

- THOMAS-LAUCKNER, M.: Der Bodenfeuchte-Mittelwert und die Schwankungsbreite der Feuchte einiger Bodentypen Nordwestsachsens. In: Leipziger Geographische Beiträge (Lehmann-Festschrift). Leipzig 1965, S. 185-190.
- THOMAS-LAUCKNER, M. u. Haase, G.: Versuch einer Klassifikation von Bodenfeuchteregeime-Großtypen. In: Albrecht-Thaer-Archiv 11, 1967, S. 1003-1020 u. 12, 1968, S. 3-32.
- TRETER, U.: Untersuchungen zum Jahresgang der Bodenfeuchte in Abhängigkeit von Niederschlägen, topographischer Situation und Bodenbedeckung an ausgewählten Punkten in den Hüttener Bergen/Schleswig-Holstein. Schriften des Geographischen Institutes der Universität Kiel 33, 1970.
- USDA (U. S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service): Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Soil Survey Staff. Agriculture Handbook 436, Washington 1975.
- WARSTAT, M.: Mitwirkung der Bodenkunde bei der Flurbereinigung mit einem Beispiel zur landwirtschaftlichen Standorterkundung „Geseke“. Diss. Bonn 1980.
- WELLER, F.: Die Beurteilung des Wasserhaushaltes bei der landbaulichen Standortskartierung in Baden-Württemberg. In: Mitteilungen des Vereins für Forstliche Standortskunde und Forstpflanzenzüchtung 33, 1987, S. 41-48.
- ZEPPE, H.: Wasserhaushalt und Verlagerung wasserlöslicher Stoffe in Lößdecken des Main-Taunus-Vorlandes. Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde 56, 1987.

SEDIMENTOLOGISCHE UND PEDOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR LANDSCHAFTSGENESE IN DER BUCHT VON WISSANT (PAS DE CALAIS)

Mit 5 Abbildungen und 3 Tabellen

HELMUT SIEBERTZ UND WERNER SIEBURG

Summary: Stratigraphical research of the Quaternary in the Bay of Wissant (Pas-de-Calais)

In the bay of Wissant various Holocene (and Pleistocene?) sediments are exposed on a cliff wall (height: up to 15 m) in the northern part of Wissant. They reveal a differentiated landscape development in this area. The subjacent stratum, which consists of Pre-Subboreal colluvial and solifluction deposits, indicates intensive processes of redeposition. Above this stratum a fossil loamy humic horizon (W1, Fig. 3) was found, the age of which could be determined by means of radiocarbon dating (2760 ± 30 a BP = Subboreal-Subatlanticum). It forms a significant stratigraphic break between the subjacent and the overlying strata and thus reveals a remarkable change of the paleogeographic conditions (formation of soils), which partly coincided with the formation of peat deposits in the 'petite plaine maritime' of Wissant (Calais IV - Dunkirk 0 by HAGEMAN 1969). A similar horizon can be found in numerous profiles of the French, Belgian and Dutch coast. It provides a chronostratigraphic mark within the Holocene sediments of this region. The upper strata consists of partly redeposited eolian sands which indicate another phase of landscape development. The ^{14}C dating of a fossil soil horizon, which was formed within the eolian deposits, makes it possible to identify an older and a younger dune

generation. The stratigraphic interchanging of eolian sands (dune sand, drift sand) and fossil soils give evidence of successive phases of dune or cover sand formation and stabilization.

Résumé: Recherches stratigraphiques du Quaternaire dans la baie de Wissant (Pas de Calais)

Dans la baie de Wissant se révèlent dans un paroi de 0,5 km de longueur et de 15 m de hauteur de divers sédiments et de sols holocènes (jusqu'au pleistocène?) traduisant une formation du paysage assez différente dans cette région. Les couches basales sont construites par les sédiments solifluidales et colluviales, qui sont classés dans la rubrique pré-subboreal, indiquant d'importants processus de redeposition. Sur ces couches se trouve un horizon fossile, formé d'une série d'humus, limons et argiles (W1 dans la Fig. 3), datés radiométriquement de 2760 ± 30 a BP (la limite Subboreal-Subatlantikum). Il forme un hiatus bien marqué entre les couches basales et supérieures et il indique ainsi un changement incisif des conditions paléogéographiques (formation de sols) qui se sont déroulées, correspondant à la datation, dans la même période que la formation des tourbes dans la petite plaine maritime de Wissant (Calais IV - Dunkerque 0 à la HAGEMAN 1969). Un horizon

analoge se trouve en grand nombre dans les profils de long de la côte française, belge et néerlandaise. Il nous donne une orientation chrono-stratigraphique à l'intérieur des sédiments holocènes. Les couches supérieures sont construites par les dépôts éoliens déplacés et révélant une autre phase de la formation du paysage. En raison de la datation d'un horizon fossile dans les sédiments éoliens, on pouvait attribuer ceux-ci à une génération des dunes plus âgée soit à une génération plus jeune. L'alternance entre les sables éoliens (sables des dunes, sables mouvants) et les formations des sols fossiles indique des phases de formation des dunes ou plutôt des formations d'une couverture sableuse et des phases d'une stabilisation des dunes.

1 Einleitung

In der Baie de Wissant (Abb. 1) ist auf einer Strecke von etwa 0,5 km eine weitgehend einheitliche Serie holozäner (bis jungpleistozäner ?) Ablagerungen an der Kliffwand aufgeschlossen. Sie besteht aus einer differenzierten stratigraphischen Abfolge äolischer Sande, umgelagerter Sedimente und fossiler Böden, vornehmlich aus der Zeit seit dem älteren Präboreal bzw. jüngeren Subatlantikum (ca. 2750 a BP).

Den vorliegenden Ausführungen zur Landschaftsentwicklung am Pas de Calais liegen stratigraphische, sedimentologische und pedologische Analysen einschließlich einiger C¹⁴ Datierungen fossiler Humushorizonte zugrunde. Die Abhandlung umfaßt die Beschreibung und Interpretation zweier repräsentativer Profile; darüber hinaus wird der Versuch unternommen, die Untersuchungsergebnisse mit entsprechenden Befunden aus anderen vergleichbaren Gebieten der Kanal- und Nordseeküste zu parallelisieren.

2 Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Die Bucht von Wissant erstreckt sich zwischen dem Cap Blanc-Nez und dem Cap Gris-Nez im NW des Boulonnais (Abb. 1; vgl. u. a. AMEDRO et al. 1985; SOMMÉ 1978); sie hat teilweise Steil-, teilweise Flachküstencharakter. Das engere Untersuchungsgebiet liegt im Bereich des Niedrigkliffs (5–15 m) außerhalb des eigentlichen Dünengürtels nordwestlich von Wissant. In der Weichsel-Kaltzeit haben sich hier in das Anstehende kleine Täler eingetieft, die unter periglazialen Klimabedingungen durch entsprechende Hang- bzw. Lösssedimente aufgefüllt und im Zuge der holozänen Meerestransgressionen durch Kliffrückverlegung zu Hängetälern umge-

formt wurden. Die Hangsedimente setzen sich aus teils geschichteten, teils ungeschichteten Substraten des umliegenden Anstehenden zusammen und sind von Grobkomponenten (meist Silex) durchsetzt (z. B. umgelagertes Kolluvium in Abb. 1).

