

МЕХАНИЗМ РАЗВИТИЯ АБРАЗИОННОГО ПРОФИЛЯ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ

Ю. Д. Шуйский

MECHANISM OF THE ABRASIONAL PROFILE DEVELOPMENT WITHIN THE COASTAL ZONE OF THE SEA

Y. D. Shuisky

Анализ данных по динамике абразионных берегов показывает, что в природе существуют три основных генетических типа активных клифов:

1. Абразионно-обвальные — для них характерна выработка волнами подножья клифа, образование волноприбойных ниш и гротов, увеличение крутизны берегового склона, нарушение его устойчивости, а затем под влиянием силы тяжести происходит обвал блоков горных пород в море, в результате чего береговой склон выполаживается и вновь приобретает необходимую устойчивость.

2. Абразионно-оползневые — им также свойственна волновая подрезка подножья с последующим нарушением устойчивости, но в данном случае абразия способствует также и уменьшению пригрузки склона, что приводит к перемещению блока породы по поверхности скольжения, выдвиганию языка оползня в море, его размыву волнами и новому нарушению профиля равновесия.

3. Неволновые — здесь развивается с одинаковой скоростью действие волновых и неволновых факторов: первых — на подножье склона, вторых — на остальную его часть; в результате клиф отступает с сохранением общей формы поперечного профиля и без видимого изменения во времени крутизны профиля.

Как видно, для активного развития клифов необходимо постоянное поддержание достаточно крутого профиля, чтобы действие силы тяжести приводило к его обрушению или оползанию. Такое состояние профиля и поддерживается абразионными процессами. Принято считать [2, 4], что активные клифы, развиваясь, отступают до тех пор, пока перед ними на подводном склоне за большой промежуток времени выработается широкая абразионная терраса, достаточно широкая, чтоб на ней могли гаситься морские волны. В результате скорость отступления клифов во времени постепенно уменьшается по мере увеличения ширины террасы, и абразионный берег от стадии „юности“ постепенно переходит к „стадии зрелости и затем старости“ (рис. 1). В конце концов достигается такое состояние абразионного профиля береговой зоны, при котором клиф отмирает.

Подобная схема развития абразионных берегов была дана еще Д. Джонсоном [9], который также считал, что продукт абразии выносятся на подводный склон моря, где образуют аккумулятивную террасу. Эта схема в принципе была принята и другими исследователями, только цикл развития клифа был отнесен к более короткому промежутку времени. Зенкович [2] и Леонтьев [4] считали на основании многочисленных полевых исследований, что стадии „зрелости“ и „старости“ берегов не являются характерными, хоть и встречаются в природе. Достижению этих состояний препятствуют относительные колебания уровня Мирового океана, меняющиеся за геологические промежутки времени в течение трансгрессий и регрессий. Поэтому береговая зона в подавляющем большинстве случаев не может прийти в состояние равновесия, поскольку трансгрессивно-регрессивные колебания уровня непрерывно меняют профиль равновесия береговой зоны, поддерживая противоречия между отдельными факторами развития абразионного профиля и поддерживая довольно высокие темпы прибрежно-морских процессов. Поэтому это не дает возможности прийти берегам в стадию „старости“.

Нет сомнения в том, что изложенная здесь критика взглядов Д. Джонсона верна. Если обратиться к участкам берегов, сложенных прочными горными породами, то действительно, пока в них выработается равновесный профиль, уровень поднимется или опустится, воды моря затопят новую площадь поверхности литосферы, в волновое воздействие окажутся вовлеченными участки с новым рельефом и береговые процессы получат новый импульс развития. Таким образом, суша в итоге не может быть срезана абразией, как это считал Д. Джонсон.

Что касается участков, сложенных малопрочными рыхлыми отложениями, то здесь процессы абразии развиваются во времени по иному в сравнении со схемой на рис. 1.

