

РЕЛЬЕФ ПРИМОРСКИХ ДЮН И ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

Морфология эолового рельефа побережий, тесно связанная со знаком и темпом относительных колебаний уровня моря, издавна привлекает внимание исследователей, занимающихся изучением как истории развития побережий и осцилляций уровня моря [1–5], так и неотектоники для целей поиска нефти и газа [6], а также россыпной металлоносности [7–8]. В ходе развития данных исследований были разработаны фундаментальные положения, неоднократно подтвержденные практикой. Условия и причины эоловой аккумуляции четко сформулированы В.Г. Ульстом [5]. К условиям им отнесены ветровой режим и количество наносов в береговой зоне, а к причинам – морфо- и литодинамика подводного берегового склона и пляжа, как источника песка для последующего переотложения, а также знак, а главное, темп относительных колебаний уровня моря. Чем медленнее темп регрессии и длительнее связь пляжа с аккумулятивной формой в его тыловой части при достаточном количестве песка, тем более мощные, в том числе эоловые, формы образуются на побережье. Глубокая дифференциация наносов приводит к формированию в береговой зоне вслед за массивом дюн очагов концентрации тяжелых минералов (рис. 1).

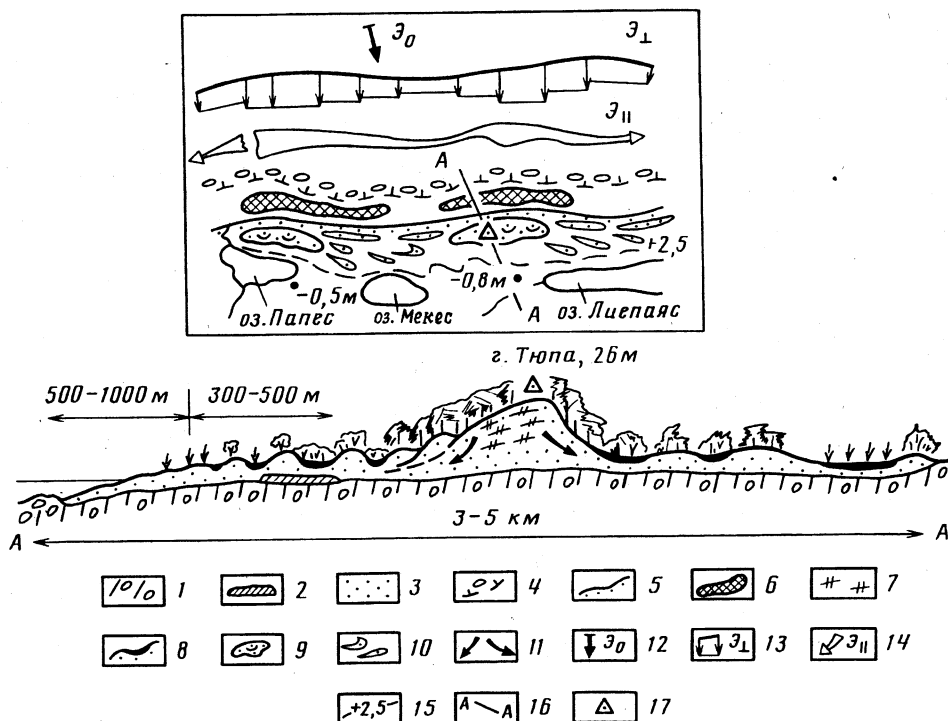


Рис. 1. Фрагмент строения и динамики Лицапaysкой литориновой пересыпи

1 – валунные суглинки морены; 2 – останцы торфа анциловой стадии Балтики; 3 – пески; 4 – границы песков с валуно-глыбовым бенчем; 5 – современная береговая линия; 6 – подводная ($H = 4-9$ м) россыпь тяжелых минералов мористее зоны подводных валов; 7 – погребенные почвы; 8 – лагунные отложения; 9 – массивы высоких береговых дюн; 10 – гряды разновозрастных генераций береговых дюн; 11 – направление стока грунтовых вод; характер распределения составляющих прибрежного среднегодового потока волновой энергии; 12 – результирующая; 13 – эпора нормальной составляющей на 1 м длины берега, 14 – вдольбереговая, на 1 м ширины волноприбойной зоны; 15 – изогипса +2,5 м; 16 – линия схематического разреза побережья; 17 – геодезический репер

В последние годы возникла концепция: усиление эоловой аккумуляции и формирование крупных приморских дюн приходится на трансгрессивные фазы [9]. Логичное и благозвучное, на первый взгляд, изложение концепции Е.Н. Бадюковой и Г.Д. Соловьевой при детальном рассмотрении изобилует противоречивостью отдельных положений ввиду отсутствия исследования причин усиления этой аккумуляции. При обширности географии приведенной литературы подобные огрехи вызывают недоумение. На стадии постановки вопроса авторами упомянута работа Н.А. Соколова [1], которую еще 40 лет назад В.Г. Ульст [5] в результате скрупулезного анализа материала признал сомнительным частным случаем условий дюнообразования на опускающихся берегах Нидерландов. Теоретической основой концепции выступает неудачный пример быстрого и непрерывного падения уровня моря. Последствия данного процесса были очевидны и ранее. Описание же рельефообразования при подъеме уровня вызывает в воображении образ уреза воды в виде лопаты бульдозера, подрезающей аккумулятивные формы и нагромождающей вал высоких дюн. Возможность выноса и перераспределения песков на подводном береговом склоне не рассматриваются. Рассуждениями утверждается, что выравнивания межгрядовых понижений с торфонакоплением в них связано лишь с заболачиванием вследствие подпора уровня грунтовых вод при трансгрессиях, а отложения торфа "скорее всего" свидетельствуют о повышении уровня моря и усилении эоловой активности. Между тем, известны альтернативные явления: отчленение от акваторий и деградация лагун при остановах и падении уровня; кратковременные ингрессии в глубь уже сформированных на побережье массивов дюнных гряд; заболачивание понижений с близко расположенными водоупорами; дренаж атмосферной влаги в сторону понижений, где в результате дифференциации наносов и органических остатков грунтовыми водами и поверхностным смывом накапливаются илесто-глинистые частицы, что также способствует заболачиванию и торфонакоплению в гумидной и засолению понижений в аридной зонах. Фактическим обоснованием концепции взят пример Старых Дюн побережья Нидерландов. Сопоставлением морфологии, датировок торфа лагун и кривой хода уровня за последние 5 тыс.л. для опускающихся берегов Северо-Западной Европы авторами концепции утверждается появление и рост дюнных гряд в периоды трансгрессий, а межгрядовых поверхностей – в фазы регрессий. Предполагается также одновозрастность гряд и торфяников. В то же время, детальный анализ представленного материала показывает, что на фоне медленного подъема уровня моря от –2 м датировки торфа и предполагаемый возраст дюн совпадают с периодами смены знака промежуточных колебаний уровня, когда в целом можно говорить о его стабилизации. Большинство датировок совпадают с периодами приостановок регрессий (до 1 м), одна – с ингрессией (до 1,5 м) и последующим выдвиганием берега. Таким образом, факты свидетельствуют о более сложном соотношении рассматриваемых процессов, нежели в предложенной концепции.

Корректность подобных палегеографических реконструкций обеспечивается исследованием фактических условий и причин дюнообразования. Приведем ряд данных о развитии этих процессов в голоцене на аккумулятивном участке побережья внутреннего бесприливного Балтийского моря. Наиболее благоприятные для дюнообразования условия здесь, как и на многих других участках побережья, складывались в литориновое время. Направление равнодействующей ветрового режима в этот период было аналогично современному [4–5]. Изменялись лишь количество и интенсивность поступления наносов на пляж. В свою очередь, эта составляющая условий во многом определяется причинами – морфодинамикой и бюджетом наносов в динамически взаимосвязанной системе "подводный береговой склон – пляж – авандюна".

На побережье Балтики в литориновое время (8,3–2,5 тыс.л.н.) синхронно проявились несколько трансгрессивно-регрессивных фаз [10]. Тектонически стабильный аккумулятивный восточный берег в районе Лиенаи достаточно изучен [11–13]. Побережье представлено литориновой пересыпью, пески которой залегают на каменистом палеобенче из размывших моренных отложений (рис. 1). Кратковременный максимум трансгрессии ($Lit_1 = +5$ м) маркируют слабо выраженные в рельефе аккумулятивные формы восточных берегов реликтовых лагунных озер со впадающими в них мелкими реками. Береговые бары – "ядра" пересыпи – приурочены к локальным тектоническим поднятиям, выраженным в рельефе аккумулятивными мысами. Их разделяют пологовогнутые береговые дуги длиной 12–15 км со стрелой прогиба 1,2–1,5 км. Бары осложнены с поверхности массивами высоких дюн. В стенке песчаного карьера г. Тюпа (26 м по балтийской системе высот – БС) вскрыты по крайней мере, три горизонта погребенных примитивных песчаных почв. Между грядами и лагунными озерами прослеживаются несколько генераций береговых валов, валообразных

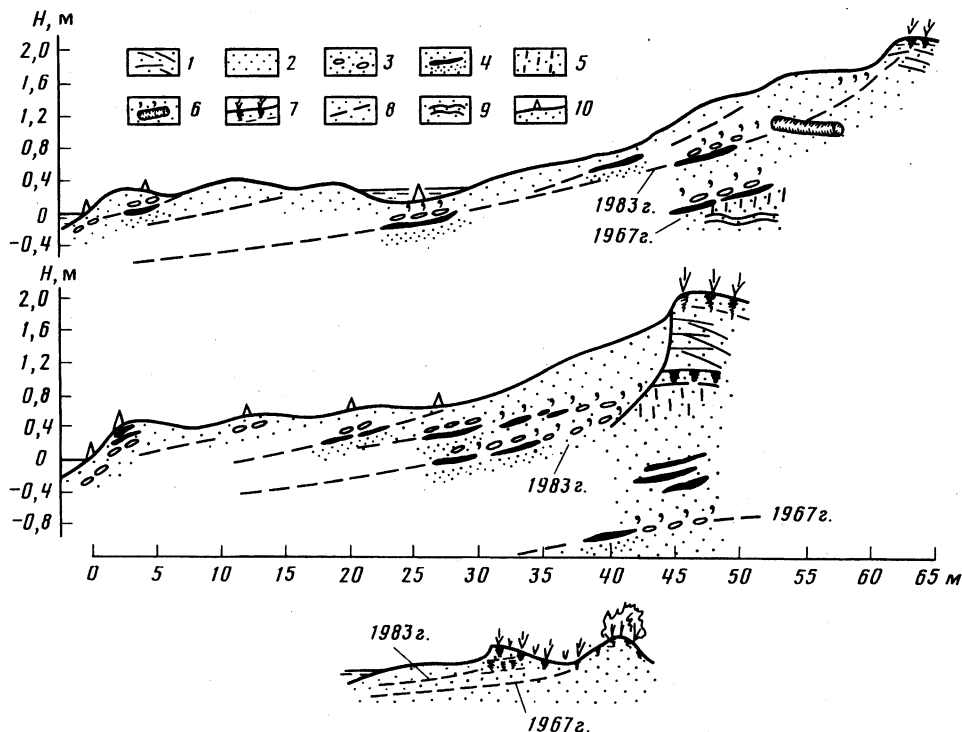


Рис. 2. Разрезы пляжа, июнь 1983 г.

Пески: 1 – мелкозернистые, в том числе с эоловой слоистостью, 2 – среднезернистые, 3 – разно-губозернистые, с прослоями мелкого гравия, 4 – то же, с линзами и прослоями тяжелых минералов, 5 – с ожелезнением, 6 – с прослоями плавника и включением ствола дерева; 7 – примитивные почвы; 8 – предполагаемое продолжение в разрезе прослоев штормовых ритмов; 9 – уровень грунтовых вод; 10 – точки отбора проб.

Годы показывают возраст штормового ритма, сформированного в подошве активного слоя пляжевых наносов, переработанных экстремальными штормами 1967 и 1983 гг.

дюн; здесь же проходит изогипса $+2,5$ м – ориентировочный уровень второй стадии трансгрессии ($\text{Lit}_2 = +2-3$ м). От гряды высоких дюн, преимущественно к северу, веерообразно расходятся гряды более поздних генераций высотой 6–8 м. Современная авантюна, параллельная пляжу, закреплена растительностью. На мысах авантюна слабо выражена в рельефе, имеет высоту 1,5–2 м, а в нескольких метрах за ней протягивается столь же невысокая гряда более ранней генерации. К средней части береговой дуги высота четко выраженной здесь авантюны увеличивается до 3–4 м, а в нескольких десятках метров за ней вал более ранней генерации возрастает до 5–7 м. В разрезе авантюн также встречаются горизонты гумусированного песка и погребенные почвы (рис. 2). Рельеф отлогого ($i = 0,005-0,007$) песчаного подводного берегового склона на внешней его части, мористее ($-2,5-3,5$ м) зоны подводных валов, представлен чередованием вдоль берега литологически обусловленных поперечных ложбин и щитообразных повышений (фестонов), сложенных алевритами (рис. 3). Система фестонов и ложбин динамически устойчива во времени. Днища ложбин служат зонами периодического развития разрывных течений, наносодвижущий и рельефообразующий эффект которых прослеживается вплоть до границы (5–8 м) песков с каменистым дном (рис. 3–4). Этот эффект особенно заметен с активизацией штормовой активности. Многолетний ее ход на Балтике имеет пики через 5–7 и 9–12 лет [14]. По данным доктора Крюгера в Ежегоднике Грайсвальдского географического общества за 1908 г., среднее количество максимальных штормов здесь за 100 лет достигало 17. Период между примерно равными по силе ЮЗ волнениями 1–2% обеспеченности осени 1967 г. и зимы 1982–83 гг. – 15 лет. Ветровой нагон воды в 1967 г. был близок к 2 м в Клайпеде, а в 1983 г. – 1,12–1,3 м в Балтийске и Пионерске. Высота прямого потока

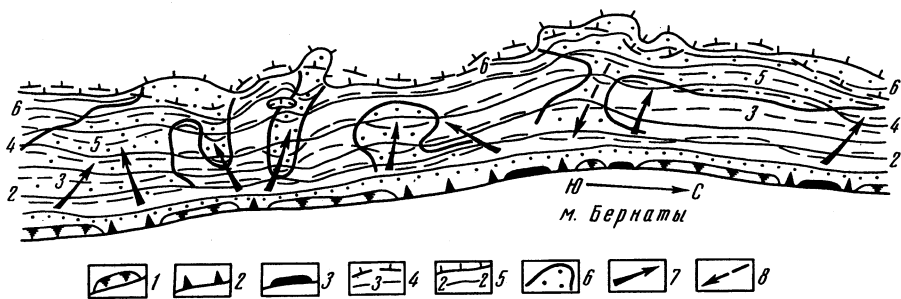


Рис. 3. Остаточные деформации рельефа береговой зоны после прохождения жестокого шторма зимы 1982–83 гг. в Юрмалциемсе

Размыв авантюны: 1 – в виде уступа, 2 – полный, с редкими останцами, 3 – то же, с остаточным валом и затронутой размывом грядой более ранней генерации; границы прибрежных песков с валуново-глыбовым бенчем и изобаты, август: 4 – 1982 г., 5 – 1983 г.; 6 – очаги остаточной аккумуляции наносов; 7 – направления компенсационного оттока нагонных вод штормового периода; 8 – послештормовая регенерация рельефа аккумулятивного мыса

заплеска, определенная по уровню полосы плавника и размыву тыловой части пляжа, в Юрмалциемсе – 1,2–2,3 м БС (рис. 2). Следующий жестокий шторм с высотой нагона в Лиенапе до 0,6 м наблюдался в январе 1989 г. Нагонные уровни штормов сопоставимы с отдельными длиннопериодными осцилляциями уровня моря и накладываются на них.

Короткопериодным качественным аналогом перестройки рельефа береговой зоны в трансгрессивно-регрессивные стадии выступает развитие береговых процессов при резкой смене волновых режимов [2, 15]. Инструментальная оценка величин остаточных штормовых деформаций рельефа и бюджета наносов выполнена в августе 1982 и 1983 гг. (рис. 2–3) на участке размером 8×1 км при частоте галсов промеров глубин – 200 м с точностью ± 5 см. В штилевой период лета на характерных участках пляжа пройдены 7 линий отбора проб из колонок (0,3 м) и шурфов в тыловой его части. Базовым доштормовым уровнем приняты результаты промеров и нивелировок конца предыдущего межштормового цикла (август 1982 г.). При средней величине деформаций $\pm 0,5$ м остаточная аккумуляция песков на внешней части подводного берегового склона составила $0,95 \text{ млн. м}^3$. Остаточный размыв (в основном верхней части склона) – $1,15 \text{ млн. м}^3$. Размыв 1 пог. м поперечного профиля пляжа м. Бернаты – $22,5 \text{ м}^3$, севернее – 15 м^3 и в центре береговой дуги – $10,5 \text{ м}^3$. Дефицит наносов пляжа – $0,13 \text{ млн. м}^3$. За прошедшие после шторма 7 мес. умеренно слабых волнений пляж активно восстанавливался за счет аккумуляции в приурезовой полосе наносов из верхней части подводного склона. Расходная ($-1,28 \text{ млн. м}^3$) часть отрицательного ($-0,33 \text{ млн. м}^3$) бюджета наносов, даже спустя значительный промежуток времени после шторма, приходилась на пляж и верхнюю часть подводного склона. Поперечный вогнуто-выпуклый профиль последнего, вследствие дефицита наносов в верхней его части, характерен и для более длительных повышений уровня моря. Запас волновой энергии в этих условиях расходуется на: 1) переработку ранее созданных аккумулятивных форм на берегу; 2) вынос, в том числе безвозвратный, наносов на внешнюю часть подводного берегового склона; 3) перераспределение их вдоль берега и построение подводных аккумулятивных форм. Дефицит наносов в верхней части береговой зоны и укрупнение частиц пляжевых песков создают крайне неблагоприятные условия для эоловой аккумуляции. Измерения показали, что в фазы развития-стабилизации шторма с возникновением ячеистой структуры циркуляций водных масс и вследствие размыва подводных валов на участках поперечных ложбин концентрировались зоны компенсации волнового нагона у берега. Углубление днищ ложбин сопровождалось увеличением уклонов дна, возрастанием обратных асимметрий волновых скоростей и сохранением больших деструктивных запасов энергии волн для размыва берега. Над литологически обусловленными мысами и фестонами подводного склона преобладали положительные асимметрии волновых скоростей, система валов была отчетливо выражена. Потери волновой энергии здесь происходили на значительном расстоянии от берега; часть энергии тратилась на размыв поверхности фестонов и вынос наносов в смежные ложбины. В полосе ветро-волнового подпора, бережнее зоны разру-

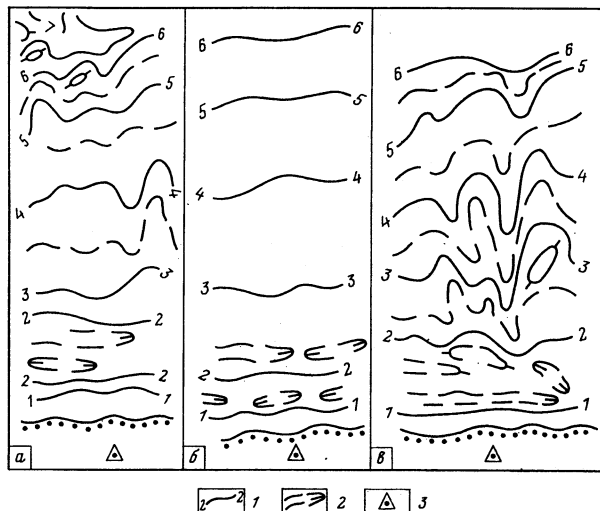


Рис. 4. Периодическая активизация зоны разрывного течения над литологически обусловленной поперечной ложбиной подводного склона, Юрмалцимс, 1978 г.: а – 15 июня, б – 8 августа, в – 15 августа
1 – изобаты через 1 м, 2 – то же, через 0,5 м, 3 – репер

шения волн, наблюдалась низкоэнергетичная волна перемещения. Мощность активного слоя наносов средне-тыловой части пляжа напротив фестонов и на мысах значительно меньше (0,4 м), чем в береговых дугах по траверзу ложбин (до 1,3 м). Размыву фестонов и мысов препятствует также и плотная упаковка частиц мелко-тонкозернистых песков, их слагающих. Наиболее интенсивный размыв авандюн, вплоть до гряды более ранней генерации, тяготеет, ввиду особенностей динамики подводного склона и пляжа, к участкам наиболее ярко выраженных и широких поперечных подводных ложбин (рис. 2–3). Затухание волнения, падение нагонных уровней и ослабление обратного оттока вод по зонам разрывных течений обусловили аккумуляцию на участках ложбин мелко-среднезернистых песков приурезовой полосы. Гравитационная сепарация наносов привела к выдвигению границы песков за счет накопления здесь в фазу стабилизации-затухания шторма мелко-тонкозернистых легкоминеральных частиц. Последние, под воздействием слабоумеренных волнений межштормового периода, вновь подверглись перераспределению вверх по подводному склону. Данный процесс зафиксирован на подводной части мыса очагами аккумуляции мощностью 10–30 см (рис. 3). Относительное падение уровня в после-штормовой период сопровождалось выдвиганием пляжа путем причленения береговых валов и образованием микролагун с илистыми накоплениями темноцветной органики – качественное подобие развития берега при быстрых регрессиях. Стадии размыва пляжа маркированы в разрезе характерными гравийно-песчаными штормовыми ритмами наносов (рис. 2). В уступе размыва авандюны нередко обнажались остовы деревьев, колючая проволока, свидетельствующие о неоднократности подобных явлений. В одном из разрезов вскрыта погребенная почва, подстилаемая линзой ожелезненного песка, пропитанного битуминозным веществом. В шурфе на глубине 2,4–2,5 м (–0,8 м БС) обнаружен штормовой ритм, аналогичный таковому 1983 г. Наличие в разрезе нефтепродуктов дает основание предполагать сравнительно недавнее время размыва современной генерации авандюны с распространением прямого потока заплеска до гряды более ранней генерации (рис. 2). Нагон воды у берега должен был достигать порядка 2 м, как, например, в 1967 г. В последовавший межштормовой период с низкими амплитудами (падением-стабилизацией) уровня современная генерация авандюны восстанавливалась, очевидно, в два этапа. Формирование примитивной почвы на поверхности штормового вала из среднезернистого песка соответствовало этапу перестройки профиля подводного берегового склона: наносы расходовались на восстановление его верхней части и пляжа. Погребение почв мелко-зернистыми золовыми песками на стадии низких нагонных уровней началось с момента достижения профилем подводного склона и пляжа доштормовых очертаний. Действительно, в промежуток между штормами 1983 и 1989 гг. шло активное восстановление рельефа

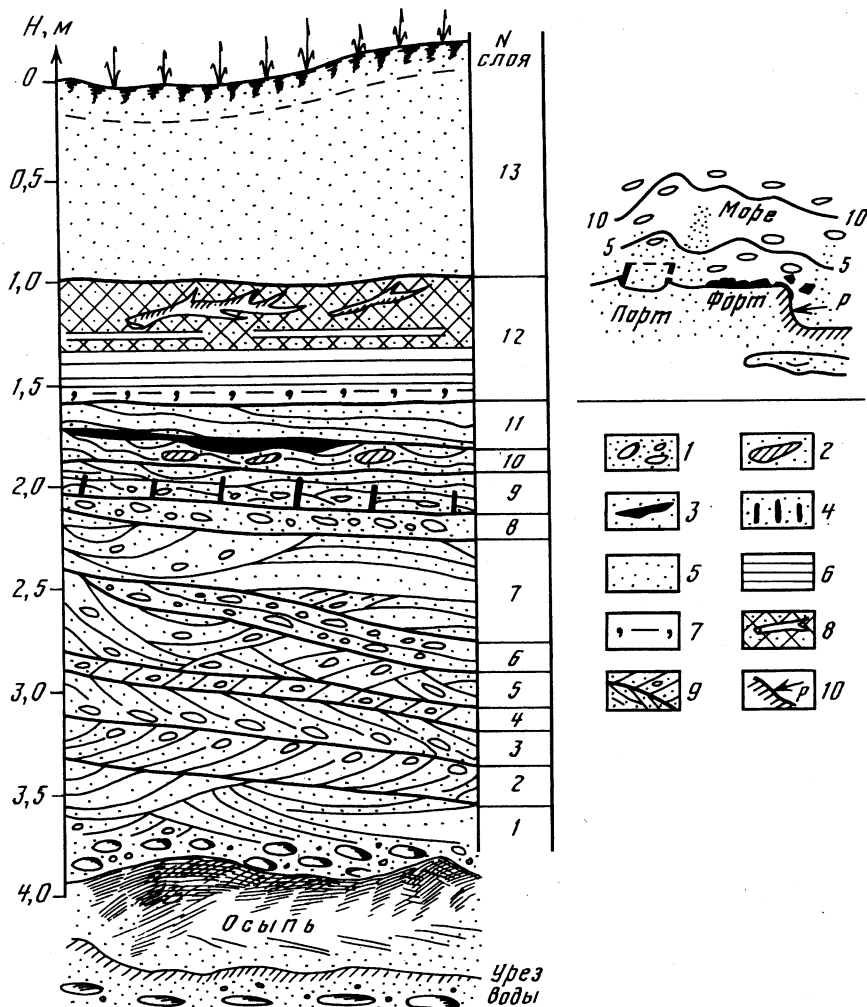


Рис. 5. Опорный разрез отложений Лиепайской пересыпи

1 – песчано-гравийно-галечные отложения, 2 – сильно выветрелые обломки гранитоидов, 3 – линза концентрата тяжелых минералов, 4 – средне-мелкозернистые пески с ожелезнением, 5 – мелкозернистые золотые пески, 6 – плотные темно-серые глины с примесью алевролита, 7 – прослой черной органики, 8 – торфяники опесчаненные с включением древесных остатков, 9 – элементы слоистости рыхлых отложений, 10 – местоположение разреза в уступе размыва берега у развалин форта. Прочие условные обозначения см. рис. 1–3

пляжа с образованием в тыловой части золотых подушек. Здесь, по траверзу подводных фестонов и приуроченных к ним восходящих ветвей литодинамических ячеек, формировались гряды из закустовых бугров. На пляже входящего угла у южного мола порта, на месте срезанной ранее до небольшого валика авандюны, наблюдался в 1988 г. вал высотой 2,5–3 м и шириной 15–20 м. Последствием штормового выноса песков в ходе современной трансгрессии можно считать среднесуточное увеличение их мощности на внешней части подводного берегового склона. В пределах юрмальциемской береговой дуги в зоне глубин –3,5–6 м мощность песков в 1968 г. оценивалась [12] в 1,5–3 м, а в 1984 г. она составила до 4,5–5,5 м на глубинах моря –4–5 м.

Попытка реконструкции развития гряды высоких дюн пересыпи, ввиду отсутствия определения возраста погребенных почв, предпринята с использованием опыта [6] изучения текстуры отложений полного разреза наносов пересыпи. Разрез изучен на участке низового размыва берега севернее порта и развалин крепости Либавы (рис. 5). Стенка разреза

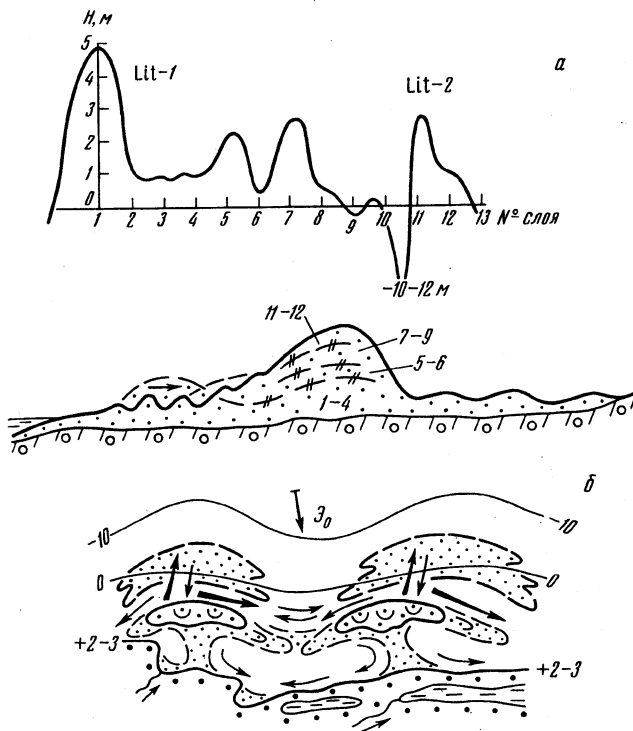


Рис. 6. Формирование приморских дюн (а) и палеодинамика береговой зоны (б) в условиях литориновых осцилляций уровня моря

Цифрами на графике (а) вероятностной кривой колебаний уровня и в разрезе пересыпи обозначены номера слоев опорного разреза (см. рис. 5), стрелкой – направление перемещения и группировка массива высоких дюн при стабилизации уровня после стадии Lit-1. Пунктиром в части (б) рисунка показаны подводные аккумулятивные формы, стрелками – вдольбереговые и поперечные потоки вещества и энергии. Условные обозначения см. рис. 1

ориентирована вкрест генерального направления берега. Участок приурочен к осевой линии структуры Лиепая – море. Установлено, что две стадии трансгрессии разделены кратковременным падением (до $-10 - -12$ м) уровня моря [11, 17]. Резкое падение уровня вслед за непродолжительным литориновым максимумом сопровождалось промежуточными колебаниями. Завершение кульминации эоловой аккумуляции относится [17] к последней (без уточнения) стадии трансгрессии. Составлением вероятностной кривой колебаний уровня нами решена обратная задача: определение динамических условий формирования выделенных в разрезе прослоев (сл.) по их текстуре (рис. 5–6).

Итак, в основании толщи, залегающей на размытой поверхности каменистого палеобенча, вскрывается базальный горизонт галечника начальной стадии трансгрессии. Он сменяется вверх по разрезу слоистостью внешних подводных валов литоринового максимума (сл. 1). Выше, с угловым несогласием залегаёт серия прослоев с характерной текстурой мелководья приузовской зоны (сл. 2–4). Формирование серии, очевидно, соответствует периоду резкого падения и длительной остановки уровня. В это время произошло отчленение лагуны, выдвигание берега в результате причленения береговых валов; положено начало формированию на поверхности береговых баров гряд высоких дюн. Динамические условия в береговой зоне способствовали интенсивной подаче наносов на пляж, транзиту и закреплению их в дюнных массивах. Слабое воздымание структурно обусловленных баров на мысах создавало условия медленной регрессии, благоприятствующие повышенной интенсивности поступления наносов на пляж. На этом этапе происходили рост и перестройка гряд в параболические дюны с некоторым продвижением их в сторону суши, формировались примитивные почвы. Трансгрессивную пачку осадков (сл. 5, 7) с текстурами подводных валов мелководья (2–3 м) разделяет прослой грубообломочных отложений приузовской полосы (сл. 6). На кривой колебаний слои 5 и 7 соответствуют крат-

современным подъемам и спадам уровня конца первой стадии трансгрессии. Учитывая достаточное количество обломочного материала к началу осцилляций и скорость восстановления эолового рельефа в межштормовые периоды, размеры дюн к этому времени должны были быть значительными. Судя по расположению горизонта почв в средней части разреза г. Тюпа, они достигали высоты более 10 м. Приближение волноприбойной зоны и пляжа к уже сформированной гряде обусловило частичный размыв фронтальной части массивов, вынос песков на глубины и вдольбереговое их перераспределение (рис. 6). Резкий спад уровня (сл. 5–6) вновь создал благоприятные условия для перемещения песков вверх по склону, выноса их на пляж и усиления эоловой аккумуляции. Данная ситуация отражена в разрезе дюны накоплением песков над горизонтом почвы. Далее по опорному разрезу с резким угловым несогласием и размывом залегает толща гравийно-песчаных отложений (сл. 8), сменяющаяся пологоволнистой слоистостью наносов береговых валов и рифелей мелководья (сл. 9–10). Интенсивные ожелезненность песков и выветрелость гальки гранитоидов свидетельствуют, по-видимому, о развитии прослоев в субэразальных условиях прибрежной суши с обводнением грунтовыми водами, богатыми коллоидами железа. Время существования геохимического барьера на границе суша – море, очевидно, соответствует межлиториновой регрессии. Мощность (40 см) залегающего выше тонкослоистого хорошо сортированного мелкозернистого светлого песка с пологим наклонном слоев в сторону моря хорошо выдержана вдоль берега. В 5-ти км севернее (в Шкедес) в основании этой толщи перемытых эоловых песков обнаружены линзы (5–20 см) концентратов (214 кг/т, 91% из частиц 0,1–0,25 мм) тяжелых минералов. Линзы залегают на клиновидно-слоистой толще светлых мелкозернистых песков, бедных (0,3%) тяжелыми минералами. Трансгрессивная пачка (сл. 11) перемытых эоловых песков, обогащенных волновой сепарацией тяжелыми минералами, перекрыта горизонтом (сл. 12) лагунных отложений, также выдержанным в разрезе вдоль берега. Последний близкий контакт волноприбойной полосы и пляжа с массивами береговых дюн произошел на второй стадии трансгрессии (сл. 11). Быстрое падение уровня обеспечило отчленение лагун, формирование веерообразных гряд поздних генераций и погребение очередного горизонта почв г. Тюпа. Нижний прослой (5–7 см) черной органики характерен для застойных гидродинамических условий мелких лагун, отчлененных от акватории береговыми валами при падении уровня. По мере заполнения водами впадающих рек создались условия накопления серых опесчаненных глин. Дегра-дация лагун ознаменовалась торфонакоплением. Дальнейшее падение уровня вызвало активизацию поступления наносов с подводного склона на пляж, обеспечив завершающую кульминацию эоловых процессов и погребение торфяников песками (сл. 13). Современный облик побережья сформирован в послелиториновое время, характерное дефицитом мелкозернистых песков в береговой зоне и падением активности эоловых процессов.

Выводы

1. Интенсивность эоловой аккумуляции, главным образом, зависит от темпа относительных колебаний уровня моря и запасов в береговой зоне наносов определенной крупности. Достаточные количества или избыток мелкозернистых песков в периоды остановок или медленного падения уровня обеспечивают условия относительно безвозвратного выноса частиц на пляж и закрепления их в дюнных массивах.

2. В настоящее время на тектонически стабильных, ранее аккумулятивных берегах, где гравитационной сепарацией в течение предыдущих трансгрессивно-регрессивных стадий запасы мелкозернистых песков закреплены в приморских дюнах пересыпей, интенсивность эоловой аккумуляции контролируется циклическим развитием динамически взаимосвязанной системы: подводный береговой склон – пляж – авантюна. Максимальными штормами со средней периодичностью раз в 5–7 лет в верхней части береговой зоны создается дефицит бюджета наносов. Аккумуляция песков преобладает мористее зоны подводных валов. Периодическому размыву вплоть до ранних генераций подвержены и гряды авантюн. Их взаимосвязь с динамикой подводного берегового склона проявляется приуроченностью участков катастрофического размыва гряд к зонам развития разрывных течений. Повышенная интенсивность послештормовой аккумуляции развивается на пляже по траверзу подводных фестонов. С падением и низкоамплитудной стабилизацией нагонных уровней начального этапа следующего межштормового цикла происходит, прежде всего, перестройка профиля подводного склона. После восстановления его доштормовых очертаний рано или поздно, в зависимости от силы предыдущего шторма, в верхней части береговой зоны возобновляется былая интенсивность эоловой аккумуляции. Восстанавливается и

авандюна. Перед ней к концу межштормового цикла образуются эоловые гряды эфемерной генерации.

3. Эфемерные гряды межштормовых циклов эпизодическими – от случая к случаю – наблюдениями могут восприниматься признаком активизации эоловой аккумуляции при современной трансгрессии. Напротив, последствия ее, очевидно, выражаются слабым среднеголетним накоплением наносов на внешней части подводного берегового склона.

4. Формирование крупных аккумулятивных, в том числе эоловых, форм в периоды резких относительных колебаний уровня любого знака, ввиду кратковременности их связи с пляжем и инерционности динамики подводного берегового склона, не происходит. Появлению и группировке массивов береговых дюн способствуют условия стабилизации уровня на стадии регрессии. На слабо опускающихся берегах, темпом соотносимых с регрессией, условия для стабилизации уровня и эоловой аккумуляции наиболее благоприятны. То же самое характерно и для слабо поднимающихся участков берега в периоды медленных трансгрессий.

5. Возобновление роста сформированных дюнных гряд в случае ингрессии присуще этапам стабилизации-падения уровня. Для сохранения гряд их мощность должна быть достаточной по отношению к суммарной высоте уровней ингрессии и нагонов экстремальных штормов. При затоплении территории и сохранении массивов дюн в виде островных баров активизации эоловой аккумуляции на всем побережье не происходит. В пик трансгрессии подвергаются абразии подножие и склоны островных массивов, срезаются более мелкие аккумулятивные формы. Материал от их разрушения выносится на подводный береговой склон, перераспределяется вдоль берега и расходует на построение подводных аккумулятивных форм.

6. При попытках создания "революционных" концепций дюнообразования весьма полезен детальный и сопряженный анализ не только условий, но и причин эоловой аккумуляции на морских берегах. Основное внимание должно уделяться исследованию параметров динамически взаимосвязанной системы "подводный береговой склон – пляж – авандюна", а также знака и темпа относительных колебаний уровня моря. Игнорирование подобного анализа в связи с отсутствием достаточно представительного в среднеголетнем плане материала натуральных наблюдений и излишняя увлеченность показом довольно известных закономерностей формирования эолового рельефа под воздействием ветро-песчаного потока обуславливают тенденционную ограниченность "новых" концепций дюнообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соколов Н.А. Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение. СПб., 1884. 286 с.
2. Леонтьев О.К. Перестройка профиля аккумулятивного берега при понижении уровня моря // Докл. АН СССР. 1949. Т. 66. № 3. С. 578–583.
3. Якубов Т.Ф. Песчаные пустыни и полупустыни северного Прикаспия. М.: Географгиз, 1955. 532 с.
4. Марков К.К. Древние материковые дюны Европы. Очерки по географии четвертичного периода. М.: Географгиз, 1955. 348 с.
5. Ульст В.Г. К вопросу о закономерностях развития эоловой аккумуляции на морском берегу // Тр. океаногр. комис. АН СССР. 1959. Т. IV. С. 91–100.
6. Хаин В.Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку: Азнефтегаз, 1954. 692 с.
7. Аксенов А.А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М.: Наука, 1972. 157 с.
8. Айнемер А.И., Кошкин Г.И. Россыпи шельфовых зон Мирового Океана. Л.: Недра, 1982. 253 с.
9. Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д. Рельеф приморских дюн как индикатор колебаний уровня моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 1997. № 5. С. 10–15.
10. Долуханов П.М. Послеледниковая история Балтийского бассейна и ритмостратиграфия голоцена // Baltica. 1974. № 5. С. 147–152.
11. Гринбергс Э.Ф. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига: Зинатне, 1957. 123 с.
12. Болдырев В.Л., Шуйский Ю.Д., Кочетков Б.В. О строении и формировании прибрежных россыпей Восточной Балтики // Океанология. 1971. Т. 2. Вып. 2. С. 245–255.
13. Богданов Н.А., Кадик Ф.А. Об определении мощности слоя волновой переработки морских песчаных наносов методом статического зондирования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 9. С. 39–41.

14. Рыбак О.А., Рыбка В.Г., Шульгин Я.С. Основные положения расчета искусственных свободных пляжей в условиях побережья Балтики // Исследования динамики рельефа морских побережий. М.: Наука, 1979. С. 20–30.
15. Юркевич М.Г. Кратковременные деформации рельефа подводного склона верхней зоны шельфа // Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М.: Наука, 1976. С. 257–266.
16. Долотов Ю.С., Жаромский Р.Б., Кирлис В.И. Дифференциация осадочного материала и слоистость прибрежных отложений. М.: Наука, 1982. 184 с.
17. Ульст В.Г. Морфология и история развития в области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Рига: Изд-во АН Латв. ССР, 1957. 179 с.

НПП "Эколого-аналитический центр", Москва

Поступила в редакцию

13.03.98

COASTAL DUNES RELIEF AND RELATIVE SEA LEVEL CHANGES

N.A. BOGDANOV

S u m m a r y

The conception of the aeolian accumulation growth during transgressions is critically discussed. Dunes formation is shown to be under strong impact of the morpho- and lithodynamics of the offshore and beach under the condition of relative sea level changes. On the basis of composition and texture analysis of Littorina key section in the Liepaya bar (East Baltic) the model of high dunes formation was developed. Stabilization of sea level during regression conduces to the appearance and the grouping of coastal dunes. If the ingression takes place, reactivation of previously formed dune ridges happens during the stages when sea level is stabile or decreasing.

УДК 551.4.01:168:551.16

© 1999 г. В.П. БОНДАРЕВ

МОРФОДИНАМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ОВРАЖНО-БАЛОЧНЫХ СИСТЕМ¹

Овражно-балочные морфолитосистемы широко распространены и давно являются объектом исследования специалистов многих направлений. Этот объект представляет собой сложную систему с большим количеством элементов, набор которых в каждом конкретном случае зависит от геологических, климатических, тектонических и антропологических условий и факторов. В настоящее время не существует общепринятой классификации этих элементов. В предлагаемой статье рассматриваются вопросы классификации элементов овражно-балочной морфолитосистемы, которые были сформулированы нами ранее [1].

Созданием классификации элементов овражно-балочных систем занимались Д.Л. Арманд, В.В. Докучаев, В.П. Жадановский, Г.В. Занин, А.С. Козменко, В.П. Лидов, А.Г. Рожков, С.С. Соболев и др. Различными модификациями их классификаций пользуются до настоящего времени. Классификации создавали под определенные цели и на конкретных территориях, а следовательно, возникают проблемы их использования на других территориях. Актуальность создания простой классификации в настоящее время подтверждают недавно вышедшие работы [2–4], в которых обобщен основной опыт, накопившийся по решению этой проблемы в разных научных школах нашей страны. В работах указывается на то, что различия между многими элементами нельзя провести четко, а сами классификации достаточно сложны для восприятия и использования. Более того, чтобы опре-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 97-05-64096).