

А.А.АКСЕНОВ

**О РУДНОМ ПРОЦЕССЕ
В ВЕРХНЕЙ ЗОНЕ
ШЕЛЬФА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П. П. ШИРШОВА

А. А. АКСЕНОВ

О РУДНОМ ПРОЦЕССЕ
В ВЕРХНЕЙ ЗОНЕ
ШЕЛЬФА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1972

391

О рудном процессе в верхней зоне шельфа. Аксенов А. А.,
1972 г.

В работе рассмотрены процессы накопления тяжелых минералов в береговой зоне водоемов (океанов, морей, крупных озер). Методами современной литодинамики определяются характерные области сортировки песчаных наносов, где формируются богатые по содержанию и значительные по объему россыпи. Намечаются задачи дальнейших исследований рудного процесса в условиях береговой зоны.

Таблиц 9, Библ. 422 назв. Иллюстраций 22.



Подсчеты мировых запасов минерального сырья показывают, что полезные ископаемые осадочного и отчасти осадочно-метаморфического генезиса решительно преобладают над магматогенными рудами (Пустовалов, 1964).

В связи с этим в последнее время большое внимание уделяется изучению осадочных месторождений. Появился целый ряд обобщающих работ по теории осадочного процесса.

В монографии Н. М. Страхова «Основы теории литогенеза» (1960—1962) наиболее полно и достоверно описаны закономерности мобилизации веществ, перемещения их по поверхности литосферы, отложения в конечных водоемах стока, превращения осадков в горные породы.

Н. М. Страхов специально указывал, что им применен метод сравнительно-литологического исследования, основанный на использовании данных о современном осадкообразовании.

Однако изучение современных осадков, имея определенное значение для развития общей теории литогенеза, далеко еще не достаточно для успешного построения палеогеографических реконструкций.

В особенности это справедливо применительно к современным морским мелководным осадкам. Г. Ф. Крашенинников (1962а) указывал, что несовершенство представлений об условиях осадконакопления сказывается и в несовершенстве методов палеогеографических построений. Различные авторы на основе одного и того же материала строят заметно отличающиеся палеогеографические карты. Увлекаясь каким-либо одним генетическим признаком осадочных пород, они излишне широко пользуются им для палеогеографических выводов. Речь идет о формальном осреднении гранулометрических коэффициентов, данных о падении кривой слоистости на большой территории, нечеткости определений текстурных признаков породы и т. д.

Основой палеогеографических построений должен быть критический анализ всех доступных генетических признаков осадочных пород; для этого необходимо значительно расширить исследования современных осадков и условий их накопления, прежде всего мелководных морских отложений.

Изучение современных фаций прибрежного мелководья очень важно, так как к верхней зоне шельфа приурочена значительная часть всех осадочных полезных ископаемых (Страхов,

1954б). Вместе с тем отложения этой области отличаются наибольшей сложностью строения и наибольшей изменчивостью на ограниченном пространстве.

Генетическое истолкование текстурных признаков прибрежных мелководных отложений представляет известные трудности.

Л. Б. Рухин (1962) и Л. П. Ботвинкина (1962, 1966б) указывают, что береговая линия древних бассейнов может быть четко реконструирована лишь в отдельных случаях, например для максимума трансгрессии при расчлененном рельефе суши. Обычно же устанавливается более или менее широкая зона, «... в пределах которой перемещалась береговая линия» (Рухин, 1962, стр. 255).

В береговой зоне четко проявляется зависимость распределения современных осадков в бассейне от его размеров (Страхов, 1954а, 1960). По мере уменьшения размеров последнего увеличивается объем материала, поступающего с суши на единицу площади водоема, и снижаются энергетические возможности его переработки.

Степень преобразования обломочного материала зависит от энергетического потенциала того или иного района или участка; на открытом побережье океана она максимальна, в заливах и бухтах, имеющих ограниченное сообщение с морем, малые размеры и глубины, обломочный материал может быть почти не преобразован.

В береговой зоне очень четко выражены общий закон климатической зональности осадочного процесса и различие типов литогенеза. Влияние тектоники проявляется главным образом в характере и объеме материала, поступающего с суши.

