stuttgart (Gustav Fischer).

BAYERL, K.-A. (1987): Quartärgeologische Kartierung der Hemmelsdorfer Niederung. - Dipl. Arb., Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel: 118 S.+ Kart.; Kiel [unveröff.].

BAYERL, K.-A., SCHWARZER, K. & LÜBKER-BAMMANN, U. (1992): Das Küstenholozän an der inneren Lübecker Bucht.- *Meyniana*, **44**: 97-110; Kiel.

BENNER, M. (1986): Küstengestaltstypen und ihre Differenzierungen der schleswig-holsteinischen Ostsee-Fördenküste im Raum zwischen der Eckernförde und der Schlei an ausgewählten Beispielen ohne besonderer Berücksichtigung der Kliffbildungen. - Staatsexamensarbeit; Fu Berlin [unveröff.] -[Arbeit nicht mehr zugänglich; zitiert nach M. Walther 1990: 88].

BRAY, M. J., CARTER, D. J. & HOOKE, J. M. (1995): Littoral Cell Definition and Budgets for Central Southern England.- *Journal of Coastal Research*, **11** (2): 381-400; Fort Lauderdale, Florida.

BRESSAU, S. (1953): Seegrundkartierung der Gewässer um Fehmarn. - Teilber. 3, Abschnitt II, WSA Kiel: 30 S. + Anh.; Kiel [unveröff.].

BRESSAU, S. (1957): Abrasion, Transport und Sedimentation in der Belt-See.- *Die Küste*, **6**: 64-102; Heide in Holstein.

BUCKLER, W. R. & WINTERS, H. A. (1983): Lake Michigan Bluff recession.- *Annals Association of American Geographer*, **73**: 89-110.

BÜLOW, K. v. (1960): Abrasion.- *Geologie*, **9**: 471-481; Berlin.

- CARLÉ (1938): Das innere Gefüge der Stauchmoränen und seine Bedeutung für die Gliederung des Altmoränengebietes. - Geol. Rdsch., **29**: 27-51; Stuttgart.
- CARTER, C. H. & GUY, D. E. jr. (1988): Coastal erosion: processes, timing and magnitudes at the bluff toe.- Marine Geology, **84**: S. 1-17; Amsterdam.
- CATT, J. A. (1992). Angewandte Quartärgeologie.-358 S.; Stuttgart (Enke).
- CLAYTON, K. M. (1980): Beach sediment budgets and coastal modification.- Progress in Physical Geography, **4**: 471-486.
- COHEN, J. (1977): Statistical Power Analysis for the Behavioral Sciences. - 474 S.; New York (Academic Press).
- DAHM, H. D. (1956): Diatomeenuntersuchungen zur Geschichte der westlichen Ostsee. - Meyniana, **5**: 7-50; Kiel.
- DÄHNIS, M. (1993): Sturmflutwasserstände der Ostsee - Einflußgrößen -. Dipl. Arb. Institut f. Wasserbau d. Fachhochschule Eckernförde: 43 S.; Eckernförde.
- DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D. & OLLERHEAD, J. (1995): Nearshore erosion on cohesive shoreline.- Marine Geology, **122**: 349-365; Amsterdam.
- DETTE, H. H. & STEPHAN, H.-J. (1979): Über den Seegang und Seegangswirkungen im Küstenvorfeld der Ostsee. - Mitt. d. Leichtweiß Inst. f. Wasserbau d. TU Braunschweig, **65**: 89-126; Braunschweig.
- DETTE, H. H. & TRAMPENAU, T. (1998): Wirkungsweise von Einbauten in See. Teilprojekt: Hydrologische Untersuchungen. - Bericht d. Leichtweiss-Institut f. Wasserbau d. TU Braunschweig, Nr. **828**: 84 S.; Braunschweig.
- DINGLER, J. R. & CLIFTON, H. E. (1994): Barrier Systems of California, Oregon and Washington.- In: DAVIS, R. A. [ed.]: Geology of Holocene Barrier Island Systems: 115-166; Berlin, Heidelberg New York (Springer).
- DIN-Taschenbuch 113 (1998): Erkundung und Untersuchung des Baugrundes (Normen Bauwesen 14).- [Hrsg.]: Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DÜCKER, A. (1952): Über die physikalischen Eigenschaften der das Brodtener Ufer aufbauenden Bodenarten und ihre Bedeutung für den Steiluferrückgang und Errichtung eines Uferschutzwerkes.- Die Küste, **2**: 21-33; Heide in Holstein.
- DUPHORN, K., JANKE, W., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.-O. & WERNER, F. (1995): Die deutsche Ostseeküste.- Samml. geol. Führer, **88**: 281 S.; Berlin, Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie.- 358 S.; Stuttgart (Enke).
- EMERY, K. O. & KUHN, G. G. (1982): Sea cliffs: their processes, profiles, and classification.- Bulletin Geological Society of America, **93**: 644-654.

ERFURT, H.-J. & DIERSCHKE, V. (1992): Oehe-Schleimünde - Naturschutzgebiet an der Ostseeküste Schleswig-Holsteins.- Seevögel, **13** (Sonderh.1), 104 S.; Ahrensburg.

FLEMMING, B. & WEFER, G. (1973): Tauchbeobachtungen an Wellenrippeln und Abrasionserscheinungen in der Westlichen Ostsee südöstlich Bokniseck.- Meyniana **23**: 9-18; Kiel.

FÜCHTBAUER, H. [Hrsg.], HELING, D., MÜLLER, G., RICHTER, D. K., SCHMINKE, H.-U., SCHNEIDER, H.-J., VALETON, I., WALTHER, H. W. & WOLF, M. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine.- Sediment-Petrologie Teil II., 4 Aufl., 1141 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

FÜHRBÖTER, A. & DETTE, H.H. (1982): Wind, Seegang und Wasserstände in der Lübecker Bucht in den Jahren von 1976 bis 1981. - Bericht des Leichtweiß-Institutes für Wasserbau der TU Braunschweig, Nr. **530**: 77 S.; Braunschweig.

FÜHRBÖTER, A. & DETTE, H.H. (1986): Wind, Seegang und Wasserstände in der Lübecker Bucht in den Jahren von 1976 bis 1986. - Bericht des Leichtweiß-Institutes für Wasserbau der TU Braunschweig, Nr. **530A**: 103 S.; Braunschweig.

GELHART, M. (1998): Sedimentverteilung und der tiefere Untergrund in der inneren Lübecker Bucht nach hydroakustischen Messungen. - Dipl. Arb. 2. Teil, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel: 58 S.+Anh.; Kiel [unveröff.].

GELLERT, J. F. (1961): Die morphologischen Prozesse der Steiluferbildung und die genetischen Typen der Steiluferformen an der Mecklenburgischen Ostseeküste.- Geographische Berichte, **19** (2): 99-106.

GRASSHOFF, H., SIEDECK, P. & KÜBLER, G. (1967): Erd- und Grundbau; Teil 1 Geologie Bodenuntersuchungen Bodenkennwerte.- 176 S.; Düsseldorf (Werner-Verlag).

GRIPP, K. (1952): Die Entstehung der Lübecker Bucht und des Brodtener Ufers.- Die Küste, **2**: 12-14; Heide in Holstein.

GRIPP, K. (1954): Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wohld bis Alsen.- Meyniana, **2**: 81-123; Kiel.

GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein.- 411 S.; Neumünster (Wachholtz).

GROSCHOPF, P. (1936): Physikalische Bedingungen des Kliffrückganges an der Kieler und Lübecker Bucht.- Kieler Meeresforschung **1**: 335-342; Kiel.

GRUBE, F., MATTHEß, G. & FRÄNZLE, O. (1992): "DEUQUA '92", 12.9. - 21.9.1992 in Kiel, Exkursionsführer: 256 S.; Kiel [unveröff.].

GURWELL, B. R. (1985): Komplexe Bearbeitung der Steiluferproblematik und erste Ergebnisse vom Hohen Ufer des Fischlandes.- Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, **34** (4): 33-36; Greifswald.

GURWELL, B. R. (1989): Grundsätzliche Anmerkungen zur langfristigen Abrasionswirkung und ihrer Quantifizierung. - Mitt. Forschungsanst. f. Schifffahrt, Wasser- und Grundbau, **54**: 22-39; Berlin.

GURWELL, B. R. (1991): Bestimmung der langfristigen Abrasion und der Sediment-schüttung von Abtragsküsten. - Wiss. Beiträge d. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald: 4-8; Greifswald.

GURWELL, B., R. (1990): Steilküstenabrasion und Sedimentbilanzierung ein quantitativer Küstenvergleich.- Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-nat. wiss. Reihe **39** (3): 49-52; Greifswald.