Im Holozän kam es in den Tälern zur Bildung von Alluvionen, an der Küste zur Dünenbildung und marinen Sedimentation im Zuge der Meeresspiegelschwankungen Calais und Dünkirchen. Nach AMEDRO et al. (1985) lag noch etwa 18 000 a BP der Meeresspiegel ca. 120 m unter dem heutigen Niveau, das erstmalig im Atlantikum vor etwa 5000 a BP erreicht wurde. Die entscheidende morphologische Entwicklung der Küste vollzog sich jedoch im Subboreal und Subatlantikum; in dieser Zeitspanne führten die Meerestransgressionen u. a. zu einer intensiven Kliffrückverlegung.

Die holozäne Entwicklung der Flachküstenregion von Wissant wurde von MORTIER a. BOELS (1980) anhand mehrerer Bohrprofile eingehend untersucht. Innerhalb der ‚petite plaine maritime‘ (alte Alluvionen in Abb. 1) liegt eine Schichtenfolge vor, die im Liegenden von atlantischen marinen Sanden aufgebaut wird und den Calais-Transgressionen zugeordnet werden kann. Zur damaligen Zeit existierte noch kein schützender Dünengürtel, der das Innere der Bucht gegen das offene Meer abschloß. Für etwa 4000–2950 a BP und möglicherweise auch noch für das ältere Subatlantikum läßt sich ein verringerter mariner Einfluß nachweisen, den MORTIER a. BOELS (1980) auf die Entwicklung einer sich vom Cap Gris-Nez bis nach Wissant erstreckenden Nehrung zurückführen. In der Folge kam es auf dieser Landzunge zu verschiedenen Dünenbildungen sowie zur Verlandung der zugehörigen Lagune. In diese Phase fällt die Bildung einer diskontinuierlichen Torfschicht, die den marinen Sanden aufliegt und heute lokal auch an der Strandoberfläche bei Wissant beobachtet werden kann. Im weiteren Verlauf des Subatlantikums drang das Meer mehrfach durch ein Gullysystem in die Lagune ein (Dünkirchen-Meeresspiegelschwankung) und lagerte dabei das aus tonigen und sandigen Sedimenten bestehende Hangende ab.

Die erneute (endgültige) Schließung des Dünengürtels durch die Dune d'Aval begann bereits im Mittelalter, wobei der damalige Hafenort Wissant immer mehr versandete. In der Folge entstand die heutige Siedlung. Mit der Beendigung des jüngsten Meeresspiegelanstiegs entwickelte sich im Bereich der ‚petite plaine maritime‘ das Moor von Tardinghen (marais de Tardinghen; Torf und alte Alluvionen in Abb. 1).

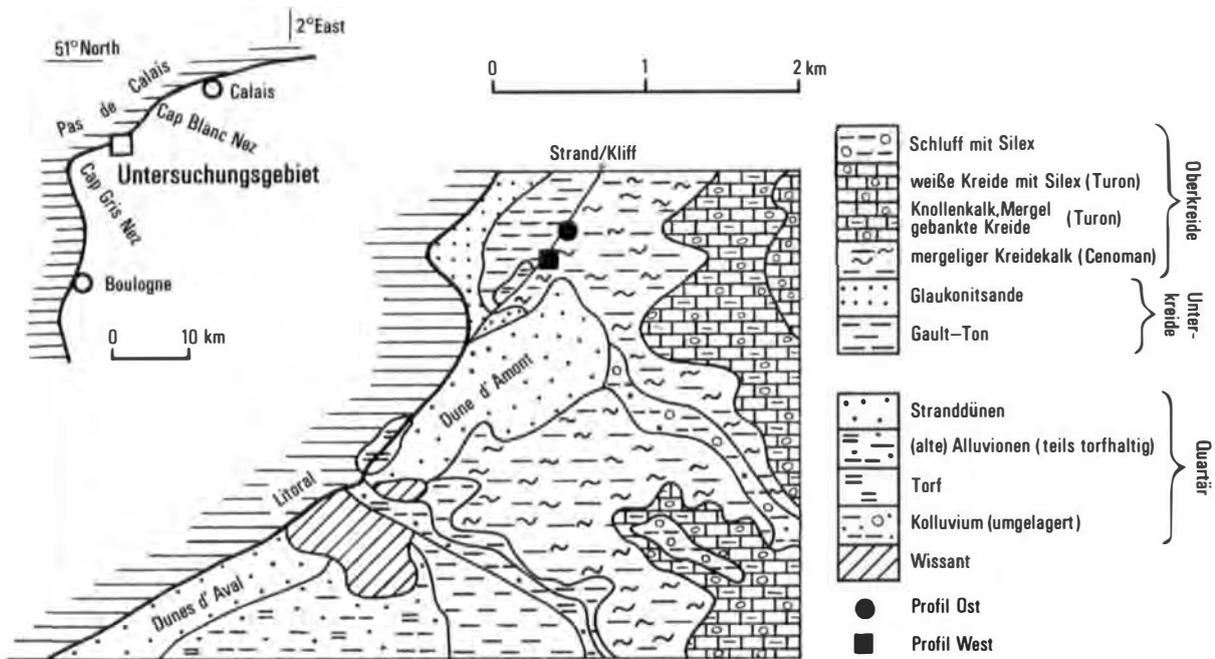


Abb. 1: Geologische Karte der „Baie-de-Wissant“ (vereinfacht nach BONTE et al. 1971)
 Geological map of the “Baie-de-Wissant” (simplified after BONTE et al. 1971)

3 Sedimentologisch-pedologische Charakterisierung der Profile

Der oberflächennahe Untergrund des zentralen Teils (Flachküstenbereich) der Baie de Wissant setzt sich nordöstlich und südwestlich des Ortes Wissant aus Dünenstränden und teilweise torfhaltigen Alluvionen zusammen. Nordöstlich der Dune d'Amont im Bereich des niedrigen Strandkliffs ist an dessen Basis auf einer Erstreckung von ca. 0,5 km eine bis zu 5 m mächtige Schuttmasse aufgeschlossen (Abb. 2 u. 3), die in der geologischen Karte von BONTE et al. (1971) durch die Signatur für umgelagertes Kolluvium angedeutet wird (Abb. 1). Der basale Schutt bildete einen Sockel, auf dem der Wind recht gut sortierte Sande ablagern konnte, die durch Bodenbildungen gegliedert und teilweise umgelagert sind.

Äolische Decksedimentuntersuchungen zeigen, daß das Korngrößenspektrum bei Flug(deck)sanden sehr breit ist. Um bei geomorphologischen Fragen eine differenziertere Ansprache zu erreichen, wurden folgende fazielle Unterteilungen vorgenommen: (feiner) Flugsand mit \varnothing 38% Kornanteil in den Fraktionen 0,63–0,1 mm nach DIN 4188, (grober) Flugsand mit \varnothing 56%, (feiner) Treibsand mit \varnothing 70%, (grober) Treibsand mit \varnothing 80% sowie Dünenstrand

mit \varnothing 91% bzw. \varnothing 82% in der Fraktion 0,63–0,2 mm. Dies sind errechnete Durchschnittswerte verschieden zusammengesetzter Flugsande, die zur Flugsandreihe zusammengefaßt werden und auf Erfahrungswerten aus zahlreichen Laboranalysen beruhen.

