

УДК 551.435 (470.26)

КРУПНЫЕ АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ НА БЕРЕГАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ

© 2017 г. Е.Н. Бадюкова, Л.А. Жиндарев, С.А. Лукьянова, Г.Д. Соловьева

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

e-mail: badyukova@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.04.2015 г.

После доработки 06.04.2016 г.

Рассмотрены условия формирования крупных аккумулятивных барьеров на побережье ЮВ Балтики. Проведен сравнительный анализ их строения. Выявлено, что балтийские барьерно-лагунные системы имеют сложное геолого-геоморфологическое строение. Являясь в целом морскими аккумулятивными образованиями, песчаные барьеры часто включают в себя различные фрагменты иного генезиса (моренных останцов, озерно-ледниковых и дельтовых равнин и т.д.). Возникновение и развитие крупных аккумулятивных форм ЮВ Балтики происходило на фоне колебаний уровня моря в литориновое время и протекало по единому сценарию для всего побережья.

DOI: 10.7868/S0030157417040128

ВВЕДЕНИЕ

История побережья Польши тесно связана с оледенениями, последними стадиями которых здесь были Померанская и Гардно. Ледники создавали подпор водотокам, что приводило к образованию крупных приледниковых озер, из которых впоследствии вдоль края ледника осуществлялся сток по краевым долинам. Мощный поток, собравший воды Немана, Буга, Вислы и Одера, через Эльбу

направлялся на СЗ в Северное море. Одна из долин протягивалась от Гданьска, другая крупная артерия, связанная с фазой Гардно, шла на запад по современному подводному склону у Лебской пересыпи вплоть до Померанской бухты, где было приледниковое озеро. Висла на одной из стадий своего развития протекала сначала на север вплоть до крупной субширотной краевой долины, затем поворачивала на запад и формировала дельту в районе впадины Борнхорм (рис. 1).

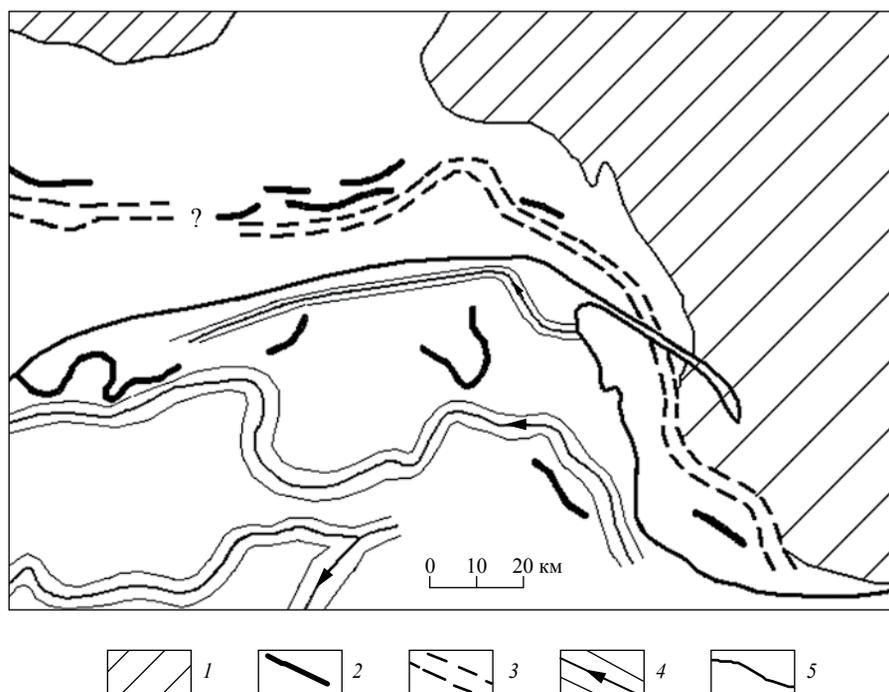


Рис. 1. Система палеодолин на северном побережье Польши: 1 – ледник; 2 – конечные моренные гряды; 3 – долина Палео-Вислы; 4 – ложбины стока талых ледниковых вод; 5 – современная береговая линия, по [9].