HABETHA, E. & RUCK, K.-W. (1953): Geologische Bestandsaufnahme: Nordwagrien Fehmarn. - Teilber. 3, Abschnitt I, WSA Kiel: 40 S. + Anh.; Kiel [unveröff.].

HARPER, J. R. (1990): Morphology of the Canadian Beaufort Sea coast.- Marine Geology, **91**: 75-91; Amsterdam.

HARTGE, K. H. & HORN, R. (1992): Die physikalische Untersuchung von Böden.- 177 S.; Stuttgart (Ferdinand Enke).

HEALY, T. R., SNEYD, A. D. & WERNER, F. (1987): First approximation sea-level dependent mathematical model for volume eroded and submarine profile development in a semi-enclosed sea: Kiel Bay, Western Baltic. - Mathematical Geology, **19**: 41-56.

HINTZ, R.A. (1955): Die Entwicklung der Schleimündung. - Meyniana, **4**: 66-77; Kiel.

HOLLER, P. (1995): Arbeitsmethoden der marinen Geowissenschaften.- 150. S; Stuttgart (Enke).

HORN, D. (1965): Zur geologischen Entwicklung der südlichen Schleimündung im Holozän.- Meyniana, **15**: 41-58; Kiel.

HUPFER, P. (1984): Die Ostsee - kleines Meer mit großen Problemen.- (4. Aufl.) 152 S.; Leipzig (Teubner).

JAKOBSEN, O. (1998): Quartärgeologischer Aufbau des Küstengebietes zwischen Damp und der Lotseninsel (westl. Ostsee).- Sonographische und granulometrische Untersuchungen zur Verteilung der Oberflächensedimente im Seegebiet zwischen Damp und der Lotseninsel (westl. Ostsee). Dipl. Arb., Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel: 66+53 S.+Anh.; Kiel [unveröff.].

JANKE, W., KLIEWE, H. & STERR, H. (1993): Holozäne Genese der Boddenküste Mecklenburg-Vorpommerns und deren künftige klimabedingte Entwicklung. - In: SCHELLNHUBER, H.-J. & STERR, H: Klimaänderung und Küste, Einblick ins Treibhaus: 137-152; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

JANNSEN, J (1997): Sedimentdynamik am Strand vor dem Schönhagener Kliff (Schleswig-Holstein).- Dipl. Arb. 2. Teil, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel: 47 S.; Kiel [unveröff.].

JENSEN, H. (1997): Quartärgeologie des Gebietes Dazendorf-Nord sowie des angrenzenden „Hohen Ufers“ von Heiligenhafen.- Dipl.-Arb. (Teil 1), Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel: 72 S. +Anh.; Kiel [unveröff.].

JOHANNSEN, A. (1980): Hydrogeologie von Schleswig-Holstein.- Geol. Jb., C 27: 3-586; Hannover.

- JONES, J. R., CAMERON, B. & FISHER, J. J. (1993): Analysis of Cliff Retreat and Shoreline Erosion: Thompson Island, Massachusetts, USA. - *Journal of Coastal Research*, **9** (1): 87-96; Fort Lauderdale.
- KABEL, C. (1982): Geschiebestratigraphische Untersuchungen im Pleistozän Schleswig-Holsteins und angrenzender Gebiete. - Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Kiel: 231 S.; Kiel.
- KABEL-WINDLOFF, C. (1986): Zur Geologie des Brodtener Ufers. - *Der Geschiebesammler*, **20** (3): 71-89; Hamburg.
- KANNENBERG, E.-G. (1951): Die Steilufer der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste. Probleme der marinen und klimatischen Abtragung.- *Schr.Geogr. Inst. Univ. Kiel*, **14/1**: 101 S.; Kiel.
- KANNENBERG, E.-G. (1952): Das Lübecker Lokal-Schriftum über das Brodtener Ufer.- *Die Küste*, **2**: 1-11; Heide in Holstein.
- KAUFHOLD, H. (1985): Geologisch-sedimentologische Untersuchungen an küstennahen Nord- und Ostseesedimenten. Vergleich unterschiedlicher Ablagerungsräume Oberflächen-sedimente und ihre Vertikalstruktur. - Diss. Math.- Nat. Fak. Univ. Kiel: 192 S.; Kiel.
- KHANDRICHE, A. WERNER, F.& ERLLENKEUSER, H. (1986): Auswirkungen der Oststürme vom Winter 1978/79 auf die Sedimentation im Schlickbereich der Eckernförder Bucht (Westliche Ostsee). - *Meyniana*, **38**: 125-152; Kiel.
- KIDSON, C., CARR, A. P.& SMITH, D. B. (1958): Further experiments using radio-active methods to detect the movement of shingle over the seabed and alongshore.- *Geographical Journal*, **124**: 210-218.
- KLIEWE, H. & SCHWARZER, K. (2000): Die deutsche Ostseeküste. - In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J.: *Physische Geographie Deutschlands* (im Druck).
- KNOLL, S. (1982): Geologisch - sedimentologische Kartierung (Seegrundkartierung) im Fehmarnsund. - Dipl. Arb., Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel: 95 S.; Kiel [unveröff.].
- KÖGLER, F.-C. & VEIT, K. H. (1973): Entnahme von Kernen aus Lockersedimenten.- *Meerestechnik*, **3**: 91-95; Kiel
- KOMAR, P.D. & SHIH, S.-M. (1993): Cliff Erosion along the Oregon Coast: A Tectonic-Sea Level Imprint Plus local Controls by Beach Processes. - *Journal Coastal Research*, **9** (3): 747-765; Fort Lauderdale.
- KÖSTER (1959): Zum Aufbau glazialer Kerbstauchungszonen. - *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* **108**: 307-356; Stuttgart.
- KÖSTER, R. (1955): Die Morphologie der Strandwall-Landschaften und die erdgeschichtliche Entwicklung der Küsten Ostwagriens und Fehmarns. - *Meyniana*, **4**: 52-65; Kiel.
- KÖSTER, R. (1958): Experimente zur glazialen Schuppung II.- *N. Jb. F. Geol. U. Pal. Mh.*: 460-467; Stuttgart.

- KÖSTER, R. (1961): Junge eustatische und tektonische Vorgänge im Küstenraum der südwestlichen Ostsee. - *Meyniana*, **11**: 23-81; Kiel.
- KRUHK, H. (1979): Sturmflut-Wetterlagen an der Ostsee im Winter 1978/79. - *Mitt. d. Leichtweiß-Institut. f. Wasserbau d. TU Braunschweig*, **65**: 323-363; Braunschweig.
- KRUMBEIN, W. C. (1936): Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments.- *J. Sed. Pet.* **6** (1): 35-47; Tulsa / Oklah.
- KUDRASS, H.-R. (1974): Experimental study of nearshore transportation of pebbles with attached algae.- *Marine Geology*, **16**: M9-M12; Amsterdam.
- LAMOE, J. P. & WINTERS, H. A. (1989): Wave energy estimates and bluff recession along Lake Michigan's southeast shore.- *Professional Geographer*, **41**: 349-358.
- LASS, H.U. & MAGAARD, L. (1995): Wasserstandsschwankungen und Seegang. - In: RHEINHEIMER, G: *Meereskunde der Ostsee*: 68 - 74; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- LIENERT, G. A. (1996). *Verteilungsfreie Methoden in der Biostatistik*. - Bd. 1 (3. Aufl.), 806 S.; Meisenheim (Anton Hein).
- McGREAL, W. S. (1979): Marine Erosion of Glacial Sediments from a low-energy Cliffline Environment near Killeel, Northern Ireland. - *Marine Geology*, **32**: 89-103; Amsterdam.
- MILKERT, D. (1994): Auswirkungen von Stürmen auf die Schlicksedimente der westlichen Ostsee. - *Berichte - Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, **66**: 153 S.; Kiel.
- NIEDERMEIER-LANGE, R & WERNER (1988): Flachseismische und sonographische Aufnahmen im Küstenvorfeld der Howachter Bucht (westliche Ostsee) und ihre glazialgeologische Interpretation. - *Senckenbergiana marit.*, **20**: 59-79; Frankfurt a. M..
- NIEDERMEIER-LANGE, R. (1985): Pleistozäner Untergrund und junge Sedimentbedeckung in der Hohwachter Bucht - ihre Genese und Wechselbeziehungen. - *Dipl. Arb. Teil 1, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*: 78 S. + Anh.; Kiel [unveröff.].
- NOTT, J. (1990): The role of subaerial processes in sea cliff retreat - a southeast Australian example.- *Z. Geomorph. N. F.*, **34** (1): 75-85; Berlin, Stuttgart.
- OTTO, W. (1952): Sedimentpetrographische Untersuchungen an der Küste der inneren Lübecker Bucht.- *Die Küste*, **2**: 45-54; Heide in Holstein.
- PARTENSCKY, H.-W., KOHLHASE, S., DAEMRICH, K.-F., SCHEFFER, H.-J. & SCHWARZE, H. (1988): Theoretische Vorstudie zur wellendämpfenden Wirkung des Riffs und zum seegangserzeugten Feststofftransport an der Westküste der Insel Sylt. - *Mitt. d. Franzius Institut f. Wasserbau u. Küsteningenieurwesen d. Univ. Hannover*, **67**: 1-134; Hannover.
- PETERSEN, M. (1952): Abbruch und Schutz der Steilufer an der Ostseeküste. - *Die Küste*, **1** (2): 100 - 152; Heide.