Im Abstand von etwa 50–100 m wurden zwei repräsentative Profile sedimentologisch, pedologisch und chronostratigraphisch bearbeitet (Profile Ost und West, Abb. 2 u. 3; zur Lage siehe Abb. 1). Die Prozesse, die zum Aufbau der einzelnen Bodenhorizonte und Sedimentabschnitte geführt haben, können der pedologischen Gliederung in Abb. 2 entnommen werden, wobei Vorgänge mit geringer Intensität in Klammern angegeben sind.

Die Profile zeigen im Hangenden oberhalb des Sockels (s. o.) unterschiedlich mächtige Treib- und Dünenstranddecken, die durch fossile Bodenhorizonte untergliedert sind. Die einzelnen Sedimentabschnitte haben je nach Stärke der Verwitterung sowie der Verlagerung der Huminstoffe eine mehr beige bzw. graue Färbung. Während die skelettfreien Dünen- und Treibsande als echte äolische Sedimente anzusprechen sind, wurde das die Migrationsabschnitte aufbauende Material lediglich als ‚(Sand)‘ bezeichnet. Dieser stellt keine primäre Windablagerung dar,

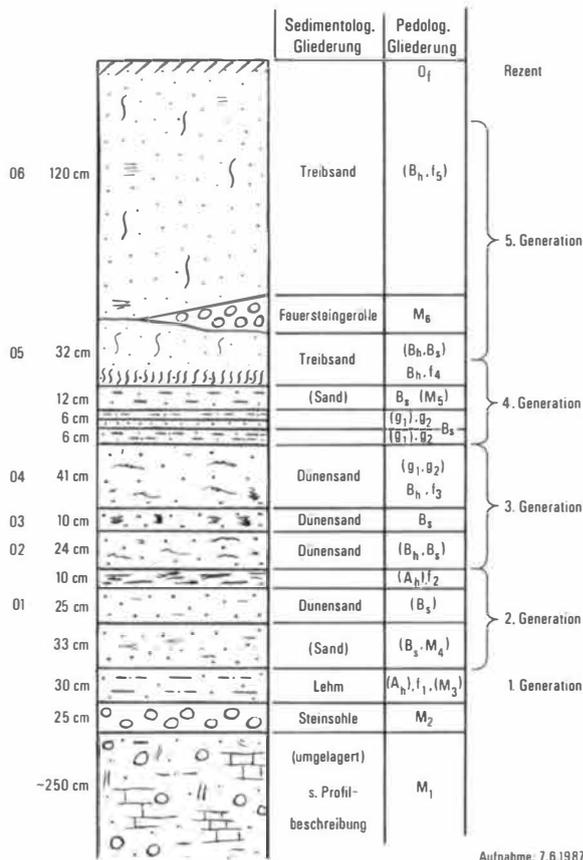


Abb. 2: Chronostratigraphisches Profil Ost
Chronostratigraphic Profile East

sondern umgelagertes Decksediment, das mit regellos verteilten, angewitterten Feuersteinen sowie Mergel- und Kreidekalkkiesen durchsetzt ist. Der W5-Horizont in Profil West (Abb. 3) beinhaltet zudem Artefakte, W4 neben Skelett auch Keramikreste, die allerdings keine exakten Hinweise für eine Altersbestimmung lieferten.

Die Basis der Profile (Sockel) setzt sich aus 2,50 bis 5,50 m mächtigen Schutt- und Geröllmassen zusammen, die in eine Matrix grau-grün gefärbter Feinsedimente eingebettet sind. In Profil West ist sie sedimentstratigraphisch wie folgt aufgebaut (vgl. Abb. 3):

Wa Sandiger Kies: Vorwiegend Grobkies und Steine aus Feuerstein (Silex) sowie Fein- bis Grobkies aus Mergelkalkstein; Feuersteine (5–20 cm) vorwiegend kantengerundet und kantengerundet bis gerundet;

- Wb Schluffiger, z. T. lehmiger Sand mit Fein- bis Grobkiesen (Kalkstein); Feuersteine vorwiegend kantig und in Gefällsrichtung eingeregelt;
- Wc Sandiger Kies – kiesiger Sand: Vorwiegend Mergelkalkkiese sowie Feuersteine (Grobkiese und Steine); graugrüne Färbung; Zurundung und Einreglung der Feuersteine: siehe Wb; Einschaltung einer Linse aus sandig-lehmigem Schluff, z. T. mit Kiesen;
- Wd Schluffig-lehmiger Sand mit Mergelkalkkiesen und Feuersteinen, dunkel; Zurundung und Einreglung der Feuersteine: siehe Wb.

Der Profilssockel und die z. T. umgelagerten äolischen Sande des Hangenden werden stratigraphisch durch ein humoses, schluff- und tonhaltiges Sediment (sandiger Lehm, W1) markant getrennt. An der Basis dieser mit regellos verteilten Geröllen (meist Silex: Grobkiese und Steine) durchsetzten Ablagerung befindet sich eine Steinsohle aus groben Flintknollen, die z. T. in Gefällsrichtung eingeregelt sind.

Aufgrund des Humusgehaltes repräsentiert W1 die erste der nachgewiesenen Bodengenerationen, der aufgrund einer Radiokarbondatierung (C^{14}) ein Alter von 2760 ± 30 a BP (Wende Subboreal-Subatlantikum) zugewiesen werden konnte. Der Profilssockel muß daher im Subboreal und/oder früher gebildet worden sein.

Der nächst jüngere fossile Boden, der sich in Dünen sanden entwickelt hat, ist in Profil West lediglich durch einen degradierten Horizont vertreten (W2, Abb. 3). Im östlichen Profil weist er hingegen eine größere Mächtigkeit auf (01, Abb. 2). Hier setzt er sich im basalen Teil aus umgelagerten äolischen Sanden zusammen (M_4 -Horizont).

Die 3. Generation (der fossilen Böden), die in beiden Profilen eine vergleichbare Mächtigkeit und Entwicklung aufweist, hat sich ebenfalls auf Dünen sand gebildet. Dieser ist in Profil West im oberen Teil umgelagert. Der Boden wurde mittels C^{14} ins späte Mittelalter datiert.

Der 4. Generation (z. T. in umgelagertem Treibsand entwickelt; M_5 in Abb. 2) wurde ein C^{14} -Alter von 1390 ± 100 a BP zugewiesen (W6, Abb. 3; analog O5 in Abb. 2). Damit tritt in Profil West bei W5 und W6 bezüglich des Alters eine „Inversion“ auf, da der liegende Boden nach der Datierung jünger sein müßte als der hangende. Dies ist nicht ungewöhnlich und hat – zumal beide Böden unmittelbar übereinander liegen – auf die genetische Deutung des Profils keine großen Auswirkungen. Die Bodeninversion kann durch verschiedene Prozesse hervorgerufen worden sein, u. a. Infiltrationen aus den oberen Horizonten, Umlagerungen (W5 und W6 sind

