

Der Abbruch von Steilküsten in der südwestlichen Kieler Bucht – unter spezieller Berücksichtigung des Januarsturms 1987

Von HORST STERR

Zusammenfassung

Im Rahmen eines seit mehreren Jahren laufenden Forschungsprogramms zur Steilküstenentwicklung in der Kieler Bucht konnten im Januar 1987 auch die morphologischen Auswirkungen eines stärkeren Sturmhochwassers beobachtet werden. Während die Dauer sowie die Wasserstands- und Seegangsentwicklung dieses Ereignisses in etwa mit den vorhergehenden Jahrhestürmen (1954 bzw. 1978/79) vergleichbar waren, blieben die Kliffabbrüche und Sturmschäden hinter denen der früheren Ereignisse zurück (z. B. Kliffrückgang bei Krusendorf im Januar 1987 → 2,6 m, Silvester 1978/79 → 4,8 m). Dies wird u. a. auf den Dämpfungseffekt der während des Sturms einsetzenden Meereisbildung zurückgeführt. Letztere ließ vor den meisten Steilufern der Kieler Bucht zum Zeitpunkt der stärksten Brandung eine schützende Eisbarriere entstehen. Insgesamt verläuft die Entwicklung des Steiluferrückgangs zyklisch: Die während extremer Seegangereignisse bewirkten Abbruchraten übertreffen die durchschnittlichen Beträge um etwa eine Zehnerpotenz. Für eine allgemeine Beschleunigung des Steiluferrückgangs in den letzten Jahrzehnten müssen aber auch anthropogene Einflüsse (Wasserbauten etc.) verantwortlich gemacht werden.

Summary

During the past 5–6 years, the cliffs in Kiel Bay, south-western Baltic Sea, have been under close observation in order to study rates and causes of local cliff retreat. In January 1987, an extraordinary 4-day storm surge occurred whose morphological influence on the cliffs could be evaluated in detail. Duration, wave characteristics and change in water level (about 1.6 m above mean) were similar to those of two previous strong storms. However, cliff retreat and general coastal damages were less than during the earlier events (a retreat of 2.6 m in January 1987 vs. 4.8 m during New Year's 1978/79 at the Krusendorf cliff). The reason for the moderate damage in this late storm was the build natural up of sea ice during the prime time of the storm surge and a subsequent construction of ice barriers at the toe of most of the cliffs. In general, the course of cliff retreat appears to be cyclic: during extreme storms retreat rates surpass those in „normal“ years by an order of magnitude. In the periods between strong storms, the lower wave energy is often consumed by removing the loose debris at the cliff foot. Recent acceleration of cliff retreat, as observed over the past few decades, is also believed to result from man-made impact such as artificial structures on the shore front which change currents, the sedimentary balance etc. in the nearshore morphodynamic system.

Inhalt

1. Einleitung	46
2. Morphodynamik der regionalen Steiluferentwicklung	46
2.1 Steuerungsfaktoren und Prozesse der marinen Kliffabration	47
2.2 Zeitliche Tendenzen des lokalen Küstenrückgangs	51
3. Das Sturmhochwasser vom Januar 1987 und seine morphologische Wirkung	53
3.1 Die Situation von Steilufern und Strandbereich vor dem 9. 1. 1987	54
3.2 Morphodynamik und Hydrodynamik des Hochwassers vom 9. 1.–13. 1. 1987	55
3.3 Die Entwicklung der Steilufer nach dem 13. 1. 1987	60

4. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	62
5. Schriftenverzeichnis	63

1. Einleitung

Die Morphologie der Küstenlandschaft im Bereich der südwestlichen Ostsee und speziell der Kieler Bucht ist charakterisiert durch den Wechsel von Steilufern und flachen Strandwallabschnitten. Erstere entstanden überall dort, wo höher aufragende Ablagerungen der letzten (= Weichsel-) Eiszeit, meist Grund-, Rand- oder Endmoränenrücken, von den Wellen der Ostsee erreicht und abgeschnitten wurden. Seit dem Zeitpunkt ihrer ursprünglichen Herausbildung werden diese Kliffküsten sowohl durch marine als auch durch subaerische Prozesse kontinuierlich weitergeformt und dabei allmählich zurückverlegt (KANNENBERG, 1951; PETERSEN, 1952; STERR, 1985). Dies gilt zumindest für die sog. „aktiven“ Steilufer, die noch etwa 55 km der schleswig-holsteinischen Ostseeküste einnehmen, während ca. 50 km ehemaliger Abbruchküste inzwischen „inaktive“ Kliffs aufweisen.

Nach den bekannten Untersuchungen von KANNENBERG (1951) wichen die Abbruchsteilufer Schleswig-Holsteins im Zeitraum von 1875 bis 1950 um durchschnittlich 0,22 m/Jahr zurück, wobei jedoch die Rückgangsraten einzelner Kliffabschnitte zwischen 0,05 und 0,8 m/J. variieren. Anhand ausgedehnter Geländestudien und durch Auswertung neuer Karten- und Luftbildunterlagen konnten für ausgewählte Steiluferbereiche wertvolle Erkenntnisse über Art und Geschwindigkeit des Küstenrückgangs in den letzten Jahrzehnten bzw. Jahren gewonnen werden (STERR, 1985; KLUG, STERR u. BOEDEKER, 1988). Dabei wurde auch der Frage nach der relativen Bedeutung mariner Abrasionswirkung gegenüber subaerischer Abtragung, die seit langem kontrovers diskutiert wird (PETERSEN, 1952), verstärkte Aufmerksamkeit gewidmet. Nach drei Beobachtungsjahren mit geringer mariner Formungsdynamik (1983–1986) konnte nun im Januar 1987 ein Sturmflutereignis, das dem Silvestersturm von 1978/79 ähnlich war (KRUHL, 1979; EIBEN 1989), beobachtet und hinsichtlich seiner morphologischen Wirkung auf die Steiluferentwicklung interpretiert werden. Der folgende Bericht faßt die vorläufigen Erkenntnisse aus vergleichenden Kliffaufnahmen bei Todendorf, Surendorf-Krusendorf, Waabs, Boknis und Schönhagen vor und nach dem Sturm vom 9.–13. Januar 1987 zusammen.

2. Morphodynamik der regionalen Steiluferentwicklung

Die Herausbildung von Kliffs entlang der Kieler Bucht begann mit der Abschwächung des postglazialen Meeresspiegelanstiegs vor ca. 5000–6000 Jahren, als die Brandung der Ostsee die Küstenvorsprünge anzuschneiden begann. Durch die marine Abrasion im Bereich des Klifffußes entstanden Steilhänge im anstehenden Geschiebemergel, deren unzureichende Standfestigkeit rasch zu weiterer Umformung und Rückverlegung durch subaerische Hangabtragung führte. Die daraus resultierenden Massenbewegungen am Kliff greifen sowohl direkt – durch Entstehung eines schützenden Hangschuttfächers – als auch indirekt über die Reduzierung der Strömungs- und Transportenergie steuernd in das dynamische System des Kliffrückganges ein (Abb. 1a) (MCGREAL, 1979a; STERR, 1985). Solange Hangschuttablagerungen den Kliffuß schützen, dominieren am Steilhang Denudationsprozesse über marine Abtragungskräfte. Da jedoch bei einem andauernden Meeresspiegelanstieg von ca. 15–20 cm/Jhd. auch der küstennahe Meeresboden vor den Steilufern allmählich tiefer gelegt wird, sind

v. a. die seewärts vorspringenden, d. h. besonders exponierten, Kliffabschnitte weiterhin intensiver Wellenwirkung ausgesetzt (STERR, 1987). Diese marinen Kräfte beherrschen noch weitgehend die Uferentwicklung entlang der sog. Außenküsten (z. B. Todendorf, Boknis, Schönhagen), während im Inneren von Buchten die Tendenz zum Küstenausgleich bereits weiter vorangeschritten ist (z. B. Eckernförder und Hohwacher Bucht).