PRANGE, W. (1975): Gefügekundliche Untersuchungen zur Entstehung weichselzeitlicher Ablagerungen an den Steilufern der Ostseeküste, Schleswig-Holstein. - *Meyniana*, **27**: 41-54; Kiel.

PRANGE, W. (1978): Der letzte weichselzeitliche Gletschervorstoß in Schleswig-Holstein - das Gefüge überfahrender Schmelzwassersande und die Entstehung der Morphologie.- *Meyniana*, **30**: 61-75; Kiel.

PRANGE, W. (1979): Geologie der Steilufer von Schwansen, Schleswig-Holstein. - *Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein*, **49**: 1-24; Kiel.

PRANGE, W. (1987): Gefügekundliche Untersuchungen der weichselzeitlichen Ablagerungen an den Steilufern des Dänischen Wohlds, Schleswig-Holstein.- *Meyniana*, **39**: 85-110; Kiel.

PRANGE, W. (1990): Glazialgeologische Aufschlußuntersuchungen im weichselzeitlichen Vereisungsgebiet zwischen Schleswig und Kiel. - *Meyniana*, **42**: 65-92; Kiel.

PRECHT, E. (1998a): Entstehung und holozäne Entwicklung der Schleibek-Niederung, Schwansen (Schleswig-Holstein).- *Dipl. Arb. 1. Teil, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*: 65 S. + Anh.; Kiel [unveröff.].

PRECHT, E. (1998b): Sedimentverteilung und pleistozäner Untergrund im Seegebiet zwischen Fehmarn und Heiligenhafen (Kieler Bucht) nach hydroakustischen Untersuchungen.- *Dipl. Arb. 2. Teil, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*: 54 S. + Anh.; Kiel [unveröff.].

REXHÄUSER, H. (1966): Das Eozän vom "Hohen Ufer" bei Heiligenhafen. - *Ber. Naturhist. Ges.*, **110**: 23-42; Hannover.

ROBINSON, L. A. (1976): The micro-erosion meter technique in a littoral environment.- *Marine Geology*, **22**: M51-M58; Amsterdam.

ROBINSON, L. A. (1977a): Erosive processes on the shore platform of northeast Yorkshire, England.- *Marine Geology*, **23**: 339-361; Amsterdam.

ROBINSON, L. A. (1977b): The morphology and development of the northeast Yorkshire shore platform.- *Marine Geology*, **23**: 237-255; Amsterdam.

RUCK, K.-W. (1952): Seegrundkartierung der Lübecker Bucht.- *Die Küste*, **2**: 55-57; Heide in Holstein.

RUPRECHT, L. (1999): Entstehung und holozäne Entwicklung der "Lotseninsel", Naturschutzgebiet Oehe-Schleimünde.- *Dipl. Arb. 1. Teil Kartierung, Inst. für Geowiss. Kiel*: 81 S+Anh.; Kiel [unveröff.].

SACHS, L. (1992): *Angewandte Statistik. Anwendung statistischer Methoden.*- (7. Aufl.) 846 S.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

SCHLIEKER, M. (1997): Glazialgeologie des „Hohen Ufers“ bei Heiligenhafen und des angrenzenden Gebietes.- *Dipl.-Arb. (Teil 1), Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*: 60 S. +Anh.; Kiel [unveröff.].

SCHMITZ, H. (1952): Pollenanalytische Untersuchungen an der inneren Lübecker Bucht.- Die Küste, 2: 34-44; Heide in Holstein.

SCHMITZ, H. (1953): Pollenanalytische Untersuchungen bei Heiligenhafen. - Teilber. 3, Abschnitt VII, WSA Kiel: 39 S. + Anh.; Kiel [unveröff.].

SCHÖNWIESE, C. D. (1985): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler.- 231 S.; Berlin, Stuttgart (Gebr. Borntraeger).

SCHROTTKE, K. (1997): Quartärgeologische Detailkartierung des Graswarders / Heiligenhafen (Teil A). Neue Ergebnisse zur Genese der Graswardernehmung auf der Grundlage von ¹⁴C-Datierungen, Sedimentmassenbilanzierungen und Tauchbeobachtungen (Teil B). - Dipl. Arb., Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel: 68+85 S. + Anh.; Kiel [unveröff.].

SCHROTTKE, K. (1999): Neue Erkenntnisse zum Aufbau und zur Entwicklung des Nehrungssystems Graswarder bei Heiligenhafen (Westliche Ostsee). - Meyniana, 51: 95-111; Kiel.

SCHULZ, W. (1994): Strukturelle Typisierung der Steilufer an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns. - Die Küste, 56: 68 - 77; Heide.

SCHWARZER, K. (1989): Sedimentdynamik in Riffsystemem einer tidefreien Küste unter besonderer Berücksichtigung von Rippströmen. - Berichte-Reports, Geol. Paläont. Inst. Univ. Kiel, 33: 270 S.: Kiel.

SEIFERT, G. (1952): Der Aufbau und die geologische Entwicklung des Brodtener Ufers und der angrenzenden Niederungen.- Die Küste, 2: S. 15-20; Heide in Holstein.

SEIFERT, G. (1953a): Bestandsaufnahme der Steilufer an den Küsten Fehmarns und Wagriens mit dem Versuch, den Verbleib des Abbruchmaterials nachzuweisen. - Teilber. 3, Abschnitt IV, WSA Kiel: 69 S. + Anh.; Kiel [unveröff.].

SEIFERT, G. (1953b): Die postglaziale Geschichte der Warder und der Eichholzniederung bei Heiligenhafen. - Teilber. 3, Abschnitt VI, WSA Kiel: 41 S. + Anh.; Kiel [unveröff.].

SEIFERT, G. (1954): Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaus in Fehmarn, Ost-Wagriens und dem Dänischen Wohld. - Meyniana, 2: 124-190, Kiel.

SEIFERT, G. (1955a): Die postglaziale Geschichte der Warder und der Eichholzniederung bei Heiligenhafen.- Meyniana, 4: 37-51, 5 Abb.; Kiel.

SEIFERT, G. (1955b): Die Steilufer als Materiallieferanten der Sandwanderung. Versuch einer quantitativen Materialbilanz an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. - Meyniana, 4: 78-83; Kiel.

SHIH, S.-M.& KOMAR, P. D. (1994): Sediments, Beach Morphology and Sea cliff Erosion within an Oregon Coast Littoral Cell.- Journal of Coastal Research, 10 (1): S. 144-157; Fort Lauderdale, Florida.

STEPHAN, H.-J. (1971): Glazialgeologische Untersuchungen im Raum Heiligenhafen (Ostholstein). - Meyniana, 21: 67-86; Kiel.