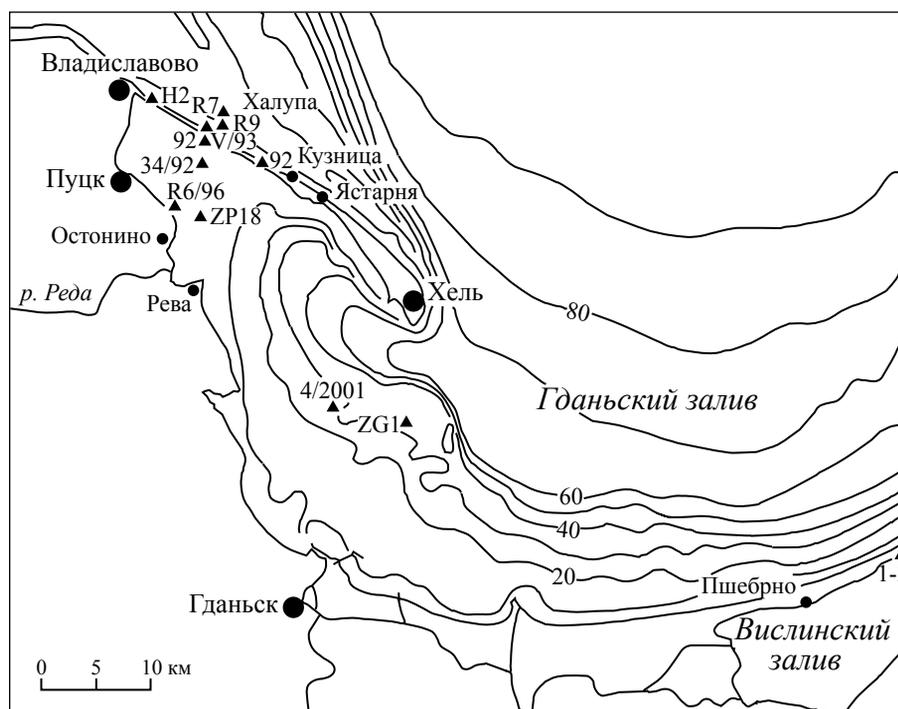


Рис. 2. Восточное побережье Польши. Расположение скважин, по [16].

После отступления на север и таяния ледника стадии Гардно в южной Балтике образовались большие приледниковые озера, одно из которых занимало территорию современного Гданьского залива и дельтовой равнины Вислы. Озера по мере поступления талых и речных вод соединились в один бассейн – Балтийское ледниковое озеро (БЛО), уровень которого значительно колебался в зависимости от его изоляции и последующего соединения с Северным морем. В начале голоцена БЛО последовательно сменили озера Иольдиевое, Анциловое и Мастоглориевое, уровень которых зависел от гляциоизостатических движений как в целом в данном регионе, так и на пороге, в шведских проливах.

Литориновая трансгрессия началась после того, как открылась связь с океаном, где в это время происходила планетарная трансгрессия. Начало Литориновой трансгрессии было около 8.5 тыс.л.н. и приурочено в рассматриваемом районе примерно к изобате 30 м. Подъем уровня моря сопровождался осцилляциями и был быстрым вплоть до 5 тыс.л.н., когда скорость его резко снизилась. При ингрессии море значительно изменило ледниковый рельеф бывшей суши, часть верхней толщи морены была размыва. В зависимости от скорости и масштабов преобразований возраст морен в приурезовой полосе и на подводных банках Балтики различен. Возраст померанской морены, слагающей северное побережье

Лебы, составляет 22 300 лет, а более молодые моренные отложения стадии Гардно датируются $13800 \pm 270 \text{ BP}$ и $14.300 \pm 150 \text{ BP}$ [8].

Современный или близкий к нему облик побережья оформился в последние этапы Литориновой трансгрессии. На участках массовых выходов морены в приурезовой зоне образовались высокие уступы размыва, между которыми сформировались крупные аккумулятивные барьеры, чему способствовало большое количество флювиогляциального и флювиального материала в береговой зоне ЮВ Балтики. Это Лебская пересыпь, коса Хель, отчленяющая лагуну Пуцк и Гданьский залив, а также Вислинская коса, отгораживающая одноименный залив (рис. 2).

ЛЕБСКАЯ ПЕРЕСЫПЬ

На фоне общего преобладания в Польше песчаных берегов выделяется район наиболее мощной морской аккумуляции, осложненной активным прибрежным дюнообразованием – Лебская пересыпь. Длина ее достигает 40 км с примыкающими к ней с востока пересыпью озера Сербско и аккумулятивным берегом в районе Любятово. На всем протяжении этого участка вдоль берега протягивается полоса дюнных массивов, максимальные значения высоты и ширины которых характеризуют собственно Лебскую пересыпь

и составляют соответственно 56 м и 2 км. Общие очертания береговой линии Балтийского побережья Польши связаны с развитием его тектонического структурного плана. В целом здесь преобладают синклиналильные структуры, испытывающие постоянное устойчивое прогибание, предопределившее образование ряда заливов, таких как Поморский, Гданьский, Кошалинский и др. Центральная часть побережья расположена в пределах поднимающейся или относительно стабильной структурной формы — Лебского поднятия. Оно является практически единственным на всем южном Балтийском побережье, обладающим унаследованной умеренной тенденцией к поднятию. Однако скорость его отстает от скорости эвстатического подъема уровня моря, поэтому Лебский участок побережья, как и все другие, развивается в условиях отступления берега. В настоящее время здесь преобладают наиболее мощные аккумулятивные песчаные формы. Последние являются весьма распространенными на побережье Польши, образуя цепь пересыпей, отделяющих от моря озера-лагуны, приуроченные к устьям древних долин, или низменных прибрежных равнин исходного плейстоцен-голоценового рельефа.

Развитие современных берегов Польши по трансгрессивному сценарию подтверждается данными фациально-литологического анализа отложений прибрежной зоны, выполненного в частности на основе исследований подводного берегового склона [6, 10, 15]. Под маломощным слоем современных песчаных морских наносов вскрыта илисто-песчаная толща континентальных древнеаллювиальных отложений прадолин, образующих на территории прибрежной равнины Северной Польши разветвленную древнюю гидрографическую сеть, приуроченную к низкому уровню БЛО. Последующий подъем уровня моря привел к подпруживанию низовий долин, образованию полосы болот, озер и лиманов. Такая ситуация наблюдается и сейчас на суше в прибрежной части некоторых долин, в частности в районе озера Леба.