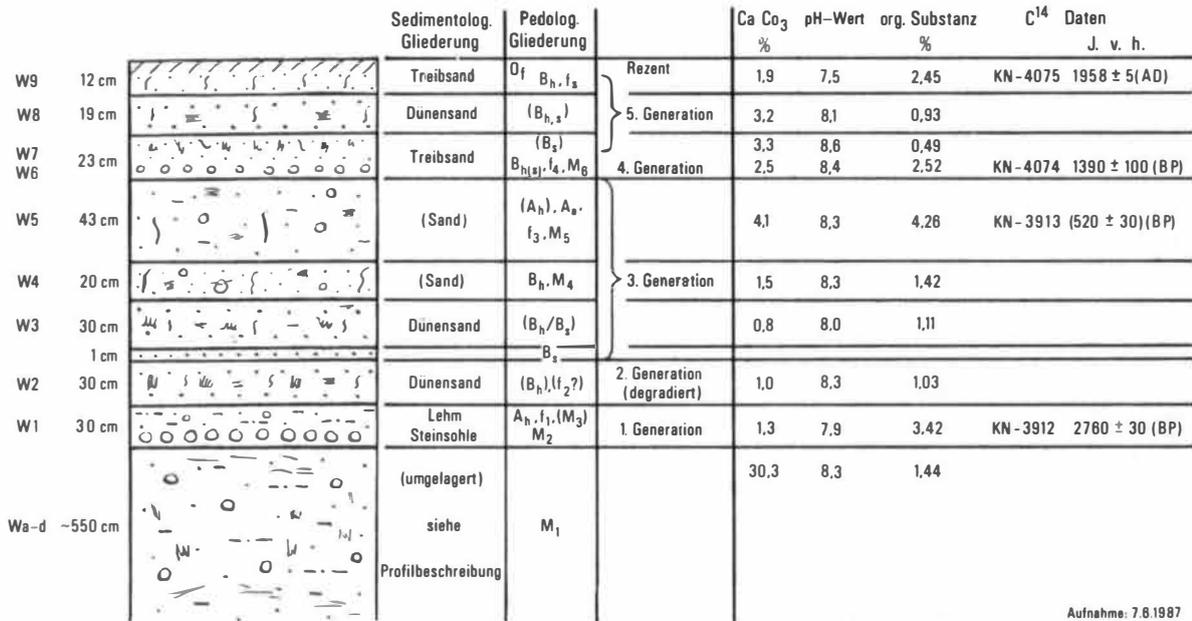


Abb. 3: Chronostratigraphisches Profil West
Chronostratigraphic Profile West

Aufnahme: 7.6.1987

als Migrationshorizonte im Profil gekennzeichnet) sowie Bioturbation.

Die 5. Generation schließlich hat sich weitgehend in primären äolischen Sedimenten (Dünensand, Treibsand) gebildet. In Profil Ost befindet sich in entsprechender stratigraphischer Lage eine vergleichsweise mächtige, pedologisch nicht differenzierbare Treibsanddecke (O₆), an deren Basis ein aus Feuersteingeröllen bestehender Migrationshorizont (M₆) zu beobachten ist. Er keilt seitlich in das Profil aus und belegt, daß noch in jüngerer Zeit lokal kräftige Umlagerungen stattgefunden haben. Der A-Horizont dieser Generation im Profil West wurde auf 1958 ± 5 a AD datiert.

In den repräsentativen Profilen Ost und West ist oberhalb der Basis (Wa-Wd, Abb. 3) bei sehr unterschiedlicher Sedimentmächtigkeit eine gleiche Anzahl fossiler Böden und Migrationshorizonte vorhanden. Beide Profile weisen damit eine ähnliche zeitgleiche Entwicklung auf, die nur in bezug auf die Sedimentationsraten differiert. Pedogenetisch wurden mit Ausnahme der 1. Generation alle Böden durch Podsolierungsvorgänge geprägt, die auf die Permeabilität des Ausgangssubstrats zurückgehen (Tab. 1). Dennoch weisen sie sehr hohe pH-Werte (über dem Neutralitätswert) auf, die im Karbonatgehalt des im Umland anstehenden kretazischen Gesteins und dem Meereseinfluß (Salzgehalt) be-

Tabelle 1: Korngrößenanalysen (DIN 4188) der in Profil West aufgeführten Horizonte

Grain-size distribution (DIN 4188) in the strata and soil horizons in Profile West

Kornfraktionen	Profilhorizonte									
	Wd	W1	W2	W3	W4	W5	W6	W7	W8	W9
gS	0,2	0,3	--	--	0,1	0,3	0,1	--	0,1	--
mS	10,8	20,0	80,9	81,5	74,4	63,5	72,8	76,4	72,9	74,9
fS	24,7	22,4	11,9	10,8	15,8	18,7	18,5	18,8	9,0	18,5
gU	32,4	28,2	6,1	7,0	6,6	7,7	3,7	3,0	5,0	3,2
mU	9,3	6,0	0,8	--	0,7	3,1	1,3	0,3	5,3	1,2
fU	8,0	3,0	--	--	0,1	1,4	0,9	0,9	2,7	--
T	14,6	20,1	0,3	0,7	2,3	5,3	2,7	0,6	5,0	2,2

gründet liegen. Aufgrund der starken Auswaschungsvorgänge im Küstenbereich sind die fossilen Bodenhorizonte nicht immer eindeutig ausgeprägt. Jedoch lassen sich bei den meisten Sedimentgenerationen typische Horizontabfolgen eines Podsolis nachweisen; dies gilt besonders für Profil Ost. Die Podsolierungsvorgänge sind im allgemeinen mäßig bis schwach, da sehr ausgeprägte B_S -Horizonte nur selten auftreten. Dennoch sind die Sesquioxidanreicherungen in den Profilen deutlich erkennbar.

Für Flugsandablagerungen ist die Ausbildung von mehr oder weniger deutlich ausgeprägten B_S -Horizonten durchaus die Regel, zumal die Quarzkörner vom Edukt her häufig mit einer Eisenhaut umgeben sind, die aufgrund der chemischen Verwitterung und der Permeabilität im Sediment zur Bildung des B_S -Abschnittes Anlaß gibt. Der Podsolierungsprozeß ist nach MÜCKENHAUSEN (1985) in unserem humiden Klima durch die starke Perkolation und die ständige Auswaschung basisch wirkender, austauscharmer Kationen bedingt; dabei hängt die Intensität der Sesquioxidverlagerung von der Sickerwassermenge und der Bodendurchlässigkeit ab. In den Profilen Ost und West beruht die hohe Permeabilität auf der starken Dominanz der Mittelsandfraktion (0,63–0,2 mm Korndurchmesser; Tab. 1).

Typologisch können die untersuchten Böden als podsolige bis schwach podsolige Braunerden mit hohem pH-Wert angesprochen werden (vgl. Abb. 3). Nach SCHEFFER (1979) tritt die Podsolierung im sauren Milieu auf; in neutralen bis alkalischen Böden werden Podsolierungsvorgänge praktisch nicht beobachtet.

Die Problematik, daß trotz der Auswaschungsvorgänge (Podsolierung) ein höherer pH-Wert auftritt, läßt sich durch folgende Sachverhalte klären: a) Mit einem pH-Anstieg folgt eine Zunahme der Ca-Sättigung; dabei kann der höhere pH-Wert zu einer Hydrolyse der metallorganischen Komplexe führen, was eine Fällung der Metalle als Hydroxide (B_S -Horizont) zur Folge hat. b) Als Folge der höheren pH-Werte oder der Ca-Sättigung können die gesamten metallorganischen Komplexe koagulieren (SCHEFFER 1979). Diese Vorgänge können in den Profilen West und Ost stattgefunden haben, so daß sich der Widerspruch zwischen hohem pH-Wert und der Podsolierung in den Böden genetisch deuten läßt.