- STEPHAN, H.-J. (1985): Exkursionsführer Heiligenhafener "Hohes Ufer". - Der Geschiebesammler, **18**: (3): 83-99; Hamburg.
- STEPHAN, H.-J. (1992): Das "Hohe Ufer" bei Heiligenhafen. In: GRUBE, F., MATTHEß, G. & FRÄNZLE, O.: "DEUQUA '92" - Exkursionsführer: 197 - 204; Kiel.
- STERR, H. (1989): Der Abbruch von Steilküsten in der südwestlichen Kieler Bucht - unter spezieller Berücksichtigung des Januarsturmes 1987. - Die Küste, **50**: 45-54; Heide.
- STERR, H. (1990): Konflikte zwischen Küstennutzung und Küstenschutz im litoralen Ökosystem: Beispiele aus der südlichen Kieler Bucht.- Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-nat. wiss. Reihe **39** (3): 52-55; Greifswald.
- STERR, H. M. (1988): Das Ostseelitoral von Flensburg bis Fehmarnsund: Formungs- und Entwicklungsdynamik einer Küstenlandschaft. - Habil. Univ. Kiel 465 S.; Kiel [unveröff.].
- SUNAMURA, T. (1983): Processes of Sea Cliff and Platform Erosion. - In: CERC Handbook of Coastal Processes and Erosion: 233-265; Boca Raton/Florida.
- SUNAMURA, T. (1992): Geomorphology Rock Coasts.- 302 S.; New York, Wiley.
- THOMAS, T. (1997): Quartärgeologische Kartierung im Bereich des Schwansener Sees.- Dipl. Arb. I. Teil, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel: 44 S.+Anh.; Kiel [unveröff.].
- THORNE, P. D. (1986): An intercomparison between visual and acoustic detection of seabed gravel movement.- Marine Geology, **72**: 11-31; Amsterdam.
- VOSS, F. (1967): Die morphologische Entwicklung der Schleimündung.- Hamburger Geogr. Stud., **20**: 169 S.; Hamburg.
- WALKER, H. J. (1991): Bluff erosion at Barrow and Wainwright, Arctic Alaska.- Z. Geomorph. N. F., **81**: 53-61; Berlin, Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- WALTHER, M. & GROSSMANN, M. (1991): Das Schönhagener "Head"-Kliff an der Ostseeküste Schwansens (Schleswig-Holstein). - Geographica - Oekologica, **4**: 1-83; Berlin.
- WALTHER, M. (1990): Untersuchungsergebnisse zur jungpleistozänen Landschaftsentwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein). - Berliner Geographische Abh., **52**: 143 S; Berlin.
- WASMUND, E. (1939): Färbung und Glaszusatz als Meßmethode mariner Sand- und Geröllwanderung. - Geol. der Meere u. Binnengewässer, **3**: 143-172; Berlin.
- WEFER, G. FLEMMING, B. & Tauchgruppe Kiel (1976): Submarine Abrasion des Geschiebemergels vor Bokniseck (Westl. Ostsee).- Meyniana, **28**: 87-94; Kiel.
- WEINHOLD, H. (1989): Untersuchungen am Ostsee-Steilufer bei Schönhagen. Landabtrag - Geologie und Ursachen; Ing. geol. Bericht. - Geol. Landesamt Schleswig-Holstein; Kiel [unveröff.].
- WILLIAMS, A. T. & DAVIES, P. (1980): Man as a geological agent: the sea cliffs of Llantwit Major, Wales, U.K.. - Z. Geomorph. N. F., **34**, 129-141; Berlin, Stuttgart.

WILLIAMS, J. J., THORNE, P. D. & HEATHERSHAW, A. D. (1989): Comparisons between acoustic measurements and predictions of the bedload transport of marine gravels.- *Sedimentology*, **36**: 973-979.

WINN, K., AVERDIECK, F.-R., ERLLENKEUSER, H. & WERNER, F. (1986): Holocene Sea Level Rise in the Western Baltic and the Question of Isostatic Subsidence. Der holozäne Meeresspiegelsanstieg in der westlichen Ostsee und das Problem der isostatischen Senkung.- *Meyniana*, **38**: 61-80; Kiel.

WRIGHT, L. W. (1970): Variation in the level of cliff/shore platform junction along the south coast of Great Britain. - *Mar. Geol.*, **9**: 347-353; Amsterdam

Tafelverzeichnis

Tafel 1:

Bild 1-4

Unterwasseraufnahmen des Seegrundes im Küstenvorfeld vor dem Schönhagener Steilufer auf dem Profil S-GP2. Dort wurde am 22.10.1997 die 3. Fotostation errichtet und anschließend gefärbte Grobsedimente in die vier Fotoquadranten ausgelegt. Die Meßstation befindet sich in 150 m Uferentfernung und -4,40 m NN.

Tafel 2:

Bild 1-4

Aufnahmen der vier Fotoquadranten am 24.11.1997 an der 3. Fotostation in Schönhagen (Profil S-GP2, Uferentfernung 150 m, -4,40 m NN).

Tafel 3:

Bild 1-4

Aufnahmen der vier Fotoquadranten am 28.01.1998 an der 3. Fotostation in Schönhagen (Profil S-GP2, Uferentfernung 150 m, -4,40 m NN).

Tafel 4:

Bild 1-4

Aufnahmen der vier Fotoquadranten am 05.04.1998 an der 3. Fotostation in Schönhagen (Profil S-GP2, Uferentfernung 150 m, -4,40 m NN).

Tafel 5:

Bild 1-4

Aufnahmen der vier Fotoquadranten am 11.09.1998 an der 3. Fotostation in Schönhagen (Profil S-GP2, Uferentfernung 150 m, -4,40 m NN).

Tafel 6:

Bild 1-4

Aufnahmen der vier Fotoquadranten am 15.12.1998 an der 3. Fotostation in Schönhagen (Profil S-GP2, Uferentfernung 150 m, -4,40 m NN).

Tafel 7:

Bild 1:

Einsatz des Flachwassermeßgerätes SeaPac 2100 am 26.09.1996 vor dem Schönhagener Steilufer (Profil S-GP2, -2,6 m NN). Das Gerät hängt in einem fest am Untergrund installierten Gestell. Der Marsh McBirney ist landwärts ausgerichtet. Am rechten unteren Bildrand ist ein Meßpflock zu sehen, der die 50 m-Meßstation markiert.

Bild 2:

Blick von der Kliffoberkante auf das Profil S-GP2 in Schönhagen. Die weiße Boje markiert die Lage des Flachwassermeßgerätes SeaPac 2100 in 50 m Uferentfernung.

Bild 3:

Blick von der Kliffoberkante auf den Vorstrand im Bereich des Profils S-GP2 am 24.01.1998. Die Aufnahme zeigt Wellenanlauf aus nordöstlichen Richtungen bei einer Windstärke von Bft 7. Die Brecherzone hat sich bis auf den schmalen Strand hinaus landwärts verlagert. Der Kliffuß bzw. Kliffhaldenfuß unterliegt einer verstärkten hydrodynamischen Belastung.

Bild 4:

Blick von der Kliffoberkante auf den Vorstrand im Bereich des Profils S-GP2 am 24.01.1998 (Bilderklärung siehe Bild 3).

Bild 5:

Blick von der Kliffoberkante auf das Schönhagener Küstenvorfeld vor dem Steilufer am 31.01.1998 nach einem Starkwindereignis aus nordöstlicher Richtung der Windstärke Bft 7. Deutlich zu erkennen ist die ufernahe Sedimenttransportzone mit Suspensionsfracht. Der Wasserstand ist deutlich erhöht.

Tafel 8:

Bild 1:

Einsatz des Abrasionsmeßtisches an der 1. Schönhagener Meßstation am 26.09.1996 (Profil S-GP2, 27 m Uferentfernung, -1,7 m NN). Zu erkennen sind die in den anstehenden Untergrund eingetriebenen Stützbeine, auf denen der Tisch aufgelegt wurde. An den einzelnen Meßstäben sind Auftriebskörper befestigt, um ein Abknicken beim Transport des Tisches zu verhindern. An der Meßstation befand sich zur Aufmessung kein Lockersediment.

Bild 2:

Abrasionsmeßtisch von der Seite fotografiert (rote Pfeile markieren die Lage der Stützbeine). Die Aufnahme wurde am 11.09.1998 an der 5. Schönhagener Meßstation gemacht (Profil S-GP2, Uferentfernung 225 m, -4,60 m NN).

Bild 3:

Abrasionsmeßtisch am 26.09.1996 an der 1. Schönhagener Meßstation (Profil S-GP2, 27 m Uferentfernung, -1,7 m NN). Zu erkennen sind: die Wasserwaage (im Bildmittelpunkt), die Meßprofile und ein zur Aufmessung positionierter Meßstab.

Bild 4:

Blick auf die 4. Abrasionsmeßstation in Brodten. Diese befindet sich in einer Uferentfernung von 299 m und -4,20 m NN). Die Aufnahme wurde am 07.02.1998 nach einem Sturmereignis gemacht. Die Lage der jeweiligen Stützbeine ist mit einem roten Pfeil markiert.

Bild 5:

Das Bild zeigt die 1. Fotostation im Schönhagener Küstenvorfeld am 22.10.1997 nach der Auslegung gefärbter Grobsedimente (Profil S-GP5, Uferentfernung 100 m, ca. -3,3 m NN).

Bild 6:

Detailaufnahme des linken oberen Fotoquadranten der 1. Fotostation auf dem Schönhagener Profil S-GP5 direkt nach der Auslegung der gefärbten Grobsedimente am 22.10.1997 (100 m Uferentfernung, -3,3 m NN).