Der Kliffrückgang ist insofern als ein komplexes morphodynamisches Wirkungsgefüge zu verstehen, in das lithologische, marine, atmosphärische, morphologische und in neuerer Zeit verstärkt auch anthropogene Parameter steuernd eingreifen (vgl. Abb. 1b und Tab. 1).

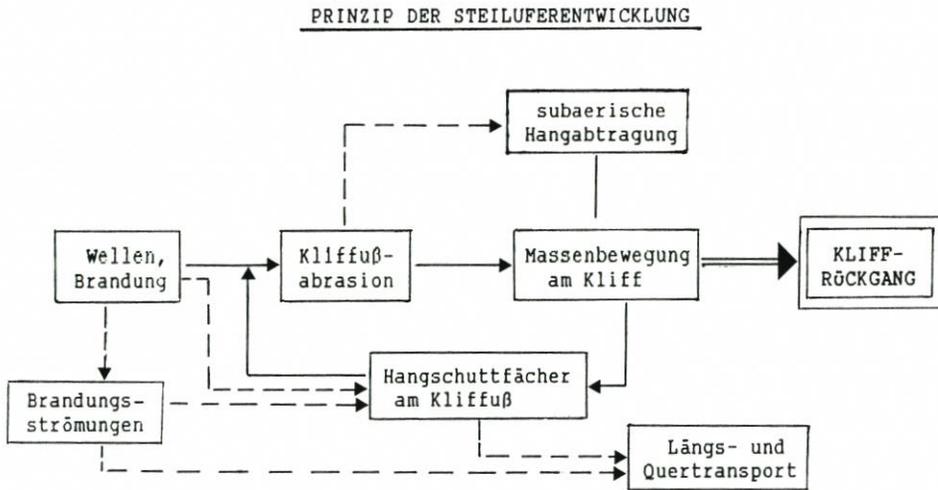


Abb. 1: Geomorphologisches System der Kliffküste: Entstehung und Veränderung

Abb. 1a: Prinzip der Steilküstenentwicklung

2.1 Steuerungsfaktoren und Prozesse der marinen Kliffabration

Langfristig betrachtet, spielt für die Abtragung aller Meereskliffs das Verhältnis der Angriffskraft von Wellen und Brandung zur Widerstandskraft des Kliffmaterials die ausschlaggebende Rolle. Im Bereich der Kieler Bucht variiert dieser Faktor sowohl zeitlich wie räumlich in Abhängigkeit von den besonderen lokal-typischen Einflußgrößen, die sich in drei Gruppen zusammenfassen lassen, nämlich

- 1) die örtlich zu erwartende Wellenwirkung an einzelnen Kliffabschnitten,
- 2) die diese Wellenwirkung fördernde oder hemmende Topographie des Strands bzw. Vorstrands vor dem jeweiligen Steilufer,
- 3) die Verringerung mariner Abtragung aufgrund der lokalen Kliffresistenz bzw. eines schützenden Hangschuttmantels (Abb. 1a).

Die Hydrodynamik der Kieler Bucht, eines weitgehend abgeschlossenen Meeresbeckens, ist insgesamt von relativ niedrigen Energiespektren gekennzeichnet (vgl. Beitrag Eiben in diesem Heft; DETTE u. STEPHAN, 1979). In direkter Abhängigkeit zur statistischen Häufigkeit signifikanter Wellenhöhen und -perioden können Werte für die sog. morphologische Wellenwirkung an einzelnen Uferabschnitten theoretisch ermittelt werden (STERR, 1987). Die hydrodynamische Wirkung der Ostwinde resultiert aber nicht nur in einer Belebung der

Tabelle 1. Kliffabbruch in der Kieler Bucht und die ihn steuernden Einflußgrößen

Kliffabschnitt (Länge in km)	Exposition / Verlauf: vor- springend=1 geradlinig=0	effektiver Fetch (km)	1) theoret. Wellen- wirkung V_{wP}	Vorstrand- neigung bis -4mN (Sandriff)	mittlere Strand- breite	mittlere Strand- höhe	mittl. Kliff- höhe	2) Geschiebemergel- Beschaffenheit/ Schierfestigkeit (kp/cm ²)	Besonderheiten/ anthropogene Beeinflussung	3) Rückgang 1875-1950 (m/Jahr)	4) Rückgang a) 1960-84 b) 1984-86
Todendorf (1,5 km)	NNE 0	55 km	3300	2,0° schmales Riff	14 m	0,95 m	10 m	heterogener Gm (0,2-0,6)	BW-Anlage; veränder- ter Oberflächen und Grundwasserabfluß	0,30 m/J	a) 0,65 m/J b) -----
Stohl (2 km)	NE 0	65 km	4300	1,0-1,4° breites Riff	18 m	1,25 m	19 m	leichter über mächtigem und dichtem Gm(1,2)	intensive Feld- drainage	0,25 m/J	a) 0,33 m/J b) 0,50 m/J
Krusendorf (0,6 km)	N 0	10 km	600	0,8° zwei Riffe	11 m	0,80 m	14 m	leichter über dichtem Gm (0,9)	Lee-Erosion durch TVA-Surendorf; Felddrainage	0,12 m/J	a) 0,60 m/J b) 0,47 m/J
Waabs (1,3 km)	ESE 1	22 km	1100	1,5-2,3° mittelbreites Riff	15 m	1,15 m	16 m	Gm durchsetzt mit Sand- und Kies (0,4-0,8)	vereinzelte Feld- drainage	0,25 m/J	a) 0,42 m/J b) 0,45 m/J
Boknis (2 km)	E-SE 1	45 km	2500	3,0° schmales Riff	10 m	0,75 m	4,5 m	leichter über (dünnem)dichtem Gm. (0,7)	vereinzelte Feld- drainage	0,32 m/J	a) 0,68 m/J b) 0,55 m/J
Schönhagen (1,5 km)	E 1	90 km	5800	4,6° kein Riff	10 m	0,70 m	11 m	leichter, etwas sandiger Gm (0,6)	vereinzelte Feld- drainage	0,46 m/J	a) 0,82 m/J b) 0,65 m/J

1) Werte nach dem theoretischen Abrasionsmodell von Sterr (1987)

2) Werte nach Ruck (1979) bzw. eigenen Handpenetrometermessungen

3) Werte nach Kartenauswertungen und Vermessungen von Kannenberg (1951)

4) Werte nach Küstenplänen und Luftbildern (a) bzw. eigenen Messungen (b)

Brandungsaktivität, sondern auch in einer – windstaubedingten – Wasserstandserhöhung (= Beckeneffekt), wodurch das Brechen der Wellen insgesamt weiter landeinwärts erfolgt (DETTE u. STEPHAN, 1979). Häufig gelangen erst durch diesen Pegelanstieg Wellen und Schwall über den Strandhang in den Bereich des Klifffußes und vermögen dort ihre abrasive Wirkung zu entfalten (Abb. 1b).

Ein Vergleich der untersuchten Kliffstrecken in Tab. 1 zeigt, daß bei einer generellen N bis E gerichteten Uferexposition die zu erwartende Wellenwirkung (V_B^3P entspricht der Häufigkeit einer kritischen Orbitalgeschwindigkeit am Meeresboden in Relation zur Wassertiefe) theoretisch u. a. von der jeweiligen Fetchlänge abhängt. Betrachtet man jedoch gleichzeitig die durchschnittlichen Beträge des Küstenrückgangs, die von KANNENBERG (1951) für den Zeitraum 1872–1950 recht genau registriert wurden, so werden einige Differenzen zwischen hydrodynamisch zu erwartender und tatsächlicher Abrasionsleistung deutlich: für das Steilufer von Stohl z. B. errechnet sich bei einem Fetch von 65 km der – nach Schönhagen – zweithöchste Wert für V_B^3P (= 4300), doch zeigt dieses Kliff eine relativ geringe Rückgangsrate, nämlich die gleiche wie das Kliff von Waabs (V_B^3P = 1100). Dagegen ist die Rückgangsrate für Todendorf – trotz wesentlich niedrigerer theoretischer Wellenwirkung als vor Stohl – die zweithöchste aller Untersuchungsabschnitte.