Граница между современными песками и более древними слоистыми плотными илами, образовавшимися в прибрежных озерах и лиманах, маркируется прослоем гравийно-галечникового материала, отмечающим, как правило, прибойную зону. Наличие илистых осадков под грубозернистым горизонтом волноприбойной зоны свидетельствует о том, что в низовьях прадолин и раньше существовали озера-лиманы, подобные современному озеру Леба, процесс формирования пересыпей, отделяющих их от моря, является унаследованным на протяжении последне-никового времени. Гравийно-галечниковые банки являются следами древних трансгрессивных баров, наступавших в процессе трансгрессии на

озерно-болотные отложения. Торф, гиттия и илистые осадки озерных равнин начали формироваться сразу после отступления ледника стадии Гардно. В районе современной береговой линии на участке Лебской пересыпи это произошло 13.8–13.6 тыс.л.н. [15]. Таким образом, сложенная песками пересыпь лежит непосредственно на донных и прибрежных осадках Лебского озера — гиттии и торфах, а ближе к р. Леба — на речных наносах. Местами на поверхности пляжа обнажаются озерные и торфяные отложения, а также стволы деревьев в позиции роста, возраст которых около 1500 лет [5]. Эти факты наглядно подтверждают смещение всей конструкции пересыпи в южном направлении и надвигание ее на озерные пространства.

Подводный береговой склон в районе Лебской пересыпи пологий, осложненный серией подводных валов. На одном из его участков в районе сел. Любятово наблюдается 4 вала, последний из которых расположен в 600–800 м от берега на глубине 4–5 м. Ближайший к берегу — в 120–170 м от него на глубине 1 м. Для данного типа берега характерна выраженная диссипация волновой энергии. Наблюдения показали, что волны, имеющие на 20-метровой глубине высоту около 2–2.5 м, подходя к береговой черте на глубину около 1 м, имеют высоту всего 0.3–0.5 м [12].

На пологих аккумулятивных берегах с уклоном около 10^{-3} практически любое волнение вызывает перенос осадков к берегу. Количество подводных валов и их высота могут быть приняты как основание для ориентировочной оценки запасов наносов и определения тенденций морфодинамического развития берега. Системы валов на длительном временном интервале развиваются циклически в двух разных направлениях: или зарождаются у берега и мигрируют в сторону моря или, возникшая на подводном склоне, мигрируют к берегу и примыкают к пляжу. В последнем случае «действует конвейер, поставляющий материал на пляж, а затем и на авантюну посредством эолового транспорта» [4].

Формирование на Лебской пересыпи максимально широких пляжей связано с тем, что на подводном склоне здесь имеется много песчаного материала (банки Слупская и Стило). Кроме того, относительно близко к берегу простирается древняя долина Палео-Вислы, поставляющая также значительные массы песчаного материала, вовлеченного далее в эоловый процесс. Вторым фактором развития эолового морфогенеза в береговой зоне является характер ветрового режима — доминирование благоприятного направления ветра и его достаточная скорость. Образующийся при этом ветро-песчаный поток играет основную



Рис. 3. Широкая уплощенная авандюна.



Рис. 4. Валообразные повышения в тыловой части пляжа.

транспортирующую роль в перемещении песка. За счет него в тыловой части пляжа формируется зона активной аккумуляции наносов, которая здесь представлена валообразными повышениями, расположенными ритмично и вытянутыми вкрест простирания береговой линии (рис. 3). Ширина этих валов и разделяющих их понижений – в пределах первого десятка метров, наибольшая высота не превышает 0.5 м.

Вся полоса эоловой аккумуляции, образованная в основном ветрами западных направлений (от ЮЗ до СЗ), состоит из серии аккумулятивных формирований, представляющих звенья единой эволюционной цепи и отражающих определенные стадии ее развития. Это эоловая подушка, выраженная вышеописанными мезоформами, авандюна, дюнный вал (ДВ). Островершинная или уплощенная авандюна (высотой 4–7 м) протягивается вдоль берега, обеспечивая его защиту от размыва

(рис. 4). Мониторинг в течение нескольких лет показал, что на Лебской пересыпи зоны размыва и аккумуляции чередуются каждые 1.2–1.6 км, несмотря на единое направление береговой линии [11]. Наши исследования берегов Куршской и Вислинской кос выявили аналогичную ситуацию – распространение авандюны носит пульсационный характер – то она формируется, поддерживая устойчивость расположенного за ней ДВ, то исчезает, что ведет к его размыву и образованию почти вертикальных уступов. Такие уступы в ДВ, в настоящее время отделенные от моря авандюной или другим более молодым ДВ, фиксируют положение древних береговых линий и прослеживаются на различных участках песчаных берегов. Так, в районе Любятово в морском склоне ДВ выработан крутой уступ, являющимся бывшей абразионной береговой линией. Аналогичные древние береговые уступы в дюнных валах наблюдаются также на Куршской косе в районах пос. Хвойный

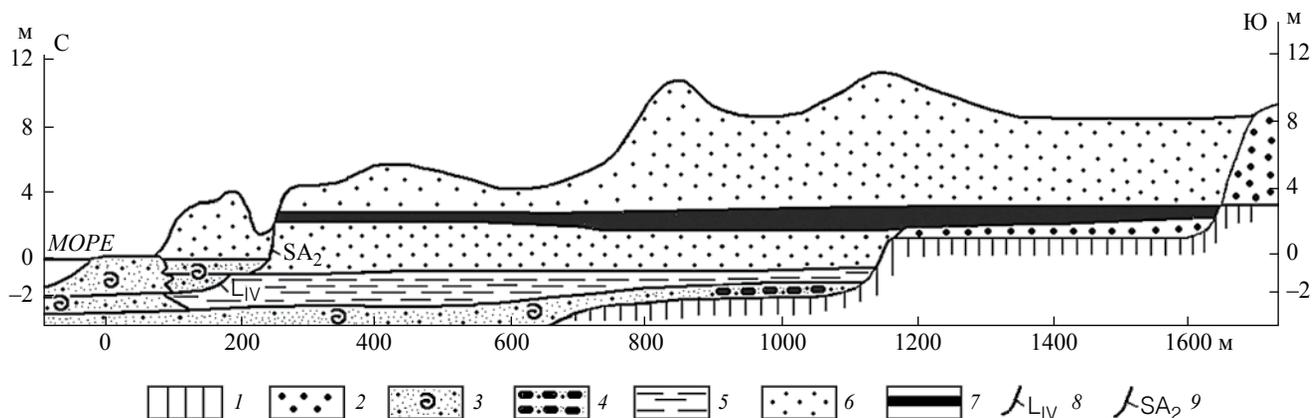


Рис. 5. Строение побережья в районе Любятово (по [7] с изменениями): 1 – морена, 2 – флювиальные отложения позднеплейстоценового возраста, 3 – морские пески, 4 – галька, 5 – лагунные илы, 6 – эоловые отложения, 7 – торф, 8 – древний клиф (средний голоцен), 9 – древний клиф (поздний голоцен).

и пос. Рыбачий (дюны Мюллера) [2]. Береговую линию на Лебской пересыпи подтверждает и геологический профиль (рис. 5), где вскрываются осадки разного генезиса.

Центральная часть побережья Польши характеризуется обширными эоловыми площадями. Анализ прибрежного рельефа показывает присутствие нескольких генераций разновозрастных ДВ. В районе Любятова четко прослеживаются два вала. Первый из них, расположенный непосредственно за авандюной, имеет высоту 7–8 м. Береговой склон ДВ осложнен огромной современной котловиной выдувания, образующей мощный очаг распространения открытых песков на фоне в целом залесенной поверхности вала. Более древний ДВ широкий, полностью покрытый лесом, сопряжен с поверхностью древней позднеледниковой ложбины стока, расположенной за полосой прибрежных дюн и протягивающейся в западном направлении (рис. 1).

Многие эоловые формы Лебской пересыпи находятся в стадии активного развития в виде параболических дюн и открытых барханов. Такие формы испытывают современное смещение с разной скоростью движения, изменения которой имеют, по мнению некоторых исследователей, циклический характер с периодом в 7–10 лет [11]. В пределах Лебской пересыпи 50% дюн являются подвижными, среди них около 18% перемещаются со скоростью более 5 м в год. Большая часть их сосредоточена в средней части пересыпи. Самыми динамичными являются прибрежные барханы, расположенные в ее центральной части [5].

КОСА ХЕЛЬ

Восточнее Лебской пересыпи аккумулятивный берег сменяется крутым абразионным, ограничивающим моренное плато Сварзево, и протягивающимся вплоть до г. Владиславово. Клиф здесь достигает высоты 40–50 м, сложен мореной и флювиогляциальными отложениями померанской стадии оледенения. Восточнее клифа протягивается коса Хель, вытянутая в ЮВ направлении на 35 км и в значительной степени питающаяся материалом размыва моренного плато.

Первые пятнадцать километров от корневой части коса имеет ширину только 100–300 м. Со стороны моря она ограничена невысоким дюнным валом, который во многих местах размывается, что привело к необходимости строительства бун. Размыв особенно затронул корневую часть косы, где ширина пляжа всего около 10 м. В тыловой части его возведена защитная бетонная волноотбойная стенка. Авандюна отсутствует. За

валом протягивается неширокое заболоченное понижение, заросшее ольхой.

При движении на ЮВ вдоль берега косы пляж становится шире, в ряде случаев в его пределах фиксируются выходы торфяника [5]. Появляется авандюна, дюнный вал хорошо выражен. Несмотря на большое количество наносов в береговой зоне, берег при штормовых нагонах размывается. Призаливный берег также подвержен размыву, поэтому здесь строят стенки, отсыпают грунт, вынутый со дна при дноуглубительных работах, делают валунно-глыбовые отмостки.

В районе пос. Ястарня ширина косы значительно возрастает, все вышеперечисленные ее элементы увеличиваются в размерах. Наблюдается активный эоловый вынос с пляжа через коридоры выдувания, в теле дюнного вала много дефляционных котловин, за которыми образуются отдельные параболические дюны. Появляется серия береговых валов, фиксирующих стадии нарастания косы Хель. Особенно четко они прослеживаются на космоснимках и картах в виде веера валов, развернутых в южном направлении к материковой суше, что характерно для свободных форм открытого бассейна.

Таким образом, в геоморфологическом отношении коса Хель представляет собой сложно построенную аккумулятивную форму, состоящую из двух различных по генезису частей. От корневой части косы до пос. Ястарня спрямленный, выровненный отрезок аккумулятивной пересыпи представляет собой бар, а далее она приобретает облик свободной морской формы – типичной косы.

По серии береговых валов выделяется несколько крупных этапов формирования косы Хель – первая, наименее протяженная генерация валов начинается у пос. Кузница и протягивается примерно на 6 км. Вторая генерация косы имеет длину около 12 км, и последняя, наиболее широкая генерация приурочена к дистальному окончанию косы. К настоящему времени имеется много буровых скважин на косе и ее подводном береговом склоне, в лагуне и заливе (рис. 2).

Анализ геологических материалов показывает, что во всех скважинах морские пески, мощность которых варьирует от 2 до 7 м, залегают на озерных или солоноватоводных лагунных отложениях. Самая малая мощность морских песков – в скважине у основания косы, где они залегают на озерных осадках конца голоцена. У пос. Халупы мощность морских песков, залегающих на лагунных отложениях, возрастает до 6–7 м, на подводном склоне на глубине около 14 м мощность песков составляет только 2 м, ниже вскрываются лагунные осадки и отложения Анцилового озера.

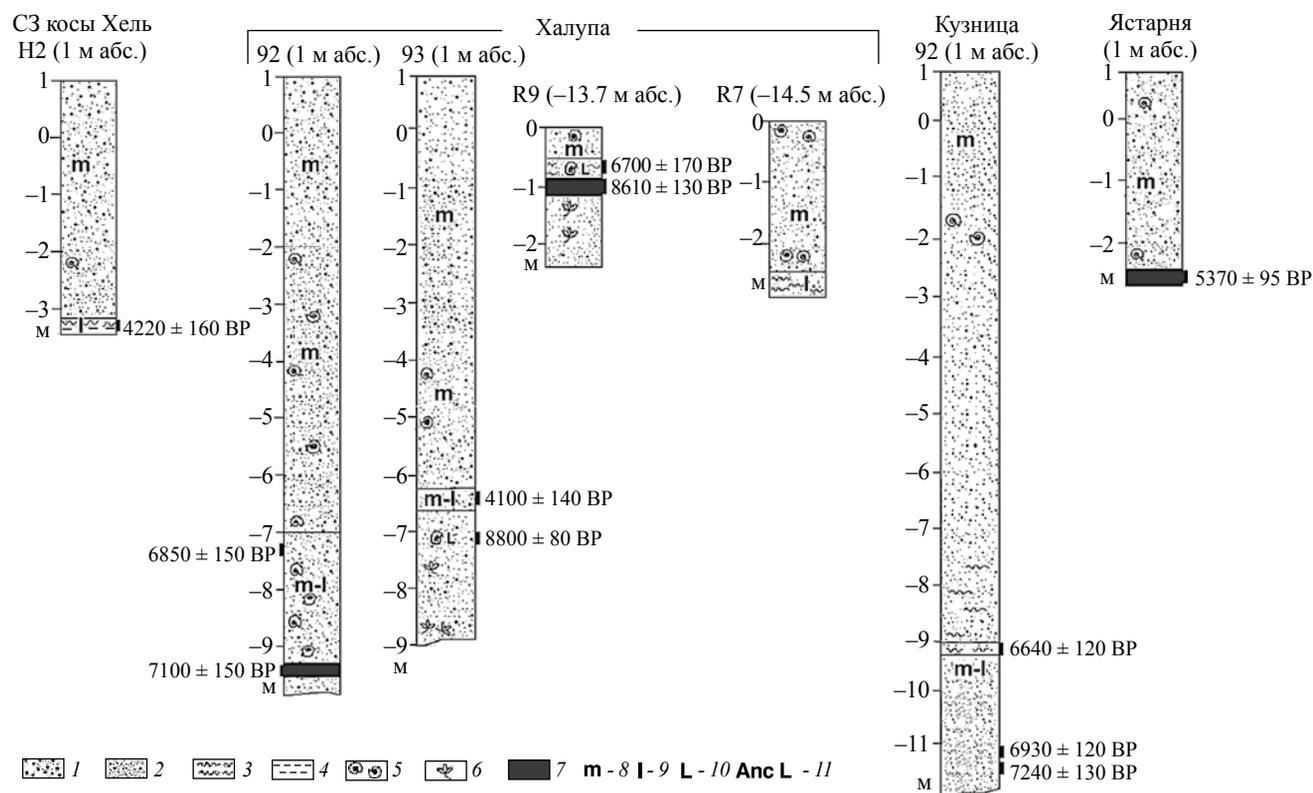


Рис. 6. Строение косы Хель, по [15]: 1 – песок разнозернистый; 2 – песок мелкозернистый; 3 – суглинок; 4 – глина; 5 – раковины; 6 – растительные остатки; 7 – торф. Осадки: 8 – морские; 9 – лагунные; 10 – озерные; 11 – Анцилового озера.

В скважинах у поселков Кузница и Ястарня морские пески также залегают на озерных и торфяных отложениях соответственно. Там, где начинается непосредственно коса, мощность морских осадков возрастает и в дистальной части косы Хель мощность песков, по данным Мойского [9], составляет около 100 м.

Геологические материалы подтверждают двухчленное строение косы Хель (рис. 6). Ранее береговая линия проходила гораздо мористее, по мере подъема уровня моря в Литориновую трансгрессию она смещалась в сторону низменной заболоченной суши с озерами, т.е. развитие побережья шло по трансгрессивному сценарию: на фоне подъема уровня моря формирование бара на краю прибрежной суши с одновременным образованием лагуны за ним. Нехватка материала или быстрый подъем уровня моря, а также повышенная штормовая активность иногда приводили к прорывам в теле бара. Так, по данным датских исторических документов, коса Хель в начале 12 века была разорвана и состояла из 6 островов. Затем они вновь соединились, о чем говорят карты 15 века [14]. После соединения островов вдольбереговой поток наносов возобновился, что

способствовало активному накоплению осадков и формированию типичной косы от пос. Ястарня и далее на ЮВ.

ЛАГУНА ПУЦК

Западный берег лагуны ограничен моренным плато, в клифе обнажаются две пачки песчаных флювиогляциальных отложений, залегающих на морене, валуны из которой лежат на урезе. Южнее плато протягивается в субширотном направлении краевая долина, по которой происходил сток ледниковых вод на запад, к ней приурочена современная долина реки Реда, впадающей в лагуну у пос. Рева (рис. 1).

Судя по имеющимся геологическим материалам, данный район ранее представлял собой низменную болотистую равнину, которая около 5.5 тыс.л.н. в результате подтопления трансгрессирующим Литориновым морем превратилась в озерно-лагунный водоем (рис. 7). Если с северо-востока этот водоем был отгорожен от моря баром (как это говорилось выше), то с востока также протягивается аналогичная форма, подводная в настоящее время, а местами в некоторые годы

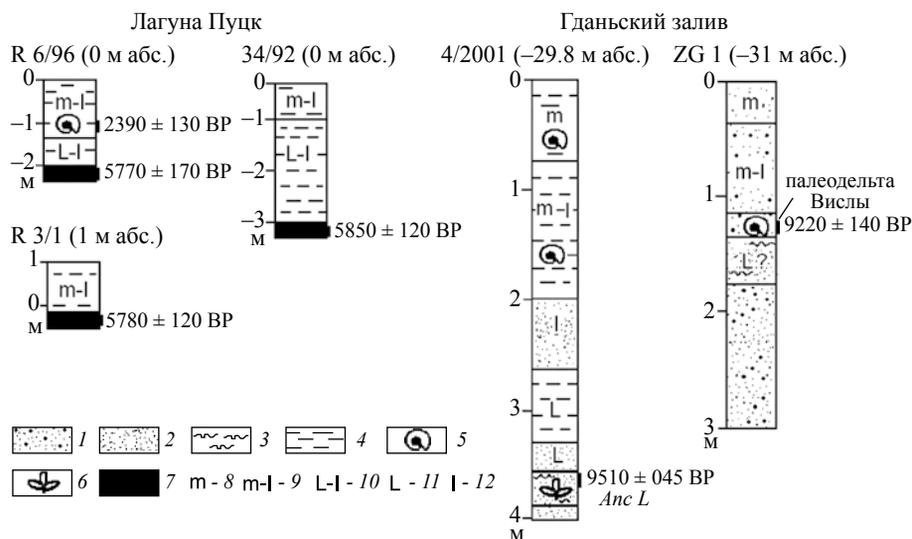


Рис. 7. Строение лагуны Пуцк и Гданьской бухты, по [16]. Условные обозначения: 1 – песок разнородный; 2 – песок мелкозернистый; 3 – суглинки; 4 – глина; 5 – раковины; 6 – растительные остатки; 7 – торф. Отложения: 8 – морские; 9 – лагунно-морские; 10 – озерно-лагунные; 11 – озерные; 12 – лагунные.

выступающая над водой. Её гребень выражен косой-стрелкой у пос. Рева и затем в виде подводного бара она подходит к косе Хель северо-западнее пос. Ястарня. К настоящему времени он не надстраивается и в значительной степени уже затоплен. Вероятно, это связано с дефицитом наносов.

Восточнее этого бара располагалось открытое море. На открытый морской бассейн, существовавший в непосредственной близости от лагуны Пуцк, указывают также данные, полученные по скважинам 4/2001 и ZP 18 (рис. 2). В последней скважине отложения, залегающие на глубине около 5 м, содержат океанические диатомовые водоросли *Dimerogramma minor*, *Grammatophora oceanica*, *G. marina*, *Rhabdonema arcuatum*, *R. Minutum* и *Synedea crystallina* [15], которые могли проникнуть в лагуну через проход в баре.

ВИСЛИНСКАЯ КОСА

Польская часть Вислинской косы начинается от пос. Пясы и протягивается на 70 км до устья Вислы. Вдоль уреза моря на всем протяжении косы наблюдается песчаный пляж шириной от 20 до 50 м. Также как и на других барьерах в ЮВ Балтике, здесь чередуются участки размыва и аккумуляции. В тыловой части пляжа на аккумулятивных участках расположена авандюна, которая местами подвержена размыву и развеванию. На абразионных участках выработан уступ размыва в дюнном валу.