Bild 7:

Aufnahme der Fotostation in Brodten (300 m Uferentfernung, -4,2 m NN). Die Auslegung der gefärbten Grobsedimente erfolgte am 01.12.1997. Die Aufnahme wurde am 10.12.1997 gemacht. Es ist bereits deutlich zu erkennen, daß Tracer die Fotoquadranten bereits verlassen und sich landwärts bewegt haben. Der weiße Pfeil markiert den Meßpflock.

Bild 8:

Die Fotostation in Brodten am 07.02.1998 nach einem Starkwindereignis. Es sind keine gefärbten Grobsedimente mehr auffindbar. Im Bereich der Station befinden sich Kiese und Steine, die zur Aufnahme am 10.12.1997 (s. Tafel 8, Bild 7) noch nicht dort lagen. Der weiße Pfeil markiert den Meßpflock.

Tafel 9:

Bild 1:

Das Bild zeigt küstennormal verlaufende Geschiebemergelrücken im Schönhagener Küstenvorfeld (Profil S-GP1). In den 2 m breiten Rinnen wird der anstehende Seegrund meist von Lockermaterial bedeckt.

Bild 2:

Die Flanken der Schönhagener Geschiebemergelrücken sind teilweise durch Kolkungen stark konkav eingewölbt wie auf dem Foto vom 16.12.1996 zu sehen ist (Profil S-GP1, 200 m Uferentfernung, -4,6 m NN). Bohrmuscheln besiedeln die Geschiebemergeloberfläche (s. Löcher).

Bild 3:

Das Bild zeigt die typische, stark gerundete morphologische Ausformung eines isolierten Geschiebemergelrückens im Brodtener Küstenvorfeld (Profil B-GP2 ca. 250 m Uferentfernung und -2,7 m NN).

Bild 4:

Küstennormal verlaufende Geschiebemergelrücken im Brodtener Küstenvorfeld (Profil B-GP2, 200 m Uferentfernung, -3,0 m NN). Die Rücken sind deutlich abgerundet. Die Rinnen sind dort teilweise über 5 m breit und von einer geringmächtigen Lockersedimentauflage bedeckt. Kluftflächen verlaufen senkrecht zum Streichen dieser morphologischen Strukturen mit einem Einfallswinkel von ca. 45°.

Tafel 10:

Bild 1:

Das Bild zeigt organogene Ablagerungen, d.h. Torfe und Gytjen, die im Schönhagener Küstenvorfeld vor der Schwansener Niederung in ca. 300 m Uferentfernung und ca. -3,5 m NN großflächig austreichen.

Bild 2:

Diese Aufnahme wurde im Schönhagener Küstenvorfeld vor der Schleibek Niederung gemacht. Zu erkennen sind bis zu 1 m mächtige Torfablagerungen mit steilen Abbruchkanten, die unmittelbar dem anstehenden Geschiebemergel aufliegen und so als kleine submarine Hochlagen morphologisch in Erscheinung treten. Solche Strukturen behindern den Sedimenttransportes (ca. 300 m Uferentfernung und -4,2 mNN).

Bild 3:

Großflächige, stark reliefierte Torfablagerungen gestalten die Seegrundoberfläche vor der Eichholzniederung in Heiligenhafen (Profil H-GP2, 25 m Uferentfernung, -1,3 m NN). Bis zu 70 cm tiefe Rinnen durchziehen diese limnischen Ablagerungen.

Tafel 11:

Bild 1:

Im Bereich der Heiligenhafener Nahtstelle (Profil H-GP2) verlaufen mobile Transportbänder, auf denen hauptsächlich Grobsedimente der Fraktionen > 6 cm nahezu küstenparallel verfrachtet werden (Uferentfernung ca. 160 m und -1,2 m NN).

Bild 2:

Die Aufnahme wurde im Schönhagener Küstenvorfeld in 150 m Uferentfernung und -2,5 m NN am luvseitigen Fuß des dortigen Sandriffes gemacht. Das Sandriff wurde im Winter 1996 in Folge eines Starkwindereignisses um ca. 10 m landwärts verlagert. Der Meßpflock, der zu Beginn der Meßkampagne 30 cm über der Sedimentoberfläche herausragte, hatte zur Aufnahme am 16.12.1996 eine Länge von 76 cm.

Bild 3:

Ein in Heiligenhafen typisch ausgeformter Geschiebemergelrücken (300 m Uferentfernung, -4,4 m NN, Profil H-GP2, 15.09.1997). Deutlich zu erkennen sind die Wohnbauten (Löcher) der Bohrmuscheln.

Bild 4:

Diese Aufnahme zeigt den teilweise deutlich strukturierten Seegrund in Heiligenhafen (Profil H-GP2, 325 m Uferentfernung, -4,50 m NN). Dort ist Kreidemergel (untere Bildhälfte) mit Tarrastonen (obere Bildhälfte) verschuppt.

Tafel 12:

Bild 1:

Die 2. Heiligenhafener Abrasionsmeßstation in 95 m Uferentfernung und -2,5 m NN. Die Aufnahme wurde am 26.11.1997 nach einem Starkwindereignis aufgenommen. Deutlich zu erkennen sind die teilweise über 25 cm großen, gut gerundeten Gerölle, die das Anstehende überlagern. Die Lage der Stützbeine ist mit roten Pfeilen markiert.

Bild 2:

Die 2. Heiligenhafener Abrasionsmeßstation in 95 m Uferentfernung und einer Wassertiefe von -2,5 m NN am 14.04.1998. Die Meßstation ist von Riffsanden bedeckt. Die Lage der Stützbeine ist mit roten Pfeilen markiert.

Bild 3:

Die 2. Heiligenhafener Abrasionsmeßstation in 95 m Uferentfernung und -2,5 m NN am 15.09.1997. Die Meßstation ist von Riffsanden bedeckt, die zur Aufmessung vorsichtig entfernt werden mußten. Die Lage der Stützbeine ist mit roten Pfeilen markiert.

Bild 4:

Die 3. Brodtener Abrasionsmeßstation auf einem Geschiebemergelrücken am 27.05.1998 (Profil B-GP3, Kliff, Uferentfernung 127 m, -2,6 m NN). Die Lage der Stützbeine ist mit roten Pfeilen markiert.

Bild 5:

Geschiebemergelrücken im Schönhagener Küstenvorfeld am 19.07.1998 in ca. 300 m Uferentfernung und -5 m NN (Umfeld des Profils S-GP1). Deutlich zu erkennen ist die Anlösung der Geschiebemergeloberfläche, das Abgleiten des angelösten Materials an den Flanken und die Akkumulation in Form von Schuttkegeln.

Tafel 13:

Bild 1:

Oberfläche eines Geschiebemergelrückens im Schönhagener Küstenvorfeld am 15.08.1996 (Profil S-GP1, 300 m Uferentfernung, -4,9 m NN). Die Oberfläche ist durch die Bohrtätigkeit von Bohrmuscheln stark zergliedert.

Bild 2:

Oberfläche eines Geschiebemergelrückens in Heiligenhafen auf dem Profil H-GP2 am 15.09.1997 (300 m Uferentfernung, -4,4 m NN). Deutlich zu erkennen sind die Wohnbauten (Löcher) der Bohrmuscheln.

Bild 3:

Seegrund im Schönhagener Küstenvorfeld auf dem Profil S-GP2 in 160 m Uferentfernung und -4,40 m NN. Der anstehende Seegrund ist durchlöchert und von geringmächtigen Hungerrippeln sporadisch überdeckt. Die Löcher werden von kleinen Sedimentanhäufungen umgeben, die von Bohrorganismen aus den Löcher gedrückt worden sind.

Bild 4:

Oberfläche eines Geschiebemergelrückens in Brodten auf dem Profil B-GP3 am 07.02.1998 (150 m Uferentfernung, -3,30 m NN). Deutlich zu erkennen sind die Wohnbauten (Löcher) der Bohrmuscheln. Teilweise ragen die Schalen aus den Löchern heraus.