Многолетние стационарные исследования показали [3, 8], что скорости отступления активных клифов нередко достигают нескольких метров в год. Если сопоставить эти скорости со скоростями относительных колебаний уровня водных бассейнов, то окажется, что различаются они на 2—3 порядка, иногда и больше. Другими словами — пока уровень моря поднимется или опустится на несколько сантиметров, чего явно недостаточно для изменения профиля равновесия, клиф может отступить на несколько сотен метров. Особенно, если берега сложены глинистыми, суглинистыми, супесчаными или песчаными породами. Примером могут служить некоторые участки берегов Азовского (северная и восточная части), Черного (около м. Бурнас, между Тендровской и Джарылгачской косами, севернее устья р. Альма), Балтийского (Самбийский полуостров, севернее Павилосты) и многих других морей. Именно на таких, легко размываемых берегах достаточно широкая абразионная терраса может выработаться раньше, чем уровень поднимается (опустится) на величину, при которой берег получит новый импульс для выработки нового профиля равновесия. Нигде на подобных участках клифы не отмирают, абразионный врез продолжается. По всей видимости, для таких берегов общепринятая схема развития не подходит, она противоречит реальным природным процессам.

Другое противоречие заключается в том, что в старой схеме фактически не учитывается динамика подводного склона на абразионном побережье. Связано это с отсутствием до недавнего времени количественных данных об абразии бенчей. В настоящее время стало известным, что перед активными

клифом под влиянием абразии глубины не остаются неизменными, как должно было быть при выработке абразионной террасы и отступании клифа. Помимо формирования самой поверхности террасы должен происходить ее непрерывный размыв, а для этого необходимы высокие скорости размыва, намного

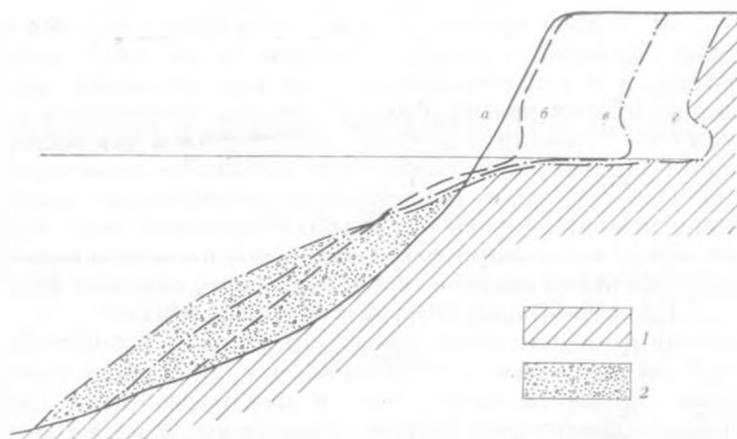


Рис. 1. Классическая схема долговременного развития абразионного берега

1 — коренные породы; 2 — аккумулятивная терраса, сложенная наносами; а — исходная кривая поперечного профиля; б, в, г — кривые профиля, отмечающие стадии развития абразионного профиля

выше, чем принято считать. Действительно, когда были произведены наблюдения за динамикой глинистых бенчей с помощью точных нивелировок и донных реперов, оказалось, что скорости абразии здесь достигают в отдельные годы 0,2—0,4 м/год на глубинах 3—4 м, а максимум — до 0,7—0,8 м/год на глубинах 0—1,5 м. После стало понятным, почему на одних и тех же профилях в течение сравнительно короткого отрезка времени (до 15—20 лет) глубины существенно увеличивались, а форма поперечного профиля становилась другой (рис. 2).

Вместе с тем ни одна из серий ежегодных стационарных наблюдений не показала, что скорости абразии клифов и бенчей одного года были равны скоростям абразии в другие годы. Такую ситуацию можно объяснить флуктуациями гидрометеорологического режима, баланса наносов, особенностями геологического строения и другими причинами. Данные исследований на берегах, сложенных глинистыми породами в пределах северо-западного региона Черного моря, позволили сделать вывод о том, что на одном и том же участке скорость абразии во многом зависит от объема наносов, заключенного в пляже, которым окаймляется подножье клифа (рис. 3). Поскольку динамика пляжей в подобных условиях является индикатором суммарного влияния всех прибрежно-морских факторов, воздействующих на динамику береговой зоны [1], можно считать пляж основным регулятором механизма кратковременного развития абразионного профиля. Этот вывод справедлив как для обвальных, так и для оползневых типов клифов. Разброс точек на графике рис. 3 объясняется неоднозначной высотой клифов на разных участках исследованных берегов, неоднозначными уклонами подводного склона и средними

свойств литологических разностей пород, слагающих клиф, и другими причинами.