Es ist daher anzunehmen, daß diese Unterschiede in Zusammenhang stehen mit örtlich wechselnden topographischen und lithologischen Gegebenheiten der Kliff- und (Vor-)Strandbereiche (MCGREAL, 1979b, 1979c).

Kausale Verknüpfung der Rückgangsraten bestehen mit Strandbreite, Strandhöhe, Vorstrandneigung und -topographie einerseits sowie Kliffhöhe und -beschaffenheit andererseits. Aus einer Analyse der wichtigsten signifikanten Einzelparameter (vgl. Tab. 1) lassen sich – unter Berücksichtigung der örtlichen Besonderheiten bzw. anthropogenen Beeinflussung – folgende morphodynamischen Gesetzmäßigkeiten für die Steiluferentwicklung in der Kieler Bucht ableiten:

- Nur Starkwinde aus dem Sektor N bis SE entfalten vor den entsprechend exponierten Küstenstrecken einen energiereichen Seegang und morphologisch wirksamen Anstieg des Wasserspiegels mit der Konsequenz des fortschreitenden Uferrückgangs (Tab. 1).
- Allen aktiven Kliffs vorgelagert sind Abrasionsflächen, deren oberste Bereiche den sedimentbedeckten Strandhang darstellen.
- Mit wachsender Strandbreite nimmt allgemein auch die Strandhöhe, d. h. die Höhe des Klifffußes über NN, zu; umgekehrt aber nimmt die Häufigkeit des Wellenangriffs am Kliffuß ab.
- Die Küstenabschnitte mit steilem Vorstrandprofil weisen gar keine Riffe (Schönhagen) oder schmale, niedrige Sandriffe (Todendorf, Boknis) und damit gleichzeitig relativ hohe Abrasionsraten auf.

Die Uferbereiche bei Stohl oder Krusendorf dagegen sind durch einen flacheren Vorstrand bzw. hohe Sandriffe besser gegen starke Brandungswirkung und Abtrag geschützt. Dieser kausale Zusammenhang zwischen Strand- und Vorstrandtopographie ist an allen Steilufern im Untersuchungsraum zu beobachten.

- Die Erosionsresistenz eines Kliffs wächst normalerweise mit der Dichte und Scherfestigkeit (= inneren Reibung) des anstehenden Geschiebemergels, die im Kliff von Stohl besonders hoch sind, während heterogene Materialbeschaffenheit (z. B. bei Todendorf und Waabs) sowie starke Klüftigkeit (Boknis, Schönhagen) der Wellenwirkung etwas geringere Widerstandskraft entgegensetzen (vgl. Abb. 1b).
- Die natürliche Durchfeuchtung des Kliffs wird örtlich durch menschliche Einwirkung wie z. B. Kliffüberbauung, Drainage, Tiefpflügen etc. verstärkt, was generell die Instabilität des

Anstehenden gegenüber mariner und subaerischer Abtragung erhöht und damit zu einer Intensivierung des denudativen Hangabtrags führt (besonders ausgeprägt bei Todendorf im Bereich der Bundeswehranlagen durch Planierung bzw. Konzentration von Oberflächenwasser hinter der Kliffkante). Insgesamt ist eine zunehmende Tendenz der anthropogenen Beeinflussung natürlicher Kliffabbruchraten und -prozesse sowohl von „oben“ (= jenseits der Kliffkante) als auch von „unten“ (am Kliffuß) an fast allen Steilküstenstrecken zu beobachten (STERR u. BOEDEKER, 1987), was wohl auch in der weit verbreiteten Beschleunigung des Küstenrückgangs in neuester Zeit seinen Ausdruck findet (vgl. Tab. 1).

2.2 Zeitliche Tendenzen des lokalen Küstenrückgangs

Da bei der langfristigen Steiluferentwicklung Prozesse der marinen Kliffußabration und der denudativen Hangabtragung sowie die physikalischen Eigenschaften der Glazialablagerungen zusammenwirken, vollzieht sich der Kliffrückgang meist in Form eines morphodynamischen Zyklus (vgl. Abb. 1a):

- Versteilung des Kliffs durch Wellenangriff
- Massenbewegung am Kliff durch Hanginstabilität
 - Rückgang des Kliffoberhangs und Bildung eines Schuttfächers
 - Schutz des Kliffußes, Dominanz der subaerischen Abtragung
 - Wiederbelebung des Abtragszyklus durch erneuten Wellenangriff

Selbst unter der Annahme von weitgehend homogenen geologischen und hydrodynamischen Bedingungen muß eine solchermaßen phasenhafte Küstenentwicklung zeitliche Variationen bei den Rückgangsraten der Steilufer hervorrufen. Basale Hangunterschneidung und anschließende Kliff-Restabilisierung bedingen somit über kürzere Perioden von 0,5 bis 5 Jahren bereits eine deutliche Fluktuation der Abbruchmengen und -geschwindigkeiten am Kliffhang (MCGREAL, 1979a). Der mehr oder weniger ausgeprägte zyklische Wechsel zwischen marinem und subaerischem Kliffabtrag wird darüber hinaus überlagert und modifiziert durch die zeitliche Variabilität der morphologisch signifikanten Abrasionsereignisse. In der südlichen Ostsee treten diese recht unregelmäßig in Verbindung mit sog. Sturmhochwassern auf, also windbedingten Wasserstandserhöhungen von mehr als 1 Meter (KANNENBERG, 1956) und damit verbundenen starken Brandungserscheinungen.

Ältere (KANNENBERG, 1956) und neuere Auswertungen von Pegelaufzeichnungen entlang der Mecklenburger und der Kieler Bucht zeigen für den Zeitraum 1901–1980 eine statistische Häufigkeit des sog. *h H W - N i v e a u s* (höheres Hochwasser = > 1,5 m über NN) von 4,9 Jahren, wobei allerdings die Länge der Intervalle zwischen 9 Monaten und 14 Jahren schwankt. Während solcher sporadisch auftretender Sturmhochwasser wird der Kliffuß besonders stark angegriffen und zurückverlegt. Wie das Beispiel des relativ geschützt liegenden Kliffs von Krusendorf in der Eckernförder Bucht verdeutlicht, spielen die Sturmhochwasser aber für die Gesamtbilanz des Rückganges aller aktiven Steilküstenbereiche insgesamt eine sehr bedeutende, wenn nicht dominierende Rolle (Abb. 2):

Der Abbruch des Krusendorf-Kliffs betrug im Zeitraum von 1950 bis 1987 etwa 24,5 m; daraus errechnet sich eine durchschnittliche Rückgangsrate X/t für dieses Steilufer von 66 cm/Jahr. Am Gesamtabtrag dieser Phase sind aber drei große Sturmereignisse maßgeblich – mit zusammen über 40% – beteiligt, nämlich das Hochwasser vom 4. 1. 1954, die Silvester-Sturmflut 1978/79 sowie der jüngste Sturm vom Januar 1987. Dagegen verlief der „normale“ Küstenrückgang zwischen diesen Extrem-Ereignissen wesentlich gleichförmiger und mit einer Rate von nur ca. 38 cm/J. Die Ergebnisse, wie sie in Abb. 2, Tab. 1 und auch in früheren