Tafel 7

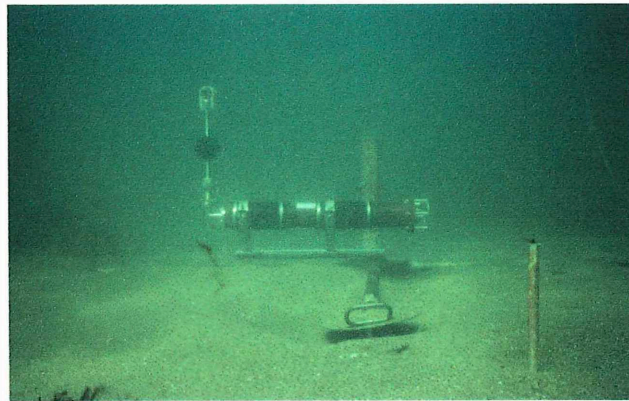


Bild 1



Bild 2

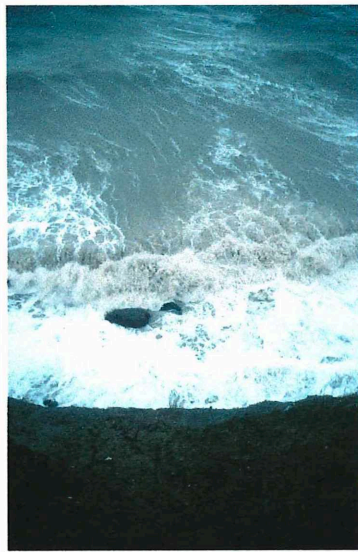


Bild 3

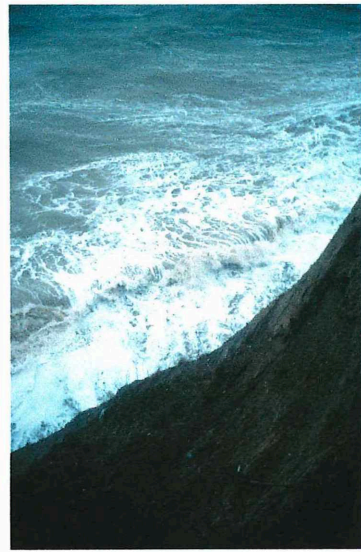


Bild 4



Bild 5



Bild 1

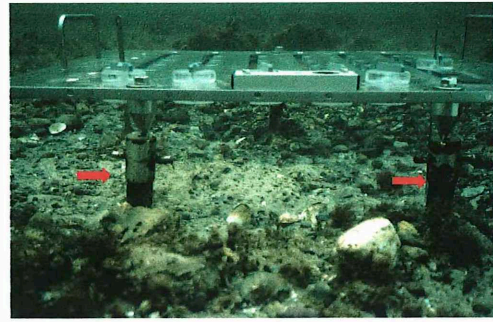


Bild 2

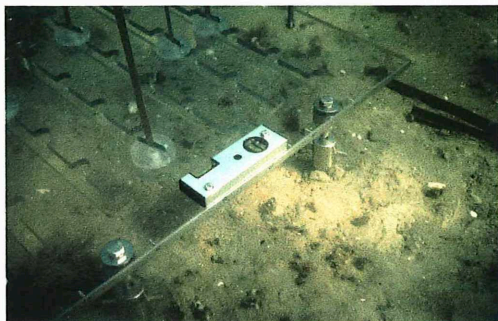


Bild 3

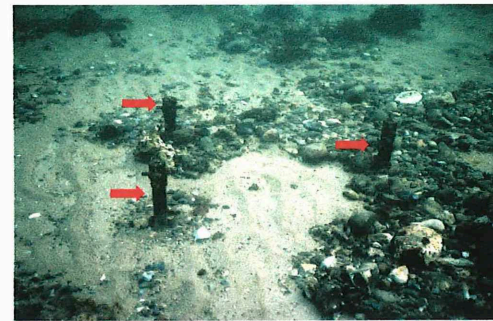


Bild 4

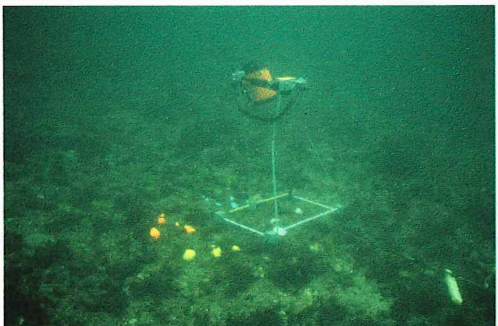


Bild 5

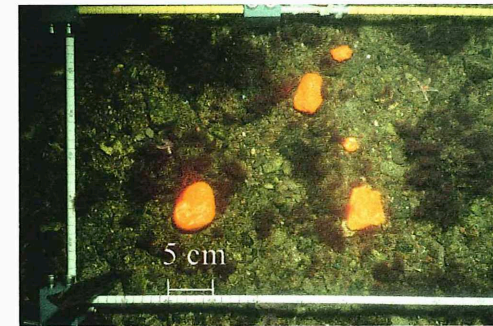


Bild 6

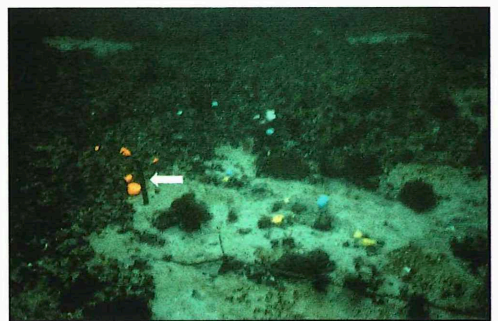


Bild 7