Скорости размыва клифов и бенчей не всегда являются такими высокими, как отмечалось выше, они значительно колеблются во времени. На одном

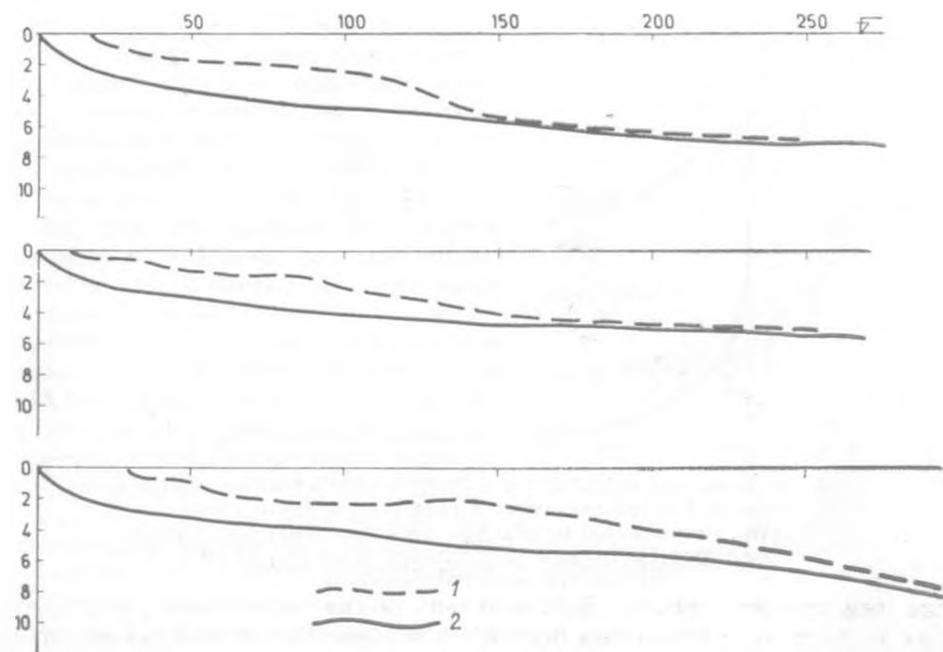
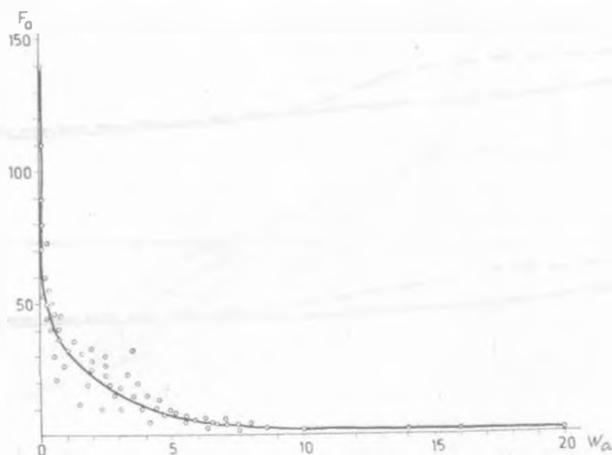


Рис. 2. Современные профили подводного склона Черного моря по данным съемок 1954 (1) и 1970 г. (2) на разных участках западного побережья Крымского полуострова

том же участке берега значения скоростей ежегодного размыва, как правило, выше тогда, когда подножье клифов окаймлено сравнительно узким пляжем или пляжа вовсе нет. Размыв значительно замедляется или даже прекращается при залегании крупных пляжей. Вместе с тем под защитой пляжа находится также и подводный склон, но только его верхняя часть, в приурезовых частях абразионной террасы. Поэтому колебания испытывают и скорости абразии коренной глинистой поверхности дна: они выше, когда бенч лишен песка, и ниже, когда на нем залегают наносы.

Учитывая приведенные выше данные полевых исследований и некоторые выводы из них, можно описать формализованную модель механизма развития абразионного профиля береговой зоны. При этом в качестве ограничивающих условий отметим, что гидрометеорологический режим принимается однородным и не испытывающим колебаний во времени, берег и дно сложены одинаковыми литологическими разностями, рельеф подводного склона не осложнен второстепенными микроформами. В качестве примера будем оперировать материалами исследования обвальных берегов, сложенных глинистыми, легко размываемыми породами IV—V классов по степени сопротивляемости абразии согласно классификации Леонтьева [4]. При разработке предлагае-

развитии береговой зоны: а) развитие клифов и подводного склона (бенчей) тесно взаимосвязано; б) эволюция береговой зоны всегда стремится к выработке динамического равновесия с действующим гидрометеорологическим режимом; в) развитие береговой зоны всегда является неравномерным во вре-



Фиг. 3. График зависимости скоростей абразии клифа (W_a , метры в год) от объемов наносов, заключенных в пляжах, которыми окаймляется клиф (F_a , м³ на 1 погонный метр длины берега)

мени; г) скорость прибрежно-морских процессов всегда намного выше скорости относительных колебаний уровней бассейнов, которые являются фоновым фактором развития береговой зоны.

Представим, что в один из этапов развития берегов во взаимодействие с волновыми процессами вступил участок поверхности литосферы, достаточно крутой, чтоб в его пределах стали развиваться абразионные процессы. Сразу же начинается его переработка, формирование клифов и бенчей, как это происходит на водохранилищах или показано на рис. 1. Поскольку на первых порах в береговой зоне еще мало наносов, поверхность литосферы остается незащищенной и процессы абразии развиваются с довольно высокой скоростью.

Но по мере выработки абразионной террасы обращают на себя внимание два момента: 1) абразионный снос обломочного материала, который способствует обогащению береговой зоны наносами; 2) расширение мелководной приурезовой террасы по мере отступления береговой линии. Когда ширина террасы станет достаточной, чтобы на ней происходило ощутимое гашение волновой энергии, начинается накопление наносов у подножья клифа в виде пляжа, и чем шире терраса, тем больше размеры у пляжа.

Наблюдения в природных условиях в море (рис. 2) и на водохранилищах [5] показывают, что выработка профиля приурезовой террасы в глинистых породах происходит очень быстро — за 10—15 лет, благодаря высоким скоростям абразии. Со временем интенсивность процессов формирования террасы снижается потому, что ширина террасы постоянно увеличивается и достигает

настолько больших величин, что происходит существенное гашение волновой энергии над ее поверхностью. В результате формирующийся пляж обуславливает резкое снижение скоростей абразии клифа (рис. 3). В это время (рис. 4а) все мелкие волнения не производят сколько-нибудь значительного воздействия на подводный склон, поскольку такие волнения могут заметно перерабатывать только верхнюю часть подводного склона, а она-то защищена наносами. Важно отметить при этом, что в абразионном процессе перестает участвовать прибойный поток — заметный фактор переработки клифов и бенчей.

По той же причине оказывается ослабленным действие крупных волнений на верхнюю часть подводного склона, зато средняя часть, включающая мористый склон ступени абразионной террасы А, продолжает находиться под влиянием крупных волнений. Здесь наносов нет или их покров тонкий, их накоплению препятствуют более высокие значения крутизны поперечного профиля (рис. 4б), и серьезного сопротивления волнам и течениям эта часть профиля оказать не может. Следовательно, морфология подводного склона и характер распределения наносов на нем обуславливают своеобразную избирательную абразию: воздействие крупных волнений в начале стадии б (рис. 4б) приводит к размыву только подножья и внешней кромки абразионной террасы.