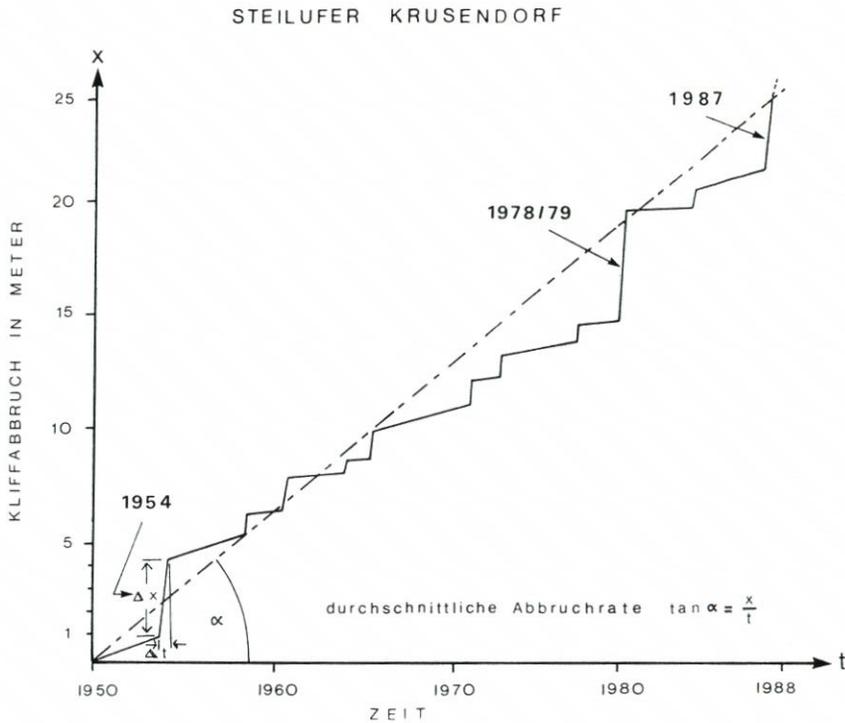


Abb. 2: Zeitliche Varianz des Steilferrückgangs und die Bedeutung von Sturmhochwässern am Beispiel des Kliffs bei Krusendorf

Studien (SUNAMURA, 1984, Fig. 2) dargestellt sind, machen also deutlich, daß häufig große Diskrepanzen zwischen kurzzeitigen und langfristigen Erosionsraten (X/t) auftreten können. Im Vergleich mit der langzeitlichen jährlichen Abbruchrate bei Krusendorf z. B. liegt der durch extreme Sturmhochwasser verursachte Kliffrückgang um etwa eine Zehnerpotenz höher (ca. 2,6–4,8 m). Dabei läßt sich für die gut dokumentierten Ereignisse von 1954, 1978/79 und 1987 eine direkte Korrelation zwischen Kliffabbruch und Hochwasser-Pegelstand bzw. den sog. „Verweildauern“ (FÜHRBÖTER, 1979) eindeutig belegen (Tab. 2):

Tabelle 2. Vergleich der drei letzten Sturmhochwässern und deren Auswirkung auf den Kliffrückgang – Beispiel Krusendorf

Hochwasserereignis	1954	1978/79	1987
höchster Pegelstand über NN	182 cm	175 cm	155 cm
Pegel Strände bzw. Kalifornien			
Verweildauer des Hochwassers für > 1 m über NN	26 Std ¹	82 Std ²	48 Std ²
für > 1,5 m über NN	10 Std ¹	16 Std ²	19 Std ²
Vom Hochwasser verursachter Kliffabbruch bei Krusendorf:	ca. 3,20 m	ca. 4,8 m	2,6 m (Kliffuß)

¹ nach Führböter, 1979; ² nach Eiben, 1989 (in diesem Heft)

Die Darstellung der Kliffentwicklung bei Krusendorf in Abb. 2 und Tab. 2 unterstreicht nachhaltig die besondere morphologische Bedeutung von Sturmhochwassern, deren Brandungsenergien im Uferbereich mit dem resultierenden Anstieg des Wasserspiegels im Regelfall exponentiell zunehmen (FÜHRBÖTER, 1979; Dette u. Stephan, 1979).

Für den seit 1950 rekonstruierten Verlauf des Rückgangs dieses Küstenabschnitts spielen aber – wie bereits erwähnt – neben den naturgegebenen Faktoren auch anthropogene Einflüsse, u. a. Veränderungen der Strömungsdynamik im Vorstrandareal durch Wasserbauten, eine wichtige Rolle. Nur dadurch ist die nach 1950 beobachtete markante Zunahme des Kliffabbruchs und – damit verbunden – die deutliche Abnahme des Strandprofils in jüngerer Zeit erklärbar (STERR u. BOEDEKER, 1987). Der Küstenbereich bei Krusendorf stand auch im Verlauf des Januarsturms 1987 unter spezieller Beobachtung, weshalb sich die folgenden Ausführungen zu wesentlichen Teilen auf dieses Gebiet beziehen. Dagegen konnten die übrigen Steilufer bei Todendorf, Stohl, Waabs, Boknis und Schönhagen erst nach dem 12. 1. 1987, d. h. nach Ende des Sturmes, begutachtet werden.

3. Das Sturmhochwasser vom Januar 1987 und seine morphologische Wirkung

Im Rahmen eines mehrjährigen Forschungsprogramms wurden u. a. die oben genannten Küstenabschnitte vom Verfasser bzw. einer Arbeitsgruppe des Geographischen Instituts, Kiel, hinsichtlich Art und Geschwindigkeit der Kliffentwicklung regelmäßig beobachtet und vermessen. Das Sturmhochwasser vom Januar 1987 stellte nach Verlauf und Höhe ein herausragendes Seegangereignis seit Beginn dieser Untersuchungen dar. Sein Verlauf und seine Auswirkungen auf jene Steilufer sollen auf der Grundlage aller verfügbaren Geländebeobachtungen in diesem Abschnitt zusammengefaßt und anhand von Fotos und Profilskizzen dokumentiert werden.

Strand - Querprofile Krusendorf (5-fach überhöht)

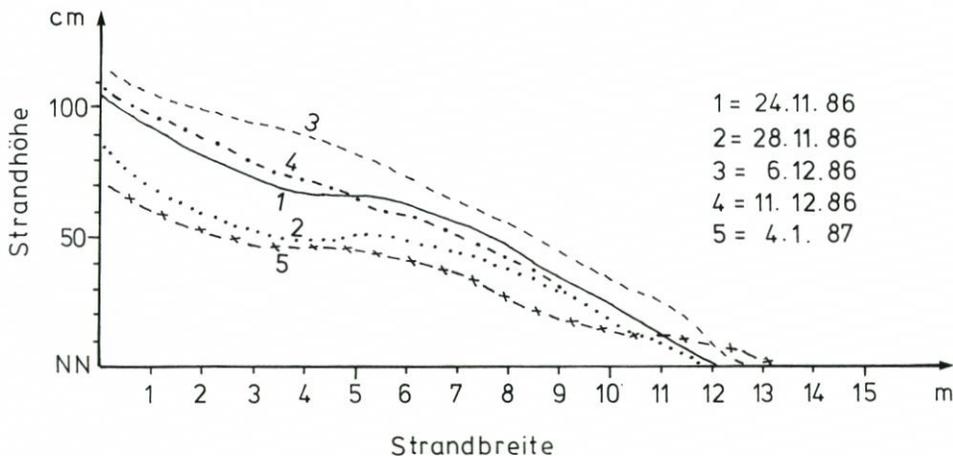
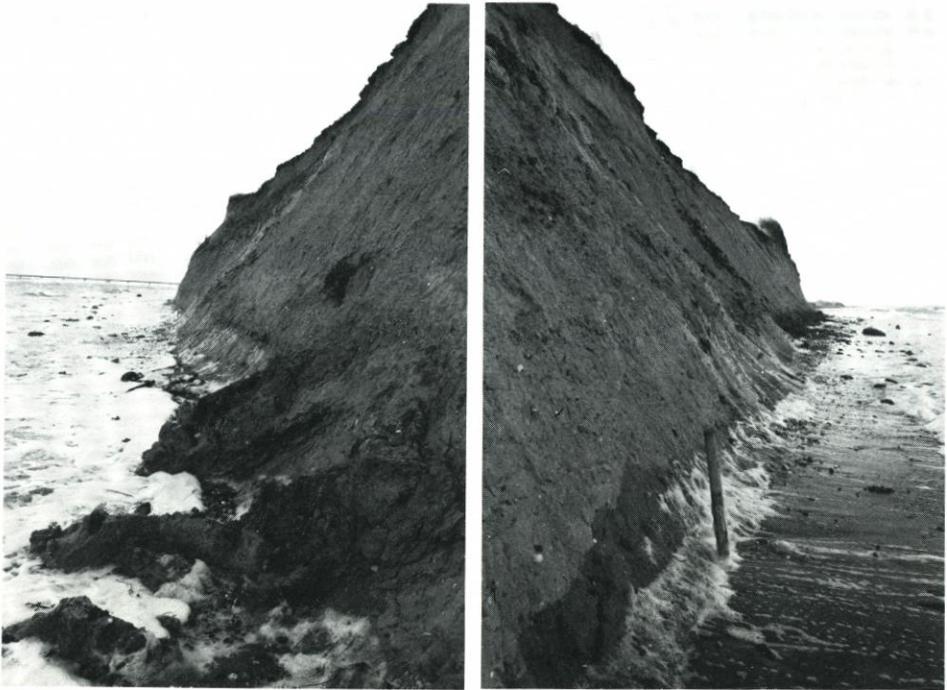


Abb. 3: Kurzzeitige Veränderungen von Strandprofil und -volumen im Winter 1986/87 am Steilufer von Krusendorf

3.1 Die Situation von Steilufern und Strandbereich vor dem 9. 1. 1987

Die für die Frostperiode (November–März) charakteristische Intensivierung des subaerischen Kliffabtrags (KANNENBERG, 1951; PETERSEN, 1952; MCGREAL, 1979a; STERR, 1985) hatte bis Mitte Dezember 1986 an den Steilufern zur Akkumulation einer – noch relativ dünnen – Hangschuttschleppe geführt. Die durchschnittliche Mächtigkeit dieses Schuttmantels an der Kliffbasis betrug bei Krusendorf ca. 0,5–0,8 m. Das Strandprofil wies hier zu diesem Zeitpunkt noch eine knapp überdurchschnittliche Höhe auf, wie wöchentliche Wiederholungsmessungen einer studentischen Arbeitsgruppe ergaben (vgl. Abb. 3). Das 30–50 m breite uferparallele Sandriff lag in einem mittleren im Abstand von 50–80 m vor der Küste und erreichte zu der Zeit vermutlich noch eine durchschnittliche Höhe von 1,3–1,6 m über dem Meeresboden (geschätzt nach Lotprofilfahrten bzw. Luftaufnahmen im November und Dezember 1986; vgl. auch SCHÜTZE, 1939). Die bestehende Küstenkonfiguration bei Krusendorf wie auch entlang der anderen Kliffabschnitte stellten in dieser Phase wohl noch eine günstige Ausgangslage zur „Abwehr“ eines Sturmhochwassers dar.



Bilder 1A/B: Freilegung des Kliffsockels am Steilufer Krusendorf durch das Hochwasser vom 22. 12. 1986

1A: Ausräumung von Hangschutt durch Schwallbrecher

1B: Freigelegter Klifffuß mit Meßpfahl

Diese Situation änderte sich jedoch nachhaltig in der Zeit vom 18. 12. 1986 bis 6. 1. 1987 infolge einer Serie mehrerer kleiner Hochwasser, die jeweils bis zu einem maximalen Wasserstand von NN + 0,80 m bis + 1,1 m aufliefen, und zwar

- am 19. 12. 86 (Tagesmittel + 93 cm) (für Pegel Strände)
- am 30. 12. 86 (Tagesmittel + 69 cm)
- am 1. 1. 87 (Tagesmittel + 68 cm)
- am 6. 1. 87 (Tagesmittel + 88 cm)

Jedes dieser Sturmereignisse führte zu einer weitgehenden Überflutung der Strände (vgl. Strandhöhen in Tab. 1) über mehrere Stunden und damit zu einem Angriff der Wellen, meist in Form von Schwallbrechern, auf den Kliffuß. Wie die Bilder 1A und 1B zeigen, vermochte die Brandung dieser Hochwasser es nicht nur, die Schutthalde am Kliffuß vollständig zu beseitigen, sondern legte auch das Strandniveau um durchschnittlich 10–15 cm tiefer (Abb. 3). Darüber hinaus wurden aber auch aufgrund der starken Strömungsturbulenzen im Brechungsbereich der Wellen die ufernahen Sandriffe stark angegriffen, erniedrigt und der Riffsand über eine Breite von einigen Hundert Metern in der Vorstrandzone verteilt. Sowohl Vorstrand wie auch Strandhang bzw. das Kliff selbst wurden durch diese Prozesse teilweise oder ganz von der schützenden Sedimentüberdeckung entblößt und konnten somit der Brandungsabrasion des folgenden (Haupt)Sturms nur einen stark verminderten Widerstand entgegensetzen. Darin u. a. liegt die morphologische Bedeutung dieser Serie kleinerer Hochwasser, weniger in der während dieser Phase tatsächlich bewirkten Erosionsleistung.

3.2 Morphodynamik und Hydrodynamik des Hochwassers vom 9. 1.–13. 1. 1987

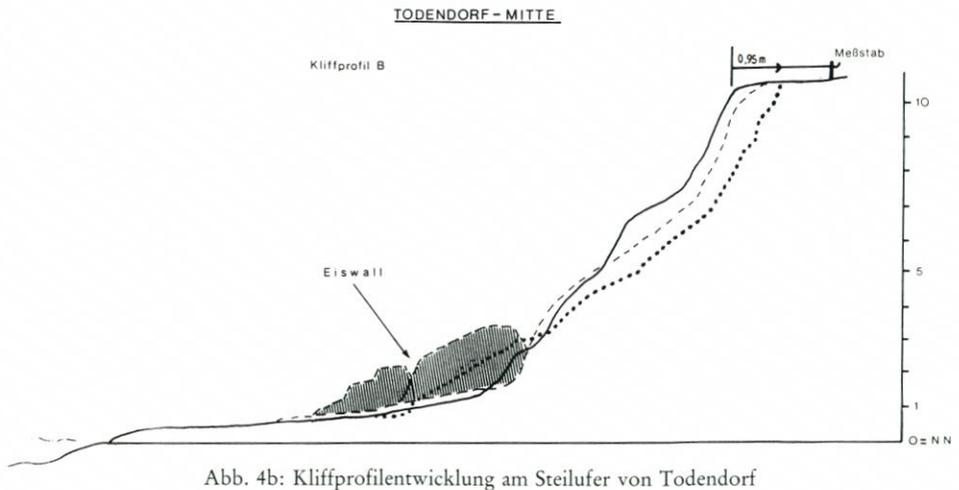
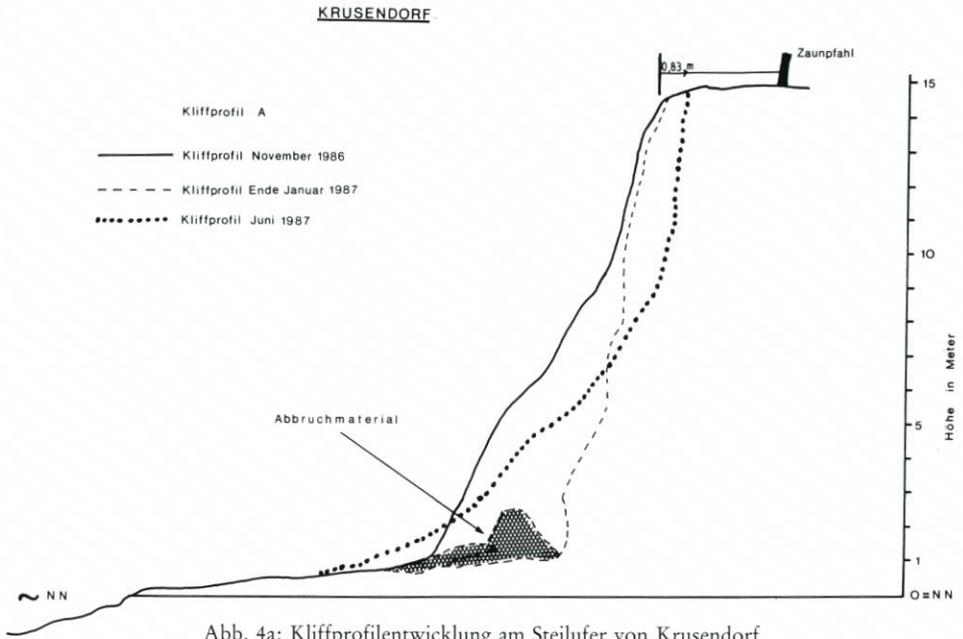
Nach dem Rückgang des Wasserspiegels am 7. und 8. 1. auf ein Niveau von NN –10 bis –20 cm setzte dann am 9. 1. – bedingt durch Winddrehung auf NE und resultierenden Rückschwappereffekt – ein rascher Pegelanstieg ein, der bei nur mäßiger Windstärke von 4–5 Bft im Tagesverlauf bereits ein Maximum von etwa NN + 1,20 m (Tagesmittel + 104 cm) erreichte. Trotz der in dieser Phase noch relativ geringen Wellenhöhen von < 1 m (vgl. EIBEN, 1989), gelangte die Brandungsenergie zu einem großen Teil über das obere Strandniveau an den Kliffuß, weil das bereits stark zerspülte Sandriff diese Wellen nicht (mehr) im Vorstrandbereich zu brechen vermochte. An dem bereits von Lockermassen entblößten unteren Kliffhang (Bild 1B) bewirkten auflaufende Schwallbrecher eine zunächst noch mäßige Abrasion des Anstehenden. Dieses wies wahrscheinlich zu der Zeit wegen anhaltenden Bodenfrostes ab 7. 1. herrschte Dauerfrost von –5° bis –8°C – eine überdurchschnittliche Erosionsresistenz auf. Dagegen fand durch die anhaltende Brandung bzw. Wellenreflexion vor dem Kliff augenscheinlich eine recht intensive und rasch fortschreitende Ausräumung des Strandprofils statt, die dem weiteren Wellenangriff auf das Steilufer Vorschub leisten mußte.