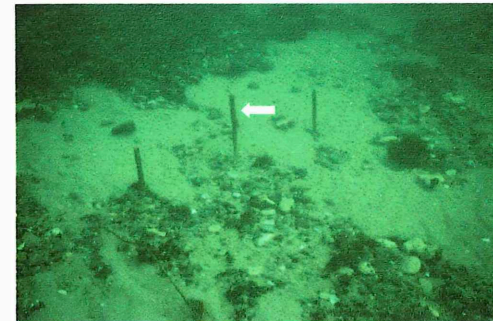


Bild 8

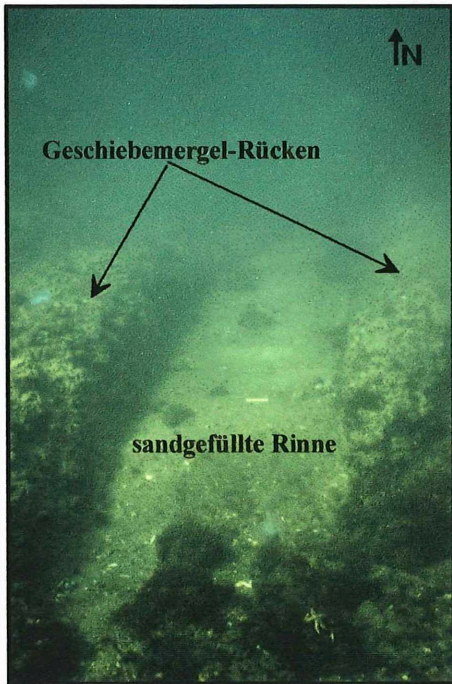


Bild 1

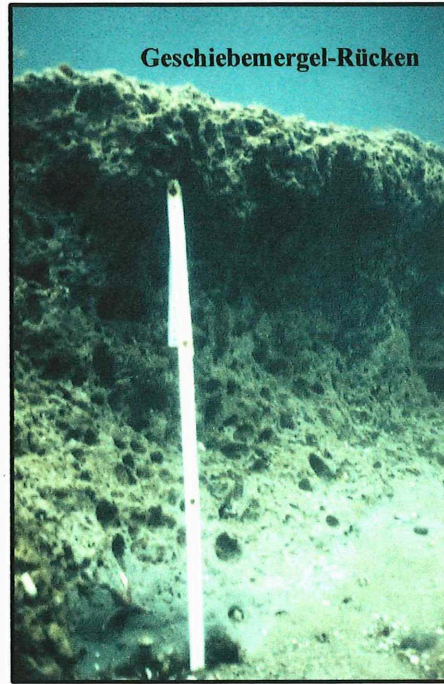


Bild 2

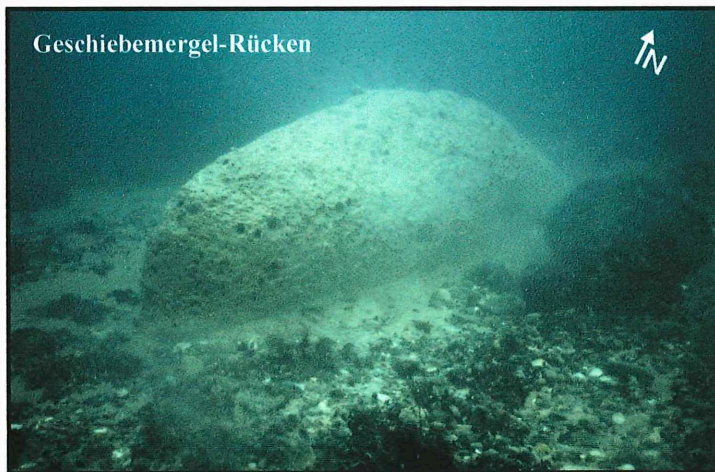


Bild 3

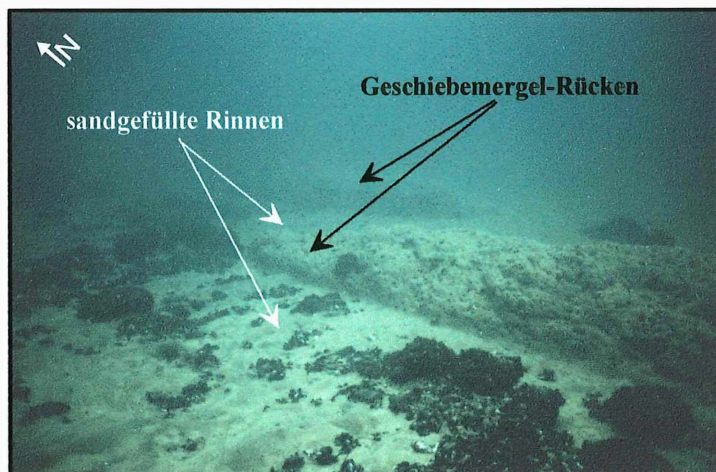


Bild 4

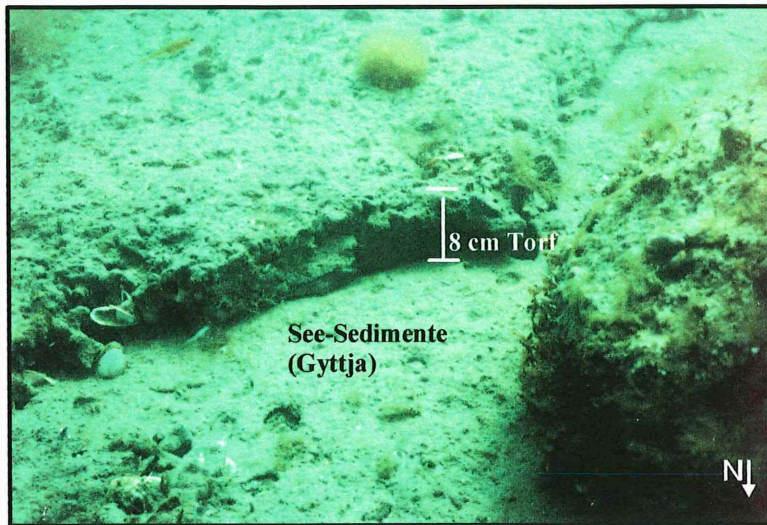


Bild 1

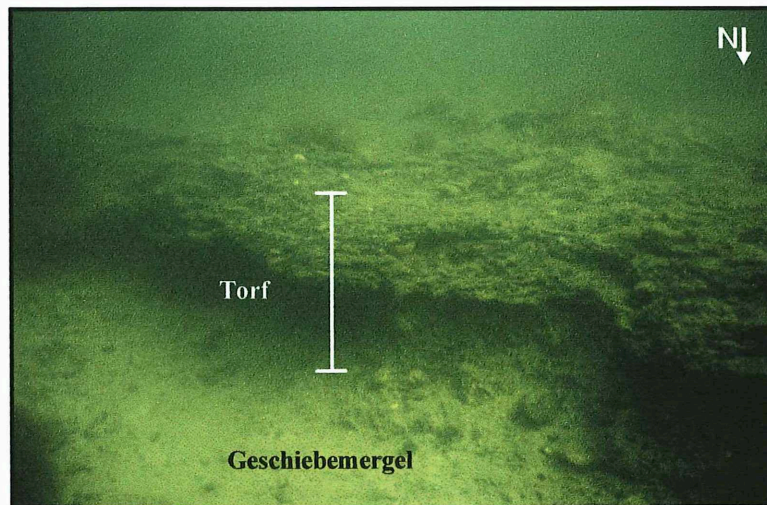


Bild 2

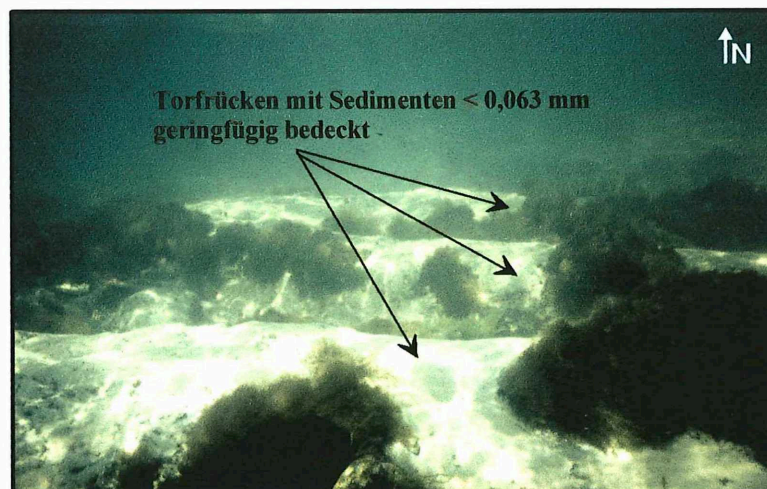


Bild 3

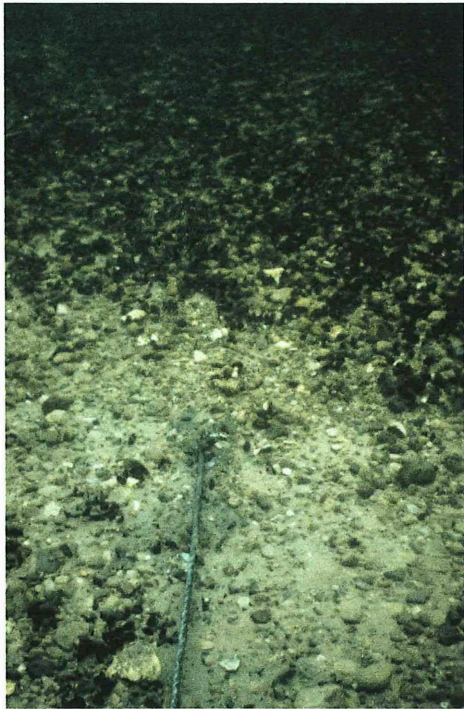


Bild 1

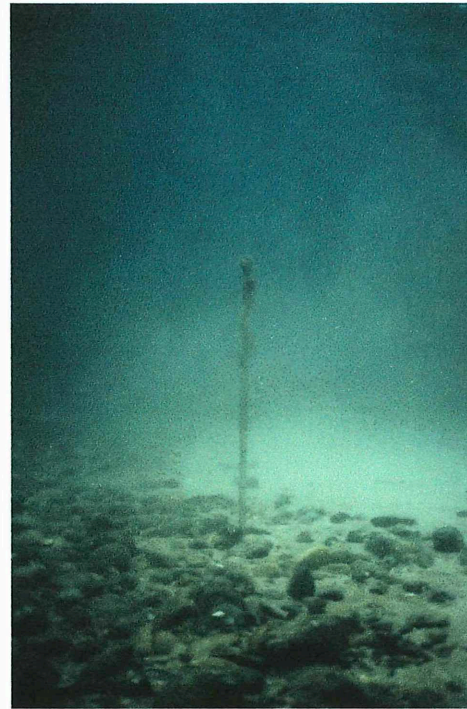


Bild 2

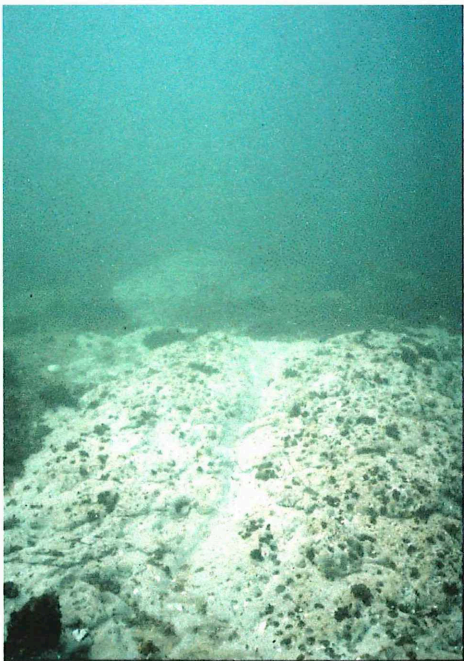


Bild 3



Bild 4

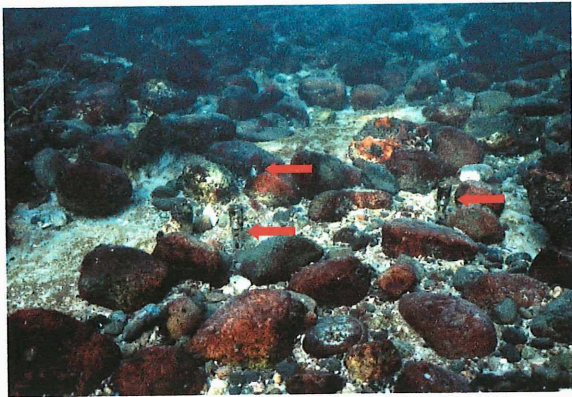


Bild 1

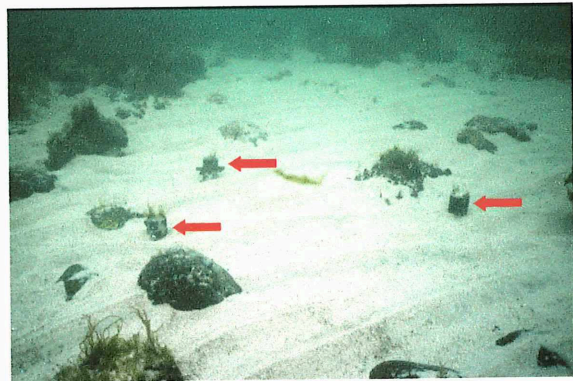


Bild 2

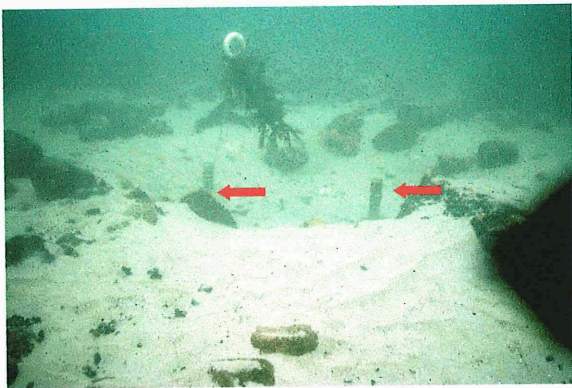


Bild 3

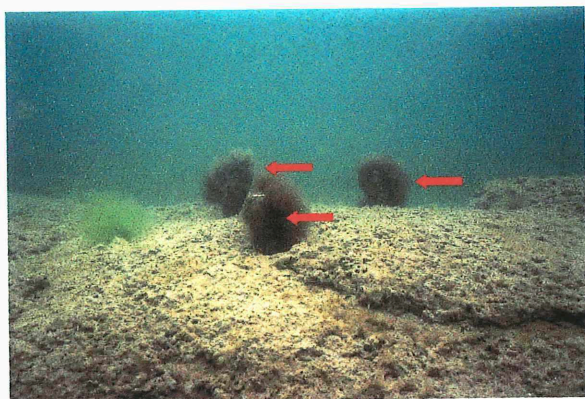


Bild 4

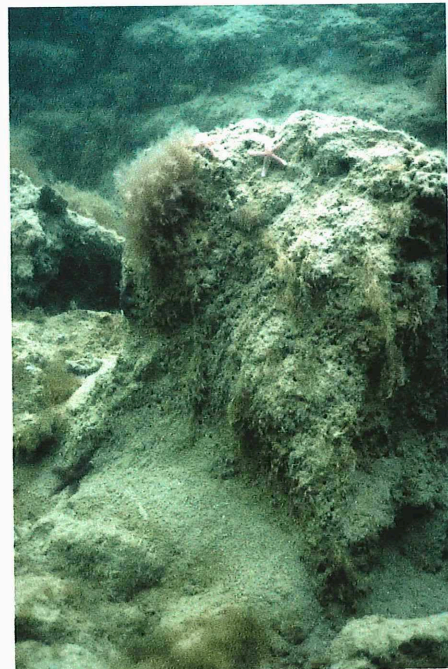


Bild 5

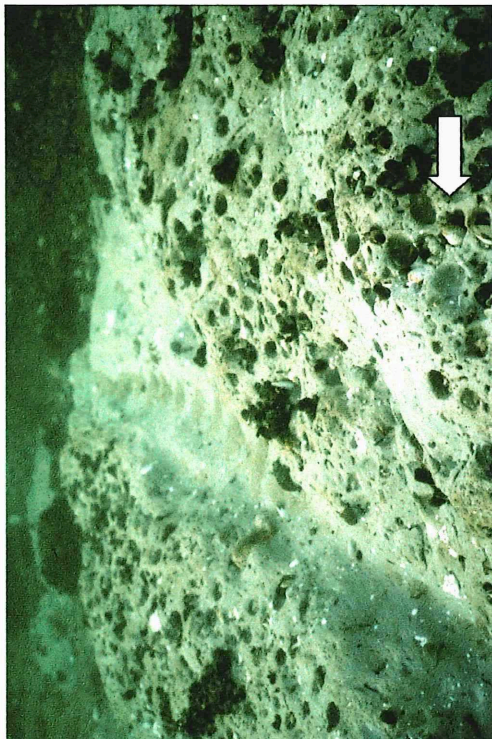


Bild 2

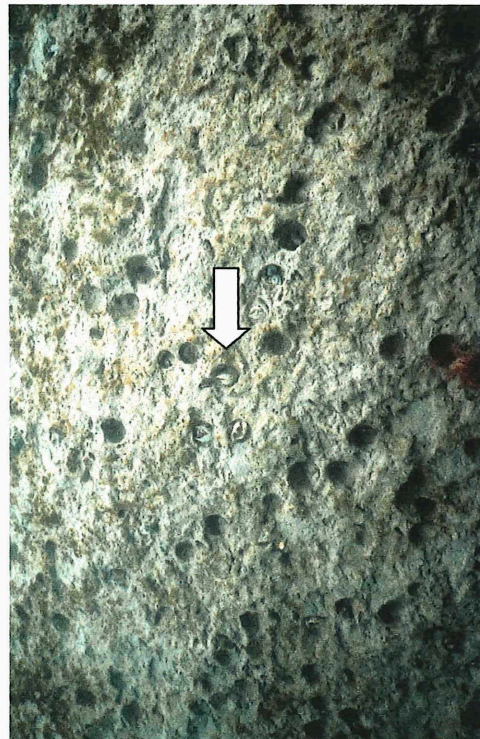


Bild 4

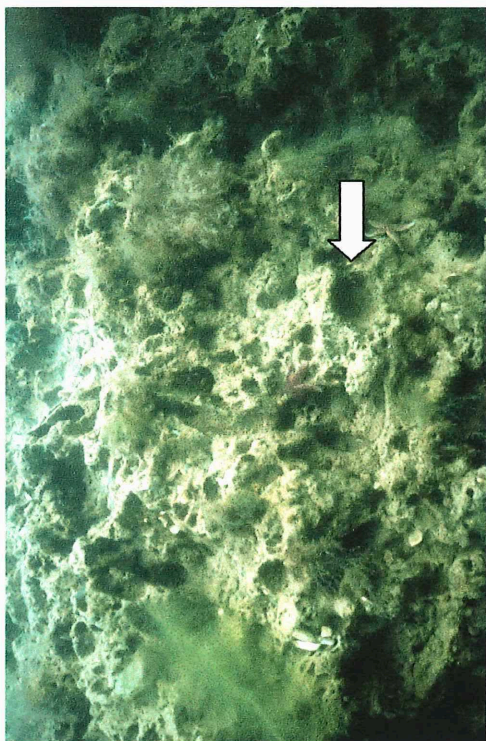


Bild 1

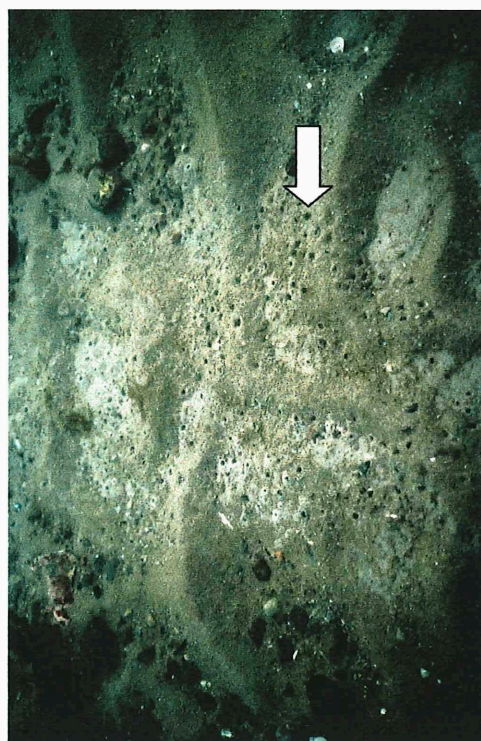


Bild 3