Наиболее заметным отличием польской части Вислинской косы, как от российской ее половины,

так и от Куршской косы, являются характер и параметры различных геоморфологических элементов. В отличие от российской части косы, где часто прослеживается авандюна в виде узкой гряды с острым гребнем и одинаково крутыми противоположными склонами, на польской территории авандюна почти повсеместно прислонена к дюнному валу. Последний не имеет четко выраженной конфигурации и состоит из отдельных дюнных массивов, заросших лесом. Надо отметить, что практически вся коса залесена, значительных открытых песчаных поверхностей нет. Отличительной чертой рельефа косы также является почти полное отсутствие низких заболоченных поверхностей за приморским дюнным валом, развитых на российской части Вислинской косы [1]. Неширокое развитие получили и слабовсхолмленные поверхности палева за дюнным валом – большую часть косы занимают высокие дюнные массивы с преобладающими высотами 10–20 м. На нескольких участках древние дюны расположены близко от берега моря, так около пос. Криница Морска их высота достигает 35 м.

Геоморфологическое строение призаливного берега польской части косы также имеет ряд существенных отличий от его российской части. В первую очередь, это касается большей ширины (до 200 м) и лучшей морфологической выраженности низкой призаливной террасы за счет более близкого расположения к одному из устьев Вислы, впадающей в Вислинский залив и поставляющей наносы. Терраса частично обвалована и покрыта лугами или распахана под с/х культуры. Эта

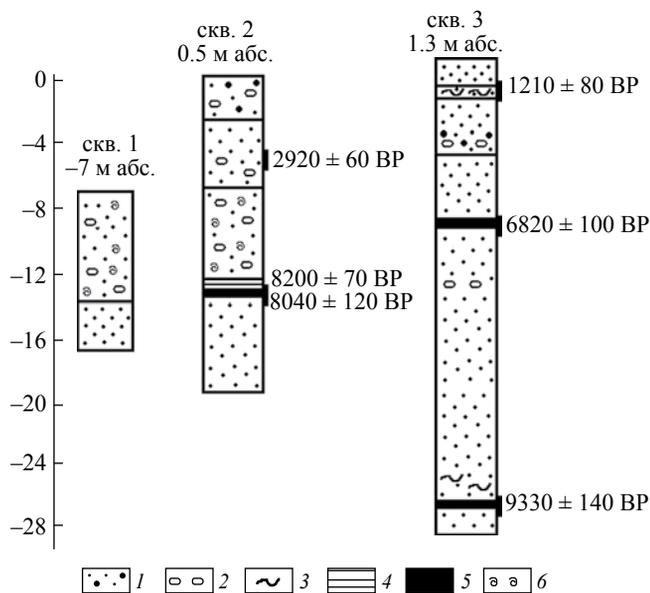


Рис. 8. Строение Вислинской косы: 1 – песок разнозернистый; 2 – галька; 3 – суглинок; 4 – глина; 5 – торф; 6 – морские раковины, по [14].

терраса, вероятно, является аналогом призаливных террас Куршской и Вислинской кос, образовавшихся при подъеме уровня Балтики примерно на 0.5 м около 1200–1300 лет назад [1, 2].

В районе пос. Пшебрно (рис. 2) низкая призаливная терраса причленяется к четкому уступу высотой 1.5–2 м, выработанному на краю обширной плоской поверхности, ландшафтные характеристики которой значительно отличаются от других участков косы. Эта ровная поверхность без эоловых форм, слабо повышающаяся к средней части косы, по рельефу и характеру растительности напоминает корневую часть Куршской косы. Вокруг пос. Пшебрно лес вырублен, но далее в глубь косы простирается лесной массив, где доминируют ели, несвойственные остальным ландшафтам косы.

В небольшом карьере на окраине поселка сверху вниз вскрывается верхняя часть толщи отложений: 1. Почва – 5 см. 2. Песок светло-серый, белесый до пепельного, кварц-полевошпатный, мелкозернистый – 3 см. 3. Песок желто-бурый с темными натеками, карманами, слоистый, что определяется сменой цвета слоев (от темно-коричневого до желтого) – 10 см. 4. Песок ярко-желтый и светло-желтый с прослоями более темного песка, в нижней части слоя более однородный по цвету – 20 см... (видимая мощность).

По-видимому, данный участок принадлежит останцу более древней формы в теле косы. Такие древние останцы различного генезиса отмечались

и ранее авторами на Куршской и Вислинской косах. Авторы интерпретировали их как озерные либо озерно-ледниковые. Кроме того, древний останец дельтовой равнины был отмечен на 23 км российской части косы [1, 3].

Существование ледника в конце померанской стадии способствовало формированию ледникового рельефа на территории современной дельтовой равнины Вислы. В основании косы и Вислинского залива залегают отложения с органическими остатками, возраст которых от 8120 до 6330 лет BP [13], т.е. в течение почти 2 тысяч лет на данной территории существовала обширная равнина с торфяными болотами и озерами. Затем началась трансгрессия Литоринового моря, в ходе которой происходило затопление прибрежной равнины и аккумуляция морских отложений на южной кромке Гданьского залива. Возникновение трансгрессивных баров у края дельтовой суши перед устьем Вислы дало начало образованию крупного аккумулятивного барьера – Вислинской косы и одноименного залива на месте подтопленной дельтовой равнины (рис. 8).

Дальнейшее формирование барьера происходило на фоне колебаний уровня моря: в регрессивные периоды он расширялся, в трансгрессивные – происходил размыв и частичное перемещение песчаного материала в сторону суши. Анализ современного рельефа Вислинской косы позволил выявить присутствие нескольких генераций дюн разного возраста и морфологии [9], аналогичные генерации были выявлены на российской части этой косы, а также на Куршской косе [2]. В настоящее время питание пляжей происходит благодаря поступлению материала со дна Гданьского залива, от размыва авандюны и дюнного вала, выносу аллювия Вислы. Активному размыву берегов способствует опускание территории (до 2 мм в год) на фоне подъема уровня Балтики, скорость которого возросла в последние двадцать лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение надо отметить, что формирование и развитие балтийских крупных аккумулятивных форм Польши и России на фоне колебаний уровня Балтики в литориновое время происходили в целом по единому сценарию для всего побережья ЮВ Балтики – затопление и подтопление низменных прибрежных территорий с одновременным образованием береговых аккумулятивных форм, отгораживающих эти территории от моря. В результате формировались обширные лагуны. Барьерно-лагунные системы юго-восточной Балтики имеют сложное геолого-геоморфологическое строение и состоят из разных

в генетическом плане элементов. Так, коса Хель в геолого-геоморфологическом отношении состоит из двух четко прослеживаемых частей – бара и типичной косы. Крупные береговые аккумулятивные формы (Вислинская и Куршская косы) включают фрагменты прибрежной моренной и водноледниковой равнины, отдельные моренные останцы, а также участки древних дельтовых равнин.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13–05–00112).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Геолого-геоморфологическое строение Балтийской (Вислинской) косы // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 1–8.
2. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Развитие барьерно-лагунных систем юго-восточной Балтики // Океанология. 2008. Т. 48. № 4. С. 641–647.
3. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Строение корневой части Куршской косы // Вестн. МГУ. Сер. географ. 2010. № 5. С. 53–59.
4. Леонтьев И.О. Морфологические процессы в береговой зоне моря. Изд-во LAP Lambert, 2014. 251 с.
5. Муселяк С.С. Морфодинамика береговой зоны бесприливного моря (на примере берегов ПНР). Дис... канд. геогр.н. МГУ, 1988. 302 с.
6. Павлидис Ю.А. Некоторые особенности послеледниковой трансгрессии Балтийского моря и ее связь с новейшей трансгрессией других морей // Новые исследования берегов морей и водоохранилищ. Тр. Океаногр. ком. 1961. Т. 12. С. 86–93.
7. Kazsubowski L. Middle and late Holocene transgressions of the Baltic Sea on the central polish coast // Jour. of Coastal Research. 1992. V. 8. № 2. P. 301–311.
8. Marks L. Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 44. P. 81–88.
9. Mojski J.E. Development of the Vistula river delta and evolution of the Baltic Sea // Geol. survey Finland. Spec paper. 1988. № 6. P. 39–50.
10. Mojski J.E. Poligenesis of the Southern Baltic floor relief // Landform analysis. 1997. V. 1. P. 51–54.
11. Rotnicka J. Factors controlling the development of foredunes along the Leba barrier on the south Baltic coast of Poland // Jour. of Coastal Research. 2011. SI 64. P. 308–313.
12. Rozynski G. Long-term evolution of Baltic Sea wave climate near a coastal segment in Poland; its drivers and impacts // Ocean Engineering. 2010. V. 37. P. 186–199.
13. Tomczak A. Nowe dane o budowie geologicznej Mierzei Wislanej // Kwartalnik geologiczny. 1988. V. 33. № 2. P. 277–300.
14. Tomczak A., Domachowska I. The Shape of the Hel Peninsula in historic times according to cartographic documents / Ed. Gołębiewski R. Peribalticum. Gdańsk. 1999. P. 99–114.
15. Ušcinowicz Sz. A relative sea-level curve for the Polish southern Baltic Sea // Quaternary international. 2006. V. 145–146. P. 86–105.
16. Ušcinowicz Sz., Miotk-Szpiganowicz G. Holocene shoreline migrations in the Puck lagoon (Southern Baltic Sea) based on the Rzucewo Headland case study // Landform analysis. 2003. V. 4. С. 83–97.

Large Accumulative Forms on the Shores of Central and Eastern Poland

E. N. Badyukova, L. A. Zhindarev, S. A. Lukyanova, G. D. Solovieva

The conditions of formation of large accumulative barriers on the southeastern coast of the Baltic Sea are considered. A comparative analysis of their structure is conducted. It is revealed that the Baltic barrier-lagoon systems have a complex geological and geomorphologic structure. Being generally marine accumulative formations, sandy barriers often include various fragments of different genesis (moraine remnants, glaciolacustrine and deltaic plains, etc.). The emergence and development of large accumulative forms of the southeastern part of the Baltic Sea occurred on the background of sea level fluctuations at the time of the Littorina and proceeded on a single scenario for the entire coast.