Trotz weiterer Zunahme der Windstärke innerhalb der folgenden 72 Std. auf zunächst 6 Bft (am 10. 1.), danach allmählich auf 8 Bft (am 12. 1. maximale Windstärke 8–9 Bft) fiel der mittlere Wasserstand durch den „Beckeneffekt“ am 10.–11. 1. um ca. 35 cm. Dieses Niveau (NN + 65 cm) reichte jedoch aus, um über den stark erniedrigten Strand, dessen Feinsedimente bereits weitgehend ausgespült waren, den Kliffuß weiterhin zu unterscheiden. Bei diesem Prozeß kommt dem Hin- und Herrollen faust- bis kopfgroßer Steine am Strandhang und der damit verbundenen Erweiterung von Geschiebemergelklüften wohl eine beträchtliche Bedeutung zu, wie frühere Untersuchungen bestätigen (KANNENBERG, 1951; PETERSEN, 1952). Eine weitere Erniedrigung der Lufttemperaturen im Verlauf der Sturmperiode auf –7° bis –10°C brachte überdies eine Verschärfung der Frosteffekte, insbesondere auch eine Absenkung der Wassertemperatur mit sich. Die Auswirkungen dieser Temperatureinflüsse waren

dann in der Spätphase des Januarsturms und in der Folgezeit von besonderer morphologischer Bedeutung, wie im folgenden erläutert wird.

Die Phase größter hydro- und morphodynamischer Intensität begann dann in der Nacht vom 11. zum 12. 1. mit einem erneuten Pegelanstieg, der früh am 13. 1. den Maximalstand von NN + 155 cm (Pegel Strande) erreichte. Insgesamt befand sich der Wasserstand in der Endphase des Sturms länger als 24 Std. auf einem Niveau von > 1 m über NN, eine auffallende Parallele zum Silvestersturm 1978/79 (FÜHRBÖTER, 1979; EIBEN, 1989).

Abb. 4: Darstellung des Kliffrückgangs im Winter 1986/87 an vier ausgewählten Steilufern der südlichen Kieler Bucht



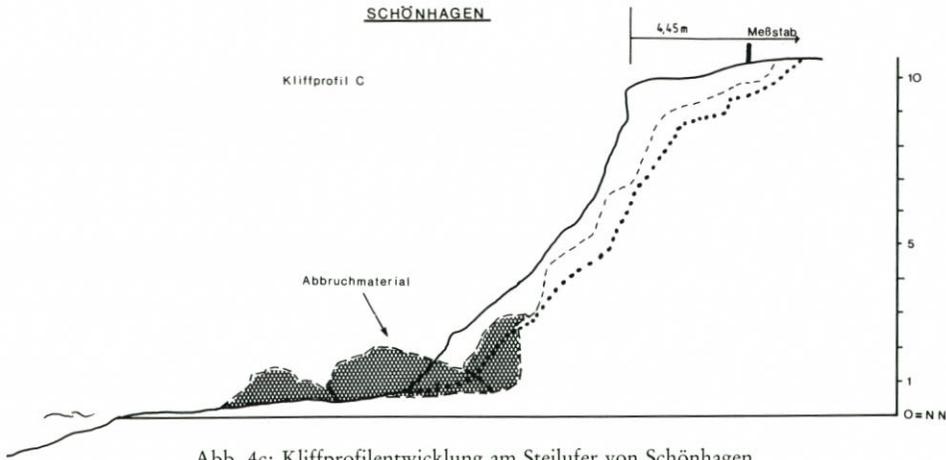


Abb. 4c: Kliffprofilentwicklung am Steilufer von Schönhagen

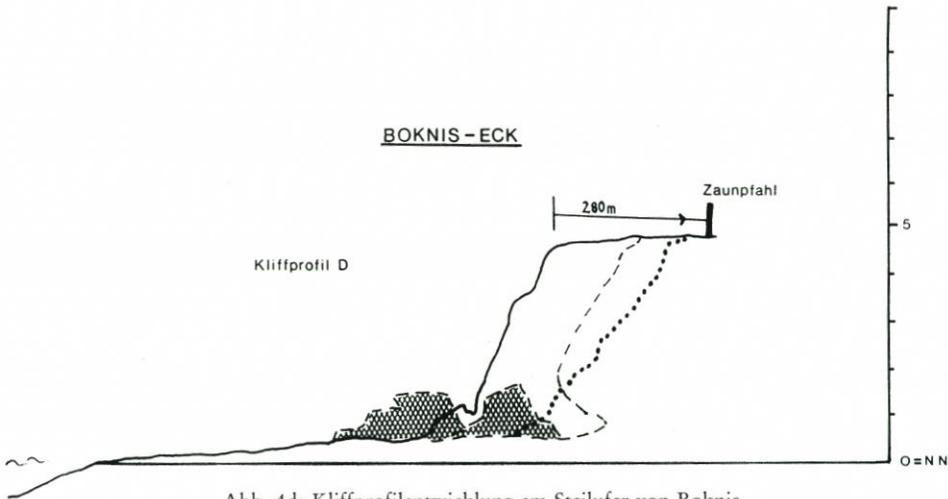


Abb. 4d: Kliffprofilentwicklung am Steilufer von Boknis

Die Beobachtungen vor Ort ließen in dieser Phase einerseits die maximale Seegang- und Brandungsentwicklung des Sturmhochwassers, zum anderen aber auch den Effekt der jetzt einsetzenden Eisbildung an der Wasseroberfläche erkennen (vgl. Bilder 2A-2D und Abb. 4a, b):

- Aufgrund des weiteren Wasseranstiegs und der bereits fortgeschrittenen (Vor-)Strander-niedrigung erfolgte das Brechen zahlreicher Wellen, u. a. solcher mit Höhen von < 2 m, erst im Bereich des oberen Strandhanges und des Kliffußes (Bild 2A).
- Durch Kompressionswirkung sowie mit Hilfe bewegter Sand- und Geröllsedimente vermochte die Brandung große Geschiebemergelplatten, die meist kluftparallel abbrachen, vom Kliffuß loszulösen und rasch aufzuarbeiten (Bild 2B). Entlang der Kliffstrecken von Krusendorf, Waabs, Boknis und Schönhagen wurde durch diese Prozesse die Kliffbasis jeweils stark unterschritten und zurückverlegt (Abb. 4).
- Während an den östlichen Außenküsten, z. B. bei Todendorf und Stohl, die Bildung von wässrigem „Eisschnee“ etwas früher und rascher einsetzte – vermutlich wegen stärkerer Verdriftung von See-Eis gegen die Küste – kam es im Verlauf des 12. Januar bei anhalten-

dem strengen Frost auch vor den genannten Kliffabschnitten zur zunehmenden Befrachtung („Verdickung“) des Oberflächenwassers mit Lockereis (Bild 2C)

- Der an der Wasseroberfläche schwimmende Eisbrei, der zum Ufer hin wegen aufländiger Verdriftung an Masse zunahm, wirkte dämpfend auf die Bewegung von Wellenfortgang und Brandung und damit auch auf die vorm Kliff freigesetzte Wellenenergie (Bild 2C).
- Die gegen die Kliffwand spritzenden Lockereispartikel gefroren auf der kalten Oberfläche rasch zu Festeis und bildeten stellenweise zentimeterdicke Eiskrusten mit entsprechender Schutzwirkung gegen Wellenschlag (Bild 2C, 3A, B).

Bilder 2A-D: Dokumentation des Sturmhochwassers und dessen Wirkung am 12. 1. 1987 vor dem Steilufer Krusendorf



2A: Sturmbrandung am Kliffuß, Lockereisakkumulation



2B: Losbrechen größerer Geschiebemergelschollen vom Kliffuß

- Die erosive Wirkung der Sturmbrandung wurde aber im folgenden besonders stark gemindert durch die allmählich am Kliffuß bzw. am Strand wallartig akkumulierten Lockereismassen, die beim Auflaufen des Schwallis liegenblieben. Bild 2D zeigt die Entwicklung dieses Eis-Strandwalls an einem energieberuhigten Strandabschnitt westlich des Krusen-



2C: Befrachtung und Dämpfung der Brandungswellen durch Lockereis



2D: Akkumulation einer Lockereis-Barriere am benachbarten, strömungsberuhigten Strandabschnitt

dorf-Kliffs im Initialstadium (am 12. 1. um 15 Uhr). Bild 3A dokumentiert den Zustand des gleichen Küstenabschnitts zwei Tage später.

Trotz der anfangs sehr intensiven Abrasionswirkung des Sturmhochwassers (am 12.-13. 1.) verhinderte der Einfluß des Frostes während der höchsten und energiereichsten Phase also offensichtlich die volle Entfaltung der Brandungsenergie in der Uferzone, wie sie dem Seegangsspektrum eigentlich entsprochen hätte. Diese „Schutzwirkung“ war insgesamt um so ausgeprägter, je früher die See-Eisakkumulation an dem betreffenden Küstenabschnitt einsetzte. Da in Todendorf und Stohl die Bildung eines Eiswalls nahezu gleichzeitig mit dem stärksten Pegelanstieg in der Hauptphase des Sturms einherging, konnte dort trotz Erreichen des Höchstwasserniveaus kaum noch Kliffabration erfolgen (vgl. Abb. 4b).

3.3 Die Entwicklung der Steilufer nach dem 13. 1. 1987

Unmittelbar nach dem Sturmereignis ist die Physiognomie der betrachteten Steiluferabschnitte (vgl. Tab. 1) zunächst stark durch die erwähnte Akkumulation von Strandeis geprägt, welches allorts eine keilförmige (ca. 0,5–2 m hohe und > 30 m breite) Überdeckung auf dem Strandprofil bildete (Bild 3A). Trotz dieser Eisauflage am Kliffuß ist aber am Querprofil der meisten Kliffhänge deren unterschiedlich starke Unterschneidung und -zurückverlegung gut zu erkennen:

Während bei Krusendorf, Waabs und Boknis die Sturmbrandung u. a. den unteren Hangbereich abradiert hatte und dadurch das Kliff versteilte (Bild 3A, B; Abb. 4a, 4d) wurde bei Schönhagen das gesamte Kliffprofil in den Abbruchprozeß mit einbezogen (Abb. 4c). Dagegen war – wie erwähnt – das Kliff von Todendorf vom Angriff der Brandung nur geringfügig beansprucht worden (Abb. 4b). Hier erreichte die Eisbarriere vor dem Kliff stellenweise eine Höhe von 2–4 m (Abb. 4b). Dennoch erfuhr dieses Steilufer seither noch einen recht intensiven Hangabtrag (s. u.), der aber u. a. aus der extremen, überwiegend

Bilder 3A, B: Zustand der Steilufer nach dem Sturmhochwasser (am 14. 1.)



3A: Kliffabbruch und Unterhöhlung bei Krusendorf



3B: Kliffunterschneidung und Eisüberdeckung bei Waabs

anthropogen bedingten Durchfeuchtung des anstehenden Geschiebemergels, d. h. im wesentlichen aus subaerischer Hangdenudation, resultierte.

In der Folgezeit (Ende Januar bis Anfang Juni 1987) setzten an den übrigen, meist stark versteilten Kliffhängen nach und nach gravitative Denudationsprozesse ein, welche die Wiederherstellung einer temporären Hangstabilität anstrebten. In Abhängigkeit von der Zusammensetzung des Substrats bzw. dessen Scherfestigkeit (vgl. Tab. 1) wird diese im Geschiebemergel üblicherweise bei einer Hangneigung von 60–80° erreicht. Allerdings kam es erst mit dem Ende der Dauerfrostperiode – nach dem 25. 1. – aufgrund der zunehmend tiefergreifenden Durchfeuchtung des Anstehenden zu einer signifikanten Belebung der Massenbewegungen an den Kliffhängen. In Form von Schollenabbrüchen, Blockrutschungen und Schlammströmen (STERR, 1985) transportierten diese Prozesse rasch große Mengen Hangschutt an den Kliffuß, wo dieses Material die z.T. noch vorhandenen Eis-Strandwälle überschüttete. Die Entwicklung in Richtung auf ein neues, quasi-stabiles Hanggleichgewicht war deshalb an den meisten Kliffabschnitten erst Ende März/April, d. h. nach dem völligen Abschmelzen der Eisbarrieren bzw. dem Auftauen des gesamten Lockersubstrates, möglich. Wie die Profilskizzen in Abb. 4 veranschaulichen, wichen im Verlauf dieser dynamischen Entwicklungsphase die oberen Hangbereiche der Kliffs zwangsläufig ebenfalls zurück. Der Betrag der Zurückverlegung der Kliffoberkante wurde dabei sowohl vom Maß der Kliffußunterschneidung als auch von dem zur Verfügung stehenden Feuchtigkeitsangebot wesentlich beeinflusst. Als Ergebnis dieser Prozesse sind bis Ende Juni 1987 an den untersuchten Steilufeln folgende durchschnittliche Rückgangsbeträge zu verzeichnen gewesen:

- Todendorf: 0,7 – 1,1 m (gemessen vor Schießbahn Charlie, Truppenübungsplatz – Mitte)
- Stohl: 0,35 – 0,8 m
- Krusendorf: 0,7 – 1,2 m
- Waabs: 0,9 – 1,6 m
- Boknis: 1,3 – 3,25 m
- Schönhaben: 2,5 – 4,9 m

In den Folgemonaten ist mit weiteren Massenbewegungen zu rechnen, bis alle betroffenen Kliffbereiche ein quasi-stabiles, d. h. ausgeglichenes Hangprofil erreicht haben.

4. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Das Sturmhochwasser vom 9.–13. 1. 1987 stellt hinsichtlich seiner morphologischen Wirkung das herausragende Ereignis der letzten 8 Jahre dar. Es unterstreicht als ein sog. „Jahrzehntereignis“ (statistische Wahrscheinlichkeit des Auftretens $1-2 \times$ pro Jahrzehnt) die besondere Stellung episodischer „Kleinkatastrophen“ im morphodynamischen System der Steilküstenentwicklung. Der von solchen Stürmen verursachte Kliffabbruch kann die bisher gemessenen jährlichen Rückgangsraten an den Steilufern der Kieler Bucht um mehr als eine Zehnerpotenz übertreffen, während in den dazwischenliegenden Phasen des „normalen Entwicklungszyklus“ die Abrasionswirkung der Brandung häufig auf das Ausräumen des stetig neu gebildeten Hangschuttfächers beschränkt bleibt.

Die bisherigen Erkenntnisse über Verlauf und Wirkung des Hochwassers vom Januar 1987 lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. Nach Wasserstands- und Seegangsentwicklung wies dieses Ereignis zahlreiche Ähnlichkeiten zur sog. Silvester-Sturmflut von 1978/79 auf und besaß infolgedessen ein vergleichbares (Brandungs-) Energiepotential zur Kliff- und Vorstrandabrasion, Sedimentumlagerung etc. (vgl. Beitrag H. EIBEN in diesem Heft).
2. In einer dem eigentlichen Sturmereignis vorausgehenden „Vorphase“ (19. 12. 1986–7. 1. 1987) waren die Strandprofile vor den Steilufern bereits stark erniedrigt und schützende Sandriffe weitgehend abgebaut worden. Dadurch bestand beim Einsetzen des Hauptsturms eine besonders große Erosionsgefahr für alle niedrig gelegenen Uferabschnitte. Rückschließend von der 1978/79 eingetretenen Sturmwirkung wären demzufolge entlang der meisten Kliffstrecken (u. a. bei Todendorf, Stohl, Krusendorf, Waabs, Boknis und Schönhagen) Abbruchbeträge von > 4 m (vgl. Abb. 2) und insgesamt Schäden an Küsteneinrichtungen von $> 10^2$ Mio. DM zu erwarten gewesen (TIEDEMANN, EIBEN u. SCHINDLER, 1979).
3. Daß es dann im Januar 1987 nur zu einer deutlich geringeren Küstenschädigung und speziell Kliffabrasion kam – die sturmbedingten Rückgangsbeträge betragen im statistischen Mittel (für alle untersuchten Steilufer) ca. 1,6 m – ist im wesentlichen auf die in der Sturmhochphase einsetzende Bildung von See-Eis zurückzuführen. Seine Akkumulation im Uferbereich senkte nicht nur die potentielle Energie der Sturmbrandung stark ab, sondern entzog den Kliffuß relativ frühzeitig der Wellenwirkung durch Bildung einer hohen Eisbarriere.
4. Während der mit dem Januarsturm initiierten Periode der Küstenvereisung war die Uferzone für mehrere Wochen durch eine geschlossene Eisdecke vor Brandungswirkung geschützt – wie auch schon in den beiden vorhergegangenen „Eiswintern“ 1984/85 und 1985/86.

Wenn man auch für diesen Zeitraum die Folgen von Frost und See-Eis als eine Art „natürlichen Küstenschutz“ bezeichnen kann, mit einer (kurzfristig) abschwächenden Wirkung auf die marine Komponente des Kliffabbruchs, so zeigen längerzeitliche Vergleiche doch insgesamt eine Intensivierung des Steiluferrückgangs in Schleswig-Holstein während der letzten 20–30 Jahre. Diese ist nur bedingt auf gesteigerte Häufigkeit größerer Sturmhochwasser zurückzuführen – seit 1950 gab es hier nur 3 Ereignisse mit $> 1,5$ m über NN –, sondern resultiert vermutlich auch aus einer Vielzahl anthropogener Eingriffe in die litorale Formungsdynamik im Rückland wie im (Vor-)Strandbereich. Unter Berücksichtigung dieses Faktors

sowie des anhaltenden säkularen Meeresspiegelanstiegs von 15–20 cm/Jhd. muß für die meisten Steilufer künftig auch weiterhin mit ähnlichen Rückgangsraten gerechnet werden.

5. Schriftenverzeichnis

- BARNES, R. S. K.: *The Coastline*. – New York, 1977.
- DETTE, H. H. u. STEPHAN, H. J.: Über den Seegang und Seegangswirkungen im Küstenvorfeld der Ostsee. – Mitt. d. Leichtweiß-Instituts f. Wasserbau, H. 65, 1979.
- EIBEN, H.: Bericht über die Hochwasser-, Seegangs- und Windereignisse in der Kieler Bucht in der Zeit vom 1. 12. 1986 bis 15. 1. 1987. – Die Küste, H. 50, 1989.
- FÜHRBÖTER, A.: Über Verweilzeiten und Wellenenergien. – Mitt. d. Leichtweiß-Instituts f. Wasserbau, H. 65, 1979.
- GELLERT, J. F.: Küstenstudien auf Hiddensee. – Wiss. Z. der PH Potsdam, 5/2, 1960.
- KANNENBERG, E. G.: Die Steilufer der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste. Kieler Geogr. Schr. Bd. 14/1, 1951.
- KANNENBERG, E. G.: Extrem-Wasserstände an der deutschen Beltküste im Zeitraum 1901 bis 1954. – Schr. des Naturwiss. Ver. f. Schleswig-Holstein, 28, 1956.
- KOMAR, P. D.: Beach processes and sedimentation. – Englewood Cliffs, N. J., 1976.
- KRUHL, H.: Sturmflut-Wetterlagen an der Ostsee im Winter 1978/79. – Mitt. d. Leichtweiß-Instituts f. Wasserbau, H. 65, 1979.
- MCGREAL, W. S.: Cliffline recession near Kilkeel, Northern Ireland: an example of a dynamic coastal system. – Geograf. Annaler, 61, 1979a.
- MCGREAL, W. S.: Marine erosion of glacial sediments from a low-energy cliffline environment near Kilkeel, N. Ireland. – Marine Geology, 32, 1979b.
- MCGREAL, W. S.: Factors promoting coastal instability in southeast County Down, N. Ireland. – Z. Geomorph. N. F. 23, 1979.
- MÖBUS, G.: Zur Dynamik der Steilküste der Insel Hiddensee. – Z. Geol. Wiss., 9, 1981.
- PETERSEN, M.: Abbruch und Schutz der Steilufer an der Ostseeküste. – Die Küste, Jg. 1, H. 2, 1952.
- RUCK, K.-W.: Baugeologie der Lockergesteine im Nord- und Ostseeraum. – In: Grundbau Taschenbuch, 1970.
- SCHÜTZE, H.: Kliffs, Strand und Riffe der Südküste der Eckernförder Bucht. – Geologie der Meere u. Binnengewässer, 3, 1939.
- STERR, H.: Aktual-morphologische Entwicklungstendenzen der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. – Kieler Geogr. Schr., Bd. 62, 1985.
- STERR, H.: Genese und Veränderungen des submarinen Reliefs der Kieler Bucht. – Berliner Geogr. Studien, 25, 1987.
- STERR, H.: Das Ostsee-Litoral von Flensburg bis Fehmarnsund: Formungs- und Entwicklungsdynamik einer Küstenlandschaft. – (unveröff.) Habilitationsschrift, Kiel, 1988.
- STERR, H. u. BOEDEKER, D.: Anthropogene Modifizierung der Küstenlandschaft und litoralen Morphodynamik im Bereich der Eckernförder Bucht, Ostsee. – Berliner Geogr. Studien 25, 1987.
- KLUG, H., STERR, H. u. BOEDEKER, D.: Die Ostseeküste zwischen Kiel und Flensburg: Morphologischer Charakter und rezente Entwicklung. – Geographische Rundschau 5, 1988.
- SUNAMURA, T.: Processes of sea cliff and platform erosion. – In: KOMAR, P. D. (ed.): CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion. Boca Raton, Florida, 1984.
- TIEDEMANN, H. O., EIBEN, H. u. SCHINDLER, D.: Dokumentation der Sturmflutschäden an der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste im Winter 1978/79. – Mitt. d. Leichtweiß-Instituts f. Wasserbau, H. 65, 1979.