Определяющим процессом при формировании подводного берегового склона и береговой линии является взаимодействие прибрежного волнения с поверхностью дна. Основной источник механической энергии в береговой зоне — энергия волн глубокого моря. Распространяясь в прибрежном мелководье, волны трансформируются, теряют свою энергию. В зоне разрушения колебательная волна преобразуется в прибойный поток.

Некоторые общие закономерности весьма сложного процесса движения наносов в верхней зоне шельфа были раскрыты в работах В. П. Зенковича (1962б), П. К. Божича (Божич, Джунковский, 1949), позднее В. В. Лонгинова (1957—1963) и других авторов.

Кратко напомним эти основные положения.

1. Волновые движения воды определяют процессы разрушения горных пород, движение и истирание их обломков, в том числе и массовые перемещения песчаных наносов, наиболее характерных в пределах береговой зоны.

2. Движение наносов определяется сочетанием орбитальных скоростей, скорости прямого переноса (к берегу) и скорости обратных компенсационных движений воды.

3. Изменение надводной части береговой зоны непосредственно зависит от процессов, происходящих в ее подводной части.

4. Обязательным условием динамического равновесия является асимметрия придонных скоростей.

Современные отложения верхней зоны шельфа — вещественное выражение сложных и длительных литодинамических процессов. Особенности их состава, структуры и текстуры составляют раздел работы, связывающий литодинамику береговой зоны с палеогеографией и общей теорией литогенеза.

Верхняя область шельфа является «зоной взмучивания» морского бассейна в отличие от зоны преимущественной седиментации, охватывающей огромные пространства больших глубин (Страхов, 1960—1962). Здесь происходит механическая дифференциация наносов, поступающих с суши. Относительно грубый обломочный материал при этом отлагается в пределах зоны взмучивания, мелкозернистый выталкивается за ее границы и, подхваченный циркуляционными течениями, разносится на значительные расстояния от берега. В относительно узкой полосе береговой зоны, особенно если сравнить ее с территорией суши, где идет мобилизация обломочного материала, и океаническими просторами, происходит очень важный процесс разделения вещества.

Термин «литодинамика», означающий совокупность процессов перемещения материала литосферы действием экзогенных агентов и силы тяжести, был введен в нашу литературу В. В. Лонгиновым (1954а). В настоящее время он стал общепринятым. Иногда, впрочем, его понимают более узко как синоним перемещения наносов в береговой зоне.

Автор относит к литодинамике все процессы механического разрушения горных пород и перемещения их обломков (в том числе минеральных частиц различной крупности) экзогенными агентами — водой, воздухом, снегом, льдом, действием колебаний температуры и собственного веса породы (Лонгинов, Аксенов, 1968).

По характеру процессов разрушения и перемещения твердого вещества по поверхности литосферы можно разделить ландшафты на морские и сухопутные. Это деление обусловлено различием основных действующих экзогенных агентов, хотя порой формы движения твердого вещества могут оказаться сходными.

Например, на поверхности суши и на дне моря широко развиты оползневые явления, явления типа грязевых потоков; по аналогии сходство можно обнаружить между перемещением наносов русловым потоком и вдольбереговыми течениями и т. п.

Береговую зону как литодинамический ландшафт отличают:

1) малые глубины, определяющие интенсивность процессов взаимодействия прибрежного волнения с поверхностью дна;

2) значительные уклоны дна, определяющие большую мощность процессов трансформации и диссипации энергии волн;

3) неравномерность распределения энергии основного действующего агента во времени и в пространстве;

4) специфический процесс разрушения горных пород — абразия;

5) интенсивное движение и направленное перемещение твердого вещества — наносов береговой зоны;

6) возникновение устойчивых накоплений наносов и формирование относительно мощных толщ грубозернистых отложений;

7) глубокая дифференциация наносов, в процессе которой возникают рудные залежи;

8) общая тенденция развития в направлении создания условий наибольшей диссипации энергии при наименьшей мощности процессов.

В настоящей работе автор попытался на основании анализа обстановки осадконакопления и строения осадков верхней зоны шельфа показать основные закономерности рудного процесса в мелководной зоне моря. При этом для удобства изложения понятия верхняя зона шельфа и береговая зона употребляются как равнозначные.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОДИНАМИКИ
БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

Если рассматривать береговую зону как область трансформации и рассеивания энергии прибрежных вод в процессе их взаимодействия с поверхностью литосферы, то нижней ее границей будут глубины, на которых начинается деформация волн и реальное перемещение наносов, а верхняя граница совпадет с максимумом распространения потока заплеска по надводной части пляжа (Лонгинов, 1963).

В «Технических условиях определения волновых воздействий на морские и речные сооружения и берега (строительные нормы 96—60)» в береговой полосе различаются зоны:

- 1) «мелководная» с глубинами, меньшими половины длины волны глубокого моря и большими, чем критическая глубина;
- 2) «зона прибойных волн», где волны забуруниваются и начинают разрушаться; глубина равна критической и меньше;
- 3) приурезовая, где происходит окончательное разрушение волн и образование прибойного потока.

В каждой из названных зон движение воды подчиняется разным закономерностям, и соответственно оценка наносодвижущего действия волнения будет различной. В «Технических условиях...» даны соответствующие графики и номограммы для расчета элементов волн в береговой зоне в зависимости от параметров волн глубокого моря и глубины места.

Существует довольно много методов расчета элементов волн для условий мелководья, исходящих из различных концепций линейной теории, теории кноидальных волн и одиночных волн (Крылов, 1958; Джунковский, 1957; Мунк, 1951; Красножон и Сидорова, 1961; Лонгинов, 1963). Каждый из них, однако, имеет определенные ограничения, обусловленные теми или иными упрощающими допущениями.

ВОЛНОВОЙ РЕЖИМ

Состояние того или иного участка береговой зоны характеризуют удельная энергия и ее изменение в пределах данного участка. Удельная энергия пропорциональна отношению квадрата высоты волны к глубине места.

Трансформацию волны в береговой зоне определяют рост удельной энергии по мере уменьшения глубины, потери энергии на движение наносов и трение в грунте и пограничном слое, частичное отражение волны от поверхности наклонного дна, выделение вторичных гармоник и взаимодействие с ними.

В зависимости от уклона дна, глубины и длины пробега волны над мелководьем относительная роль каждого из названных процессов будет различной. На приглубых берегах на первый план выступает рост удельной энергии и существенно проявляется отражение волны. На отмелях берегах заметно сказывается влияние потерь энергии на взаимодействие с грунтом. Характеристика рельефа дна или формы профиля должна включать не только глубину, но и уклон. В. В. Лонгинов (1963) в расчетах использует величины относительной высоты волны и так называемого фактора деформации.

Для удобства написания значения относительной высоты волны h' и фактора деформации F увеличены в 100 раз.

$$h' = \frac{h}{H} \cdot 100; \quad F = \frac{i}{H} \cdot 100$$

По данным обработки серии синхронных записей волнографов была получена общая зависимость условного приращения относительной высоты волны от фактора деформации (Лонгинов, 1957, 1963).

На прямолинейном участке профиля деформация волны может сопровождаться уменьшением абсолютных и относительных высот волн по мере уменьшения глубины. С приближением к зоне разрушения возможны два случая: а) возрастание и абсолютной, и относительной высоты волны, б) возрастание относительной высоты при неизменной или убывающей абсолютной. При одинаковой разности глубин приращение высоты больше на крутом склоне, чем на пологом.

Значения фактора деформации до 0,5 соответствуют уменьшению удельной энергии, а более 1,3 — ее возрастанию; когда же F превышает 8, волна быстро разрушается на коротком пути.

Изучая изменение формы орбит от поверхности до дна волнового лотка, Н. Е. Кондратьев (1953) показал закономерный переход от эллиптических орбит на поверхности до возвратно-поступательных движений частиц у дна. Одновременно им были описаны закономерности последовательного изменения формы поверхностной волны, показывающие уменьшение длины (времени) гребня и возрастание длины (времени) ложбины. Натурные наблюдения по деформации поверхностной волны позволили сформулировать следующие общие выводы (Лонгинов, 1963).

Величина горизонтальной асимметрии возрастает параллельно относительной высоте волны, причем коэффициенты асим-

метрии с ростом фактора деформации уменьшаются, т. е. уменьшается длина (время) гребня по сравнению с длиной (временем) ложбины.

Мунк (1951) для случая одиночных волн определяет относительную высоту при разрушении в 0,78 и соответственно критическую глубину в 1,28 высоты волны. Обычно эту величину и считают критической глубиной при расчетах элементов волн.

В сводном курсе морской гидравлики Ларрас (Larras, 1961) принимает среднее отношение глубины опрокидывания волны к высоте волн открытого моря равным 1,25, оговаривая, что в зависимости от крутизны волны эта величина может изменяться от 1,1 до 1,5. Отношение глубины разрушения волны к ее высоте в этом месте он считает в среднем равным 1,50, указывая, что при малых уклонах дна эта величина может быть значительно большей.

А. А. Смирнов вывел ряд эмпирических формул для расчета высоты волн при разрушении, глубины разрушения, высоты наката над уровнем волнового нагона. В этой работе также описаны результаты изучения многократного разрушения волн на дне с малым уклоном.

В природных условиях высоту наката волн на размываемый песчаный откос изучал Цайтс (1967). Ему удалось вывести формулу зависимости высоты наката от параметров волны (с учетом обеспеченности) и уклона.

Натурные наблюдения над разрушением волн (Егоров, 1954; Лонгинов, 1957, 1963) подтвердили, что обычно глубина близка в этот момент к высоте волны.

Характер разрушения волны зависит от уклона профиля и параметров волн. Согласно В. В. Лонгинову (1958а, 1963), можно выделить несколько типов разрушения волн.

Крайние типы — отражение волны от очень крутого берега и деформация без разрушения на склоне весьма малого уклона (менее 0,005) — не представляют существенного интереса, хотя такие участки береговой зоны и встречаются.

Процесс деформации волны происходит на коротком отрезке пути, волна опрокидывается у уреза и образует прибойный поток. Относительная высота волны возрастает очень резко, типичные волны мелководья не образуются. Такого типа деформация волн типична для приглубого берега, уклон которого превосходит 0,03.

Деформация волны происходит достаточно медленно с образованием типичной волны мелководья. Относительная высота волны увеличивается медленно и постепенно. Разрушение волны происходит по типу «скользящего буруна», причем образуется волна перемещения, опрокидывающаяся вблизи уреза. Типичным случаем этого вида деформации является волна зыби, распространяющаяся на ровном отмелом берегу с уклонами порядка 0,005—0,010.

Деформация волны происходит так, что на протяжении склона возникает неоднократное разрушение с последующим образованием вторичной волны. Уклоны профиля имеют промежуточные значения между первыми двумя типами от 0,01 до 0,03.

Условия постоянства удельной энергии соблюдаются при факторе деформации, равном (близком) единице. Форма профиля приближается к логарифмической кривой. Относительные высоты волн с уменьшением глубины возрастают, и волна будет разрушаться. Наиболее распространенный случай в природных условиях характеризуется величиной фактора деформации больше единицы и соответственно возрастанием удельной энергии с уменьшением глубины.

При величине фактора деформации меньше единицы волна затухает без разрушения — это случай предельно малого уклона.

Распределение придонных скоростей в конечном счете определяет движение наносов в береговой зоне. Неравенство придонных скоростей, направленных в сторону берега и от берега, считается необходимым условием динамического равновесия подводного склона (Зенкович, 1962б).

Вместе с тем удовлетворительное физическое объяснение асимметрии придонных скоростей и достоверные материалы измерений в природных условиях получены относительно недавно.

Первая попытка измерения придонных скоростей в природных условиях была выполнена В. П. Зенковичем и В. И. Будановым при помощи несколько видоизмененного анемометра, установленного в береговой зоне. Было установлено, что прямые скорости неизменно превышают обратные. Более точные измерения течений этим способом оказались невозможны.

Впоследствии в Институте океанологии АН СССР были созданы новые инструменты и приборы, приспособленные к сложным условиям береговой зоны.

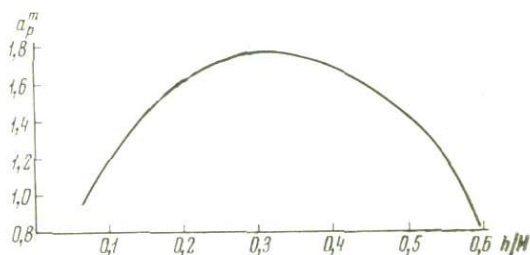
Была выведена линейная зависимость средних придонных максимальных давлений от высоты волны и глубины, выраженной отношением квадрата высоты волны к глубине, что в общем соответствует классическим представлениям об изменении орбитальной скорости на мелководье (рис. 1). Достаточно четко определена зависимость приращения придонного давления от фактора деформации.

Реальная трансформация поверхностной волны и преобразование всей толщи воды начинаются при глубинах, равных 10—12 высотам волн (или при относительной высоте волны 8—10). Это проявляется в уменьшении коэффициента горизонтальной асимметрии поверхностной волны, возрастании коэффициентов асимметрии придонных давлений, импульсов. Возрастание имеет определенные пределы и в том или ином удалении от зоны разрушения прекращается. Еще ближе к зоне разрушения асимметрия убывает в силу воздействия компенсационного оттока воды от берега. У приглубого берега проявление пульсирую-

щего компенсационного оттока ограничивается узкой зоной, у мелкого берега иногда формируется более длительный поток, сохраняющийся несколько периодов.

Реальное движение воды в зоне разрушения и переход к прибойному потоку отличаются наибольшей сложностью и нерегулярностью.

Рис. 1. Зависимость величины асимметрии придонных давлений от относительной высоты волны (по Лонгинову, 1958)



В зависимости от характера волнения и рельефа верхней части склона может наблюдаться перестройка волны без разрушения в одиночную волну, в других случаях — медленное разрушение без резкого изменения характеристик динамики придонного слоя и быстрое бурное разрушение по типу опрокидывания.

В работах В. В. Лонгинова (1958а, 1963) обобщены многочисленные и систематические измерения волновых давлений в толще волнового потока, причем основное внимание обращено на анализ материалов измерений придонных давлений.

Максимальная придонная скорость в береговой зоне вычисляется по приближенной формуле

$$V_{max}^{*p} = 1,29 \cdot V_T,$$

где V_T — значение придонной скорости по линейной теории (в зависимости от глубины, высоты и периода волны). Коэффициент 1,29 получен путем сопоставления экспериментальных данных с фактическими максимальными давлениями в природных условиях.

Возможное возрастание максимальной придонной скорости, действующей в направлении распространения волны, для воли различной обеспеченности определяется выражением

$$(V_{max})_0 = 1,29 V_T \sqrt{\frac{2a_p^{max}}{1 + a_p^{max}}} \cdot K \%,$$

где $K = 1,94$ для пятипроцентной и 2,44 для однопроцентной обеспеченности (Лонгинов, 1963).

Таким образом, основные выводы и рекомендации по характеристике режима волновых давлений и скоростей и расчету этих характеристик сводятся к двум положениям.

1. Величина максимальной положительной придонной скорости может быть определена по уравнению теории малых волн на конечной глубине с последующим увеличением на 25—30%.

2. В области относительных высот волн от 0,08 до 0,25 деформация волны сопровождается последовательным возрастанием положительных асимметрий придонных скоростей и достигает максимума.

В области относительных высот волн 0,35—0,40 асимметрия резко уменьшается и переходит к величинам, меньшим единицы, в силу существенного влияния на режим придонного слоя компенсационного оттока, который имеет пульсационный характер.

Последнее разрушение волны в верхней части береговой зоны заканчивается образованием прибойного потока.

Движение воды в прибойном потоке характеризуется сменой прямого и обратного потоков, причем вся толща воды охватывается движением одного направления.