Letztlich sind noch die in Profilnähe vorkommenden Strandtorfe (vgl. BONTE et al. 1971) zu erwähnen, bei denen es sich um undatierte litorale Umlagerungen handelt. Sie können jedoch nicht für eine chronostratigraphische Gliederung der Profile herangezogen werden, da an der Profilbasis nach eigenen

Beobachtungen und Bohrungen keine Torfe nachgewiesen werden konnten.

4 Die formbildenden Prozesse

An der holozänen (bis spätglazialen) Oberflächengestaltung im Untersuchungsgebiet waren sehr unterschiedliche Prozesse in verschiedenem Maße beteiligt. Der Profilssockel wurde im Hangenden (Wb-Wd, Abb. 3) vornehmlich durch Solifluktions-, z. T. möglicherweise auch durch Abspülungsprozesse (denudativ-fluvialer Transport über kurze Strecken) aufgebaut, während die Ablagerungen des Liegenden (Wa) wahrscheinlich vor der endgültigen Sedimentation fluvial-erosiv und/oder fluviomarin bearbeitet worden sind. Auf diese Differenzierung läßt die deutliche Varianz des Grobsedimentcharakters schließen, d. h. vor allem die unterschiedliche Einregelung und Zurundung der widerstandsfähigen Silex-Komponenten, die in Wb-Wd zu über 50% kantig, in Wa hingegen vorwiegend kantengerundet bis gerundet und gerundet sind (Abb. 4 u. 5). Eine rein marine Herkunft der Basiskiese (Wa) kommt wohl kaum in Betracht, vergleicht man deren Rundungsgrad mit dem der am Fuße des Kliffs angelagerten Strandgerölle (Abb. 4). Somit kann der Profilssockel auch nicht als Basiskonglomerat einer Transgression gedeutet werden.

Einen deutlichen Hiatus zwischen den Solifluktionsmassen und Kolluvien des Liegenden und dem äolisch geprägten Hangenden bildet das tonig-schluffige Sediment in W1 sowie die unterlagernde Steinsohle. Deren genetische Deutung ist aufgrund vielfältiger Entstehungsmöglichkeiten mit Problemen verbunden. Eine Interpretation der Steinsohle im Sinne eines Deflationspflasters, wie es z. B. in Trockengebieten vorzufinden ist, scheidet in unserem Falle völlig aus, weil der Untergrund (Wd-Sedimentabschnitt) keine für eine Deflation in Frage kommenden Sedimente enthält. Auch eine Genese unter periglazial-kryogenen Bedingungen ist aufgrund des geringen Alters des eingeschwemmten Bodenmaterials (W1, Subboreal-Subatlantikum) weitgehend auszuschließen. Da die Steinsohle gröbere Komponenten enthält als der Profilssockel, kann sie außerdem nicht als relative Anreicherung von Flintgeröllen gedeutet werden, die durch selektive Erosion aus den Basis sedimenten (Wa-Wd, Abb. 3) hervorgegangen ist. Vielmehr werden diese durch die Steinsohle gekappt, so daß anzunehmen ist, daß zunächst auf dem Sockel eine neue Ablagerung durch fluviale Prozesse entstand, aus der dann bei selektiver Erosion die feine-

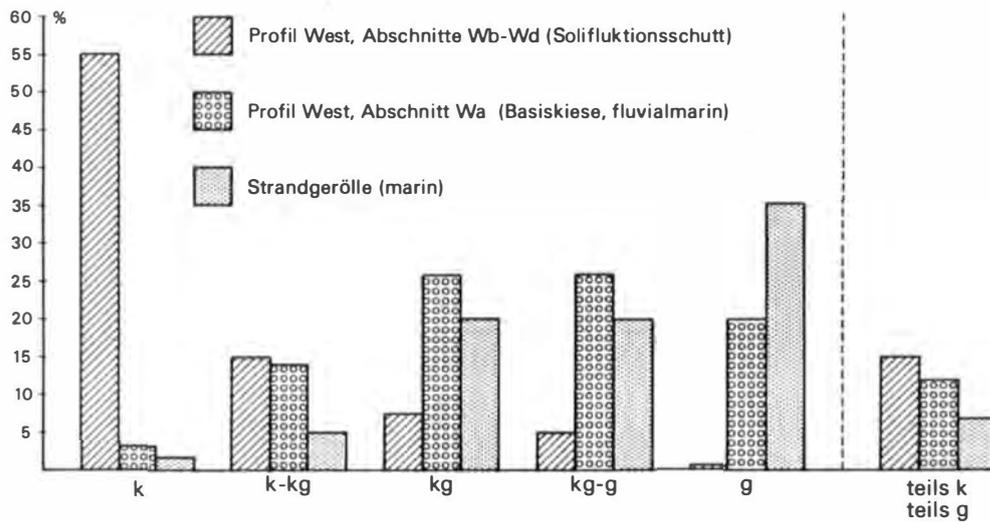


Abb. 4: Rundungsanalyse der Grobkomponenten (\varnothing 5-20 cm) des Wa-Wd Profilabschnitts (Profil West) nach REICHELTL
 Analysis of roundness (REICHELTL-method) of the gravels in Wa-Wd (Profile West)

ren Bestandteile ausgespült wurden. Daraufhin erfolgte die Einregelung unter nicht-periglazialen Bedingungen (vgl. Kap. 3). Schließlich wurde die Steinsohle mit humosem Lehm (W1) plombiert. Eine ähnliche Entwicklung kann auch für die in der Treibsanddecke (Profil Ost) auskeilenden Feuersteingerölle angenommen werden. Unter entsprechenden klimatischen und hydrographischen Voraussetzungen mag sich ein solcher Vorgang bei Bereitstellung von Geröll und Schutt demnach beliebig oft wiederholen.

Aus den vorangegangenen Überlegungen geht hervor, daß es sich bei den humosen sandig-lehmigen Sedimenten (W1), an deren Basis die Steinsohle ausgebildet ist, um einen allochthonen Boden handelt. Die Bodenbildung ist durch den Humusgehalt belegt; dieser deutet auf eine morphodynamische Stabilitätsphase mit dichter Vegetation - vermutlich unter humideren und/oder wärmeren Klimabedingungen - hin. Diese ging der Periode verstärkter Morphodynamik (Abspülung, Erosion) voraus, auf die auch die in W1 eingebetteten, regellos verteilten Flintgerölle hinweisen.

W1 konnte ein C^{14} -Alter von 2760 ± 30 a BP zugewiesen werden (spätes Subboreal - frühes Subatlantikum), womit auch für die Profilbasis eine relative Datierung vorliegt. Die für sie verantwortlichen Umlagerungsprozesse waren spätestens im jüngeren Subboreal abgeschlossen. Ihr Beginn läßt sich jedoch nicht genauer bestimmen, da die Untergrenze des Komplexes Wa-Wd nicht einwandfrei nachzuweisen ist. Jedoch rechtfertigen die pleistozänen Hänge-

täler mit ihren kolluvialen Füllungen die Vermutung, daß die Umlagerungen zumindest bis ins Spätglazial zurückreichen.