Несмотря на сравнительно небольшую повторяемость крупных волн, абразия подножья и внешней кромки подводной террасы в начале стадии б происходит намного быстрее, чем разрушение клифа. Этому способствуют относительно большие запасы энергии крупных волнений ($h=1,5$ м) и более крутые уклоны подводного склона на подножье террасы по сравнению с уклонами ее поверхности. На более крутых отрезках профиля, как известно [2, 4], выше значения удельной энергии трансформирующихся волн.

Зона раздела между верхней и средней частями подводного склона А, к которой чаще всего приурочена кромка абразионной террасы, находится на глубинах около 3,5 м, т. е. в условиях северо-западной части Черного моря лежит на отрезке поперечного профиля,

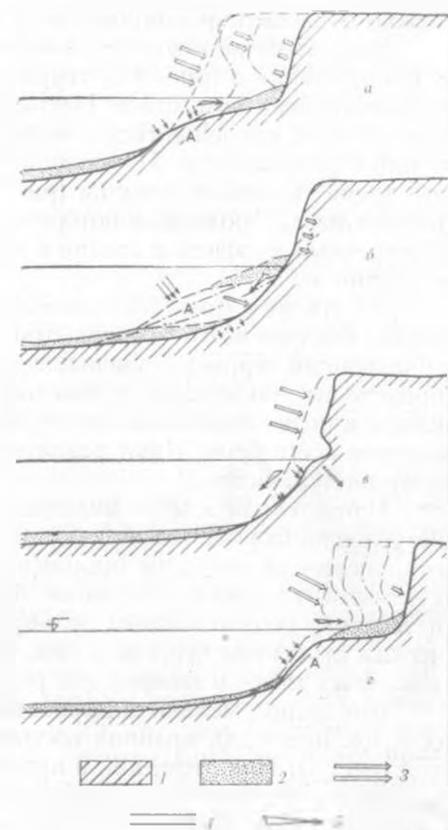


Рис. 4. Безмасштабная схема развития во времени поперечного абразионного профиля

а—г — стадии развития профиля; 1 — коренные глинистые породы; 2 — прибрежно-морские наносы; 3 — направление отступления клифа; 4 — отступление бенча; 5 — направления перемещения наносов. Пунктирные линии обозначают отдельные положения профиля в процессе его развития. Размеры стрелок могут служить для оценки относительных скоростей размыва берегов и дна на разных стадиях эволюции абразионного профиля

высота крупных волн, равная около 1,5 м, H — глубина моря). По данным наблюдений за режимом волн и течений в береговой зоне Черного моря (районы Одессы, взморья дельты Дуная, Донузлавской пересыпи, Южного берега Крыма, Джарылгачской косы), именно в пределах глубин 0—3,5 м прибрежные воды наиболее активны, обладают повышенной способностью к абразии, перемещению наносов. Вполне вероятно, что именно этой причиной можно объяснить формирование абразионной террасы на указанных глубинах.

Звиду избирательного действия волн и течений на поперечный профиль к концу стадии *б* (рис. 4 *б*) терраса становится размытой, и общий уклон подводного склона возрастает. Поэтому наносы уже не могут в таком количестве, как до этого, удерживаться у подножья клифа. Они сносятся вниз по склону, и пляж размывается. Накопление наносов происходит глубже $H=2,5h$, и в это время в начале стадии *в* (рис. 4 *в*) происходит активизация скоростей абразии клифа, у подножья которого уже отсутствует достаточно широкий пляж. Поперечный профиль в стадии *в* приобретает черты, схожие с его состоянием в стадии *а*.

На стадии *г* (рис. 4 *г*) процесс развития абразионного профиля начинается вновь: быстрее всего переработке подвержен клиф, активно вырабатывается абразионная терраса, уменьшаются уклоны дна на глубинах менее $H=2,5h$, происходит накопление пляжевых наносов, которые прикрывают подножье клифа и подводный склон на глубинах менее $H=2h$, после чего абрадируется быстрее всего бенч. Цикл развития абразионного профиля, описанный выше, повторяется вновь.

Приведенная схема механизма развития подводного склона является, безусловно, формализованной, поскольку в природе существуют определенные отклонения от нее. Эти отклонения не принципиальны, они диктуются конкретными условиями развития береговой зоны: колебаниями режима волн и течений, неоднозначным рельефом подводного склона, различным геологическим строением берегов и дна, балансом наносов, воздействием подвижных пляжевых мезо- и микроформ рельефа и т. п.

Как видим, механизм выработки абразионного профиля подводного склона обуславливает два крайних состояния: с вогнутой и выпуклой формами кривой (рис. 4). При этом, как и при развитии разных типов клифов, пологие поверхности поперечного профиля соответствуют устойчивому, стабильному состоянию берегов, а крутые — нестабильному, динамичному. В природе, наряду с названными двумя крайними состояниями профиля дна, отмечается много вариантов промежуточных состояний, обусловленных конкретными природными условиями на разных участках береговой зоны. Эти состояния хорошо фиксируются при выполнении прибрежно-морской съемки вдоль берега.

Предложенная схема кратковременных изменений абразионного профиля учитывает влияние на клиф крутизны и формы профиля подводного склона, которые, благодаря высоким скоростям донной абразии, могут сравнительно быстро меняться. Натурные съемки на стационарных участках показывают, что наибольшие по размерам пляжи формируются при ширине террасы до 130—150 м и крутизне подводного склона менее 0,015—0,023 (в интервале глубин 0—3 м). В это время клиф абрадируется с минимальной скоростью или вообще устойчив, форма его профиля близка к вогнутой, сам он становится пологим. По мере выработки на дне приглубого вогнутого профиля (крутизна в интервале глубин 0—3 м может достигать 0,07—0,09) динамичность клифа

возрастает, повторяемость крутой выпуклой формы его профиля увеличивается за счет постоянной подрезки подножья. Такое состояние клифа сохраняется вплоть до выработки сравнительно пологой выпуклой формы профиля дна.

Разработанная модель механизма развития абразионного профиля береговой зоны достаточно хорошо иллюстрируется данными многолетних наблюдений на Черном море, на берегах в районах Одессы, м. Бурнас и у устья р. Бельбек и подтверждена материалами лабораторного моделирования абразионного профиля в гидравлическом лотке Одесского университета.

Правда, пока еще очень трудно с достаточной степенью достоверности произвести многофакторный анализ развития абразионного профиля. Поэтому в процессе формализации предлагаемой модели были введены соответствующие ограничения. Тем не менее, уже сейчас можно установить качественное влияние некоторых микро- и мезоформ приустьевых (пляжевых) рельефа на динамику абразионного профиля, сложенного легко размываемыми глинистыми породами.

Как известно [2], для песчаных пляжей характерными являются ритмичные формы пляжевого рельефа — оффсеты. Под их влиянием ширина пляжей меняется от шторма к шторму. В зависимости от размеров оффсетов, через 100—700 м участки узкого пляжа, соответствующие вогнутости оффсета, сменяются участками широкого пляжа [6, 7], которые соответствуют выступу оффсета. Разница в ширине в условиях района исследований может достигать 10—30 метров, а иногда и больше.

В процессе своего развития оффсеты перемещаются вдоль берега по ходу распространения вдольбереговых потоков наносов. Это значит, что вдоль берега перемещаются участки широкого и узкого пляжа за время действия одного или нескольких штормов [1, 6].

Если наблюдается движение оффсета вдоль берега, перед которым расположен выпуклый подводный склон, соответствующий условиям замедления абразии клифа, то это замедление выражено наиболее ярко, когда перед клифом находится выступ оффсета. Прохождение вогнутости оффсета может привести к повышенным скоростям разрушения клифа в сравнении с обычными.

При движении оффсетов вдоль берега, перед которым отмечается вогнутый приглубый профиль подводного склона, отмечающий условиям повышенной активности абразии клифа, процесс развития абразионного профиля сложнее. В общем случае прохождение широкого участка пляжа приводит к снижению обычно высоких скоростей разрушения клифа и, как следствие, — к уменьшению скоростей абразии бенча. Возрастает время, за которое один цикл абразионного процесса сменяется последующим. Прохождение вогнутости оффсета обычно обуславливает полный размыв пляжа, быстрейшую выработку абразионной террасы, повышенные скорости абразии бенча и клифа, а значит — снижение времени смены одного цикла другим.

Выявленный многолетними стационарными исследованиями механизм развития абразионного профиля береговой зоны позволяет более полно и достоверно объяснить неравномерность скоростей абразии в пространстве и во времени, колебания размеров пляжей и объемов заключенных в них наносов, изменений крутизны уклонов дна и формы профиля клифов и подводного склона, динамику береговой линии.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Б е р т м а н, Д. Я., Ю. Д. Ш у й с к и й, И. В. Ш к а р у п о. Опыт изучения динамики пляжей в зависимости от направления и силы действующего ветра. — *Океанология*, 11, 3, 1971.
2. З е н к о в и ч, В. П. *Основы учения о развитии морских берегов*. Изд-во АН СССР, М., 1962.
3. З е н к о в и ч, В. П., А. С. И о н и н, П. А. К а п л и н. Абразия как источник обломочного материала, поступающего в береговую зону. — *Труды Инст. океанологии, АН СССР*, 76, М., 1965.
4. Л е о н т ь е в, О. К. *Основы геоморфологии морских берегов*. Изд-во МГУ, М., 1961.
5. Р о з о в с к и й, Л. Б., Е. В. Е л и с е е в а, И. Н. К р ы ж а н о в с к а я. К результатам наблюдений за динамикой берегов Каховского и Днепровского водохранилищ. — *Проблемы гидрогеол. и инженер. грунтоведения*, 3, 1974.
6. Ш у й с к и й, Ю. Д. Некоторые формы рельефа приурезовой зоны на песчаных берегах северо-западной части Черного моря. — *Изв. Всесоюзн. географич. общества*, 97, 5, 1965.
7. Ш у й с к и й, Ю. Д. О некоторых прибрежно-морских процессах на берегах Восточной Балтики. — *Новые исследования береговых процессов*, М., 1971.
8. Ш у й с к и й, Ю. Д. Процессы и скорости абразии на украинских берегах Черного и Азовского морей. — *Изв. АН СССР, сер. географ.*, 6, 1974.
9. J o h n s o n, D. W. *Shore processes and shoreline development*. New York, 1919.

Одесский университет, СССР

(Summary)

A correlation is drawn between the classic scheme of abrasional profile development and data on long-term investigations of the coastal zone. The data point to the essential difference between the new scheme and the old one.

Results from the new coastal investigations make it possible to evolve a simple model of the abrasional profile development of the coastal zone.

The abrasion process starts with the formation of both cliff and bench: the cliff recedes and the abrasional terrace and the shoaly cross profile interact within the submarine coastal slope. Simultaneously with this, the clastic debris is taken down to the coastal zone and its amount augments as abrasion continues. The abrasional terrace broadening slightly, the offshore waves lose their energy on reaching the shoreline and as a result of this, the beach is formed. The wider the terrace and the smaller the submarine slope, the greater the beach drifts; cliff foot and the upper part of the submarine slope are no protection against coastal erosion. Thus, the abrasion terrace step is more active and the steep submarine slope profile affects it subsequently. No beach drifts may occur near the cliff foot, the submarine slope going down to greater depths and thus beaches being eroded. After that the coastal zone profile settles, the cycle of its development starts all over again.

РЕДАКЦИОННА КОЛЕГИЯ

проф. д-р Христо Спасов (отг. редактор), проф. П. Мандев
(зам.-отг. редактор), ст. н. с. Георги Чаталов (секретар), проф.
Стефан Зафиров, ст. н. с. Йорданка Минчева-Стефанова,
ст. н. с. Стефан Богданов, ст. н. с. Росен Иванов

Техн. редактор А. л. И в а н о в

Коректор П. Т а н е н а

Дадена за набор на 9. XI. 1976 г.
700×1000/16

Подписана за печат на 31. III. 1977 г.

Тираж 1130

Издателски индекс 6340

Печ. коли 6,50

Изд. коли 8,43

Отделна книжка 1,40 лв

Отпечатана в Печатницата на Издателството на БАН — 1113 София, ул. „Акад. Г. Бончев“
Поръчка № 57