Die Humusdatierung ist im allgemeinen relativ unzuverlässig, weil durch horizontalen und kapillaren Wasserfluß jüngere Bodenkolloide eingeschwemmt werden können, wodurch die Altersangabe verfälscht wird. Geht man hier von der Annahme aus, daß

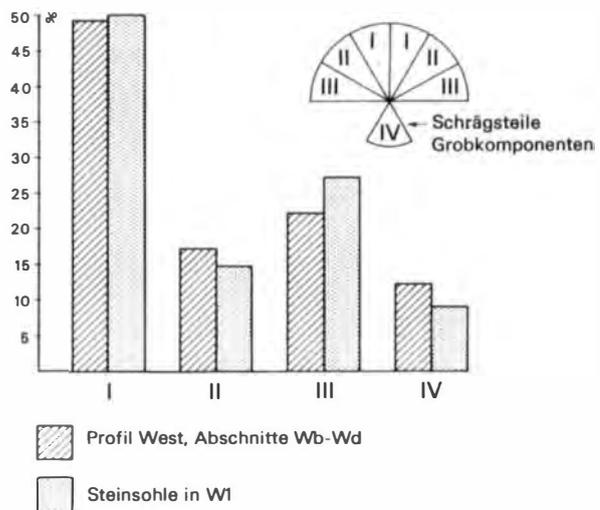


Abb. 5: Regelungsanalyse der Grobkomponenten (\varnothing 5-20 cm) des Wa-Wd Profilabschnitts (Profil West)
 Analysis of orientation of the gravels in Wa-Wd (Profile West)

humose Infiltrationen aus den jüngeren, schwach ausgebildeten Horizonten des Hangenden stattgefunden haben, so ist dennoch die grobe Einordnung des W1-Horizontes (als wichtigste stratigraphische Marke) in das späte Subboreal - frühe Subatlantikum nicht in Frage zu stellen, da dieser Zeitraum immerhin etwa 1000 a umfaßt und somit eine ausreichende Fehlertoleranz bietet.

Das Hangende oberhalb des Profilsockels (W2-W9, Abb. 3) weist eine ganz andere sedimentäre Zusammensetzung auf als die Basis und deutet damit auf einen einschneidenden Wandel der Randbedingungen der Morphodynamik hin. Phasen der Dünen- und Treibsandbildung wechselten sich mit Perioden der Dünenstabilisation ab, in denen Bodenbildung bei feuchterem Klima und dichter Vegetation erfolgte (vgl. JELGERSMA et al. 1970). Die eingebetteten Migrationshorizonte zeigen an, daß es zwischenzeitlich auch mehrfach zu einer Intensivierung der Abtragungsprozesse (vor allem Erosion, Abspülung) gekommen sein muß. C¹⁴ Datierungen liegen für die 4. und 5. Bodengeneration vor, die ein Alter von 1390 ± 100 a BP (W6) bzw. 1958 ± 5 a AD (W9) aufweisen. Somit umspannen die oben genannten Prozesse einen Zeitraum, der vom Subatlantikum über das Mittelalter bis in die heutige Zeit hinein reicht.

5 Diskussion zur Landschaftsentwicklung in der Bucht von Wissant (Vergleich mit den Nachbarregionen)

Ein erster Diskussionspunkt ist die holozäne Torfbildung im ‚marais de Tardinghen‘ (petite plaine maritime), von der bereits in Kap. 2 die Rede war. MORTIER a. BOELS (1980) datieren sie in den Zeitraum 4000–2950 a BP und führen sie im wesentlichen auf die lokale Küstenentwicklung (Verlandung durch Nehrungsbildung, Kap. 2) zurück. Mag dies auch stimmig sein, so gibt es in der Literatur dennoch viele Anhaltspunkte dafür, daß es im Subboreal-Subatlantikum im Bereich der gesamten Kanal- und Nordseeküste zu einer Entwicklung von Torfen gekommen ist. Diese hat - legt man die vorliegenden Datierungen zugrunde - im allgemeinen während der Ruhephasen der Calais IV und Dünkirchen 0 - Transgressionen (im Sinne von HAGEMAN 1969) stattgefunden.

In den Niederlanden beispielsweise fallen die Torfbildungen nach HAGEMAN (1969) in den Zeitraum 4550–3750 (Calais IV) bzw. 3450–2950 a BP (Düнкirchen 0); VAN DE PLASSCHE (1985) dokumentiert darüber hinaus einen tonigen Torf aus dem nieder-

ländischen Friesland mit einem C¹⁴-Alter von 2650 a BP. Im Wesergebiet hat sich nach MÜLLER (1962) um 2850–2750 a BP ein terrestrisches Hochmoor als Folge einer Verlandungsphase gebildet (Sehestedter Außendeichsmoor). Beispiele für subboreale bis subatlantische Torfbildungen an der französischen und belgischen Kanalküste bieten etwa die Bucht von Saint Malo in der Bretagne (3000 bzw. 3860 a BP nach MORZADEC-KERFOURN 1985) und das Hinterland von Nieuwpoort/Oostende (2870 bzw. 2680 a BP nach BAETEMAN 1985). Das C¹⁴-Alter eines weiteren Torfes der belgischen Küste wird von BAETEMAN (1985) mit 3890 a BP angegeben.

Die Befunde sind hinsichtlich der C¹⁴-Datierungen - trotz der Datierungsproblematik - vergleichbar. Eine differenzierte Deutung der Torfbildungen ist allerdings mit Schwierigkeiten verbunden. Zur Problematik der mit Meeresspiegelschwankungen einhergehenden, teils komplexen Torfgenese haben BEHRE u. STREIF (1980) ausführlich Stellung genommen. Die Torfe der ‚petite plaine maritime‘ lassen sich in den genannten zeitlichen Rahmen zwanglos einordnen (Subboreal-Subatlantikum): Calais IV bis Düнкirchen 0 nach HAGEMAN (1969). Sie liegen 2–3 m über dem Meeresspiegel und werden von teils 2 m mächtigen Sand- und Tonablagerungen überdeckt, die auf transgressive Phasen nach der Torfbildung hinweisen (vgl. MORTIER a. BOELS 1980).

Auf dem Kliff der Bucht von Wissant bzw. im Kliffrückland ging mit der jüngeren Torfentwicklung im ‚marais de Tardinghen‘ -zumindest zeitweise - eine Phase verstärkter Bodenbildung einher. Dies wird durch den Humusgehalt der tonig-schluffigen Sedimente in W1 bezeugt, der bei einem C¹⁴-Alter von 2760 ± 30 a BP dem späten Subboreal bis frühen Subatlantikum zugeordnet werden konnte. Zeitlich entspricht seine Entstehung somit der Meeresspiegelschwankung Düнкirchen 0 nach HAGEMAN (1969) bzw. Düнкirchen 0 bis 1 nach BRAND et al. (1965). Die Bodensedimente in W1 lassen sich z. T. auch mit entsprechenden Befunden aus den Nachbarregionen parallelisieren. Beispielsweise hat DE CEUNYNCK (1985) in Belgien eine fossile Bodenbildung auf Düнensand (Dünenstabilisierung) nachgewiesen, die auf ca. 2660 a BP datiert wurde.

Einen weiteren Diskussionspunkt bietet die an der Basis von W1 ausgebildete Steinsohle, für die es vielfältige Entstehungsmöglichkeiten gibt. Im norddeutschen Tiefland, aber auch in den angrenzenden Gebieten der Niederlande und Belgiens, ist sie meist an eine bestimmte stratigraphische Position gebunden. Sie hat dort die Eigenschaft, stets zwei genetisch verschiedene Substrattypen voneinander zu trennen:

Im Liegenden sind dies in der Regel Grundmoräne, Geschiebedecksand oder Sander, im Hangenden pleistozäne äolische Decksedimente wie Löß, Sandlöß, Flotssand und Flugsand. Die Steinsohlen werden hier mit klimatischen Feuchtperioden in Verbindung gebracht (vgl. Kap. 4).

Auch in den Repräsentativprofilen (Abb. 2 u. 3) trennt die Steinsohle (Grobgerölle aus Flint) zusammen mit W1 zwei Substrate sehr unterschiedlicher Genese; es handelt sich hierbei um die kolluvialen bzw. solifluidalen Sedimente der Basis (Profilsokkel) und die teilweise umgelagerten äolischen Treib- und Dünenande im Hangenden. Hier scheinen somit im Holozän genetische und stratigraphische Parallelen zu den pleistozänen Bildungen des nordwestdeutschen Raumes vorzuliegen. Die Migrationshorizonte (M₆ in Abb. 2 u. 3) sind keine Steinsohlen; es handelt sich hierbei um Ablagerungen, die von unterschiedlichen Korngrößenfraktionen unregelmäßig durchsetzt und auf Fließvorgänge im Boden bzw. auf Umlagerungen aus dem Hinterland zurückzuführen sind.

Bezüglich der Decksedimente oberhalb der Steinsohle und W1 liegen nur wenige Vergleichsdaten aus den Nachbarregionen vor. Dies hängt mit der z. T. morphologisch zu begründenden uneinheitlichen Sedimentaufwehung und der nicht immer gleichlaufenden Bodenentwicklung in den Dünen- bzw. Treibsanden zusammen. Die Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen zeigen sedimentäre Ruhephasen an, in denen es bei feuchterem Klima zu

Tabelle 2: C¹⁴-Datierungen (in Jahren) von Dünenstabilisationsphasen in den westlichen Niederlanden (nach JELGERSMA et al. 1970)

¹⁴C-datings of periods of dune stabilization in the western Netherlands (see JELGERSMA et al. 1970)

Phasen der älteren Dünenstabilisation	
1.	2970 ± 50 BP - 2700 ± 50 BP
2.	2510 ± 35 BP - 2250 ± 35 BP
3.	2100 ± 35 BP und älter
4.	1910 ± 60 BP - 1240 ± 70 BP
5.	1240 ± 30 BP - 1040 ± 60 BP

Tabelle 3: C¹⁴-Datierungen (in Jahren) von Dünenstabilisationsphasen am Ästuar der Canche, Pas de Calais (nach MUNAUT u. GILOT 1977)

¹⁴C-datings of periods of dune stabilization on the Canche estuary, Pas de Calais (see MUNAUT u. GILOT 1977)

Phasen der Dünenstabilisation	
1.	2370 ± 70 BP
2.	2240 ± 50 BP - 2160 ± 75 BP
3.	1450 ± 65 BP
4.	1160 ± 75 BP
5.	720 ± 50 BP

einer Dünenstabilisation durch Vegetationsverdichtung gekommen ist. Untersuchungen hierzu liegen von JELGERSMA et al. (1970) aus den westlichen Niederlanden sowie von MUNAUT u. GILOT (1977) aus dem Gebiet südlich von Boulogne (Pas de Calais) am Ästuar der Canche (Le Touquet Paris Plage) vor. In beiden Räumen konnten jeweils fünf Phasen der Dünenstabilisation aufgrund von C¹⁴-Datierungen herausgearbeitet werden (Tab. 2 u. 3).

In den Profilen Ost und West in der Bucht von Wissant lassen sich vier äolische Sedimentgenerationen mit mehr oder weniger deutlich ausgeprägten Bodenbildungen nachweisen. Radiocarbonatierungen liegen für die 4. und 5. Generation vor (1390 ± 100 a BP bzw. 1958 ± 5 a AD). Damit verbleiben im Liegenden zwei undatierte Sedimentabschnitte bzw. Böden, welche einen Zeitraum von 1370 a umspannen. Sie können ohne weiteres den Dünenstabilisationsphasen 1-4 nach JELGERSMA et al. (1970) bzw. den Perioden der Bodenbildung 1-3 nach MUNAUT u. GILOT (1977) zugeordnet werden (Tab. 2 u. 3).

Den zwischen den sedimentären Ruhephasen auftretenden Aktivitätszeiten (Dünenbildungsphasen) entsprechen nach JELGERSMA et al. (1970) zwei komplexe Dünengenerationen, eine ältere in der Zeitspanne 3650-1050 a BP sowie eine jüngere, teilweise mittelalterliche (jünger als 860 a BP), die in mehreren Phasen ablief und bis ins 18. Jahrhundert hineinreichte. Auch diesbezüglich läßt sich eine Parallelisierung mit den äolischen Sanden der Bucht von Wissant vornehmen. Die Sedimente in W1-W6 bzw. O1-O5 gehören der älteren, W7-W9 bzw. O5-O6 der jüngeren Dünengeneration (nach JELGERSMA et al. 1970) an.

6 Zusammenfassende Schlußfolgerungen

Die Landschaftsentwicklung im Bereich des Kliffs der Bucht von Wissant und seines unmittelbaren Rücklandes wurde anhand zweier repräsentativer Profile untersucht, die sich aus kiesig-sandigen Basisakkumulationen und einer stratigraphischen Abfolge teilweise umgelagerter äolischer Decksedimente und fossiler Böden zusammensetzen. Die wesentlichen Ergebnisse seien wie folgt zusammengefaßt:

- 1) In einer Zeitspanne vor dem jüngeren Subboreal, spätestens seit dem Spätglazial, haben zunächst fluviomarine und/oder fluviale Prozesse (gebietsweise?), dann Abspülung aus dem unmittelbaren Hinterland bzw. Solifluktion zum Aufbau der Basis des heutigen Niedrigkliffs (Wa-Wd, Abb. 3) geführt. Diese setzt sich vor allem aus mergeligen Kreidekalk- und Feuersteinkiesen sowie Glaukonitsanden und Gaulttonen zusammen. Auf die Differenzierung der formbildenden Prozesse (Morphodynamik) weisen die Einregelungen der Grobkomponenten, insbesondere aber der unterschiedliche Zurundungsgrad der Feuersteine hin: Während im Abschnitt Wa (s. o.) die kantengerundeten bis gerundeten und gerundeten Gerölle überwiegen, dominieren in den Abschnitten Wb-Wd eindeutig die kantigen Komponenten (Abb. 4).
- 2) Für die Wende Subboreal-Subatlantikum (2760 ± 30 a BP) kann eine morphodynamische Stabilitätsphase mit verstärkter Bodenbildung belegt werden (Humusnachweis für W1). Sie fällt zeitlich etwa mit der jüngeren Torfbildung in der ‚petite plaine maritime‘ zusammen, die mit einem verringerten marinen Einfluß (Regression?; vgl. MORTIER a. BOELS 1980) während der Calais IV-bis Dünkirchen 0-Transgression (nach HAGEMAN 1969) in Verbindung zu bringen ist. An der französischen, belgischen und niederländischen Kanalküste lassen sich analoge Horizonte nachweisen, die eine chronostratigraphische Orientierungsmarke innerhalb der holozänen Ablagerungen darstellen. Die Stabilitätsphase wurde durch eine Periode verstärkter Morphodynamik (Erosion, Abspülung) abgelöst, die sich in den allochthonen Bodensedimenten (W1) und der Flintsteinsohle an deren Basis widerspiegelt.
- 3) Die Folgezeit (Subatlantikum bis zur Gegenwart) ist durch veränderte morphodynamische Randbedingungen gekennzeichnet, unter denen es zu einem mehrfachen Wechsel von Dünenbildung und Dünenstabilisation (Bodenbildung in feuchteren Phasen mit dichter Vegetation) gekom-

men ist. In diese Abfolge waren (lokal?) Phasen der Umlagerung eingeschaltet. Die äolischen Sedimente können zwei großen Dünengenerationen zugeordnet werden, wie sie JELGERSMA et al. (1970) für die westlichen Niederlande beschrieben hat (vgl. auch die korrelierbaren Befunde von MUNAUT u. GILOT 1977 für den Ästuar der Canche südlich von Boulogne). Die erste Generation (W1-W6 bzw. O1-O5) liegt in der Zeitspanne 2760 ± 30 bis 1390 ± 100 a BP, die zweite (W7-W9 bzw. O5-O6) ist mittelalterlich und jünger.

- 4) Die Profile Ost und West weisen unterschiedliche Sedimentmächtigkeiten auf, sind aber durch eine gleiche Anzahl fossiler podsoliger Böden gegliedert. Trotz der Durchlässigkeit des Ausgangssubstrats und der Podsolierungsvorgänge liegen sehr hohe pH-Werte (7,5-8,4) vor. Sie sind auf den Karbonatgehalt des Anstehenden und den Meereseinfluß (Salzgehalt) zurückzuführen.

Danksagung

Herrn Dr. Jürgen Freundlich vom Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität zu Köln danken wir für die C¹⁴-Altersbestimmung der fossilen Böden in Profil West. Ferner gilt unser Dank Frau Dipl.-Ing. agr. Dr. Ulrike Leßmann-Schoch vom Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, die diverse Bodenhorizonte beider Profile pollenanalytisch untersuchte. (Die Bestimmung ergab einen hohen prozentualen Anteil von Nichtbaumpollen; unter diesen befanden sich wiederum hohe Prozentsätze von Kompositen, die auf selektive Pollensterbung hinweisen. Im Pollenspektrum wurden keine reinen Kulturpflanzen nachgewiesen). Frau Dr. Manuela Mende danken wir für die interessanten Diskussionsbeiträge zur Landschaftsgenese des Raumes um Wissant.

Literatur

- AMEDRO, F. et al.: Géologie du Boulonnais. *Science et Nature*, No. 3, 1985, 1-176.
- BAETEMAN, C.: Development and Evolution of Sedimentary Environments during the Holocene in the Western Coastal Plain of Belgium. In: *Eiszeitalter u. Gegenwart* 35, 1985, 23-32.
- BEHRE, K. E. u. STREIF, H. J.: Kriterien zu Meeresspiegel- und darauf bezogene Grundwasserabsenkungen. In: *Eiszeitalter u. Gegenwart* 30, 1980, 153-160.

- BONTE, A. et al.: Carte Géologique détaillée de la France 1:50 000, Marquise XXI-3 (Boulonnais-Nord), 1971.
- BRAND, G., HAGEMAN, B. P., JELGERSMA, S. u. SINDOWSKI, K. H.: Die lithostratigraphische Unterteilung des marinen Holozäns an der Nordseeküste. In: Geol. Jb. 82, 1965, 365-384.
- CEUNYNCK, R. DE: The Evolution of the Coastal Dunes in the Western Belgian Coastal Plain. In: Eiszeitalter u. Gegenwart 35, 1985, 33-41.
- HAGEMAN, B. P.: Development of the Western Part of the Netherlands during the Holocene. In: Geol. en Mijnb. 48, 1969, 373-388.
- JELGERSMA, S., DE JONG, J., ZAGWIJN, W. H. a. VAN REGTEREN ALTEÑA, J. F.: The Coastal Dunes of the Western Netherlands. Geology, Vegetational History and Archeology. In: Meded. Rijks Geol. Dienst N. S. 21, 1970, 93-167.
- MORTIER, R. a. BOELS, M.: The Morphological Evolution of the Litoral Region in Wissant (N. France) during the Holocene. In: Bull. de l'Assoc. Française pour l'Étude du Quaternaire 55, 1980, 41-45.
- MORZADÉC-KERFOURN, M. T.: Variations du niveau marin a l'Holocène en Bretagne (France). In: Eiszeitalter u. Gegenwart 35, 1985, 15-22.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. Frankfurt/M. 1985.
- MÜLLER, W.: Der Ablauf der holozänen Meerestransgressionen an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. In: Eiszeitalter u. Gegenwart 13, 1962, 197-226.
- MUNAUT, A. V. u. GILOT, E.: Recherches palynologiques et datations ¹⁴C dans les régions côtières du nord de la France. In: Bull. de l'Assoc. Française pour l'Étude du Quaternaire 52, 1977, 17-25.
- PLASSCHE, O. VAN DE: Time-Limit Assessment of some Holocene Transgressive and Regressive Periods in the Northern Netherlands. In: Eiszeitalter u. Gegenwart 35, 1985, 43-48.
- SCHEFFER, F. u. SCHACHTSCHABEL, P.: Lehrbuch der Bodenkunde. Stuttgart 1979.
- SOMMÉ, J.: Formations superficielles, Quaternaire et géomorphologie - Les données de la Région Nord-Pas de Calais. In: Hommes et Terres du Nord 2, 1978, 5-18.

KARSTMORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AUF KRETA

Mit 4 Abbildungen und 6 Photos

GERHARD BARTELS

Summary: Karst-morphological investigations on Crete

In 1988/90 fieldwork was carried out on poljes in the Karst of the island of Crete. From these field observations we can draw the following conclusions: The formation of poljes was facilitated by downfaulting. Poljes developed without tectonic influence remained relatively small. Nearby outcropping impermeable rock supported the formation of poljes. Noncarbonate detritus was transported into the depressions and luted the joints beneath their floors. Otherwise poljes developed far away from outcropping impermeable rock. Therefore the insoluble residue must have affected the jointed limestone similarly. Slopes surrounding the poljes and slopes of the humi were steepened by lateral corrosion under recent climatic conditions even at heights of 1400 m, but the floors of some high-lying depressions are being destroyed by downwearing. The formation of poljes started probably in the Early Quaternary or even in the Late Pliocene.

1 Das Untersuchungsgebiet¹⁾

Drei Massive mit über 2000 m hohen Gipfeln (Levka Ori, Ida, Dikti) und die schroffen Erhebungen der Sitia-Halbinsel bestimmen das Großrelief Kretas. Sie werden von permo-mesozoischen Gesteinen aufgebaut. Die Massive mit komplizierter Deckentektonik wurden im Eozän/Oligozän und im Pliozän/Quartär herausgehoben. In den Gebirgen

¹⁾ Herrn Prof. Schröder, Geologisches Institut der Ruhr-Universität Bochum, verdanke ich wertvolle Hinweise auf geologische Literatur. Der Hellenic National Meteorological Service sandte mir freundlicherweise Klimadaten, auf denen Abb. 1 basiert. Für die empfangene Hilfe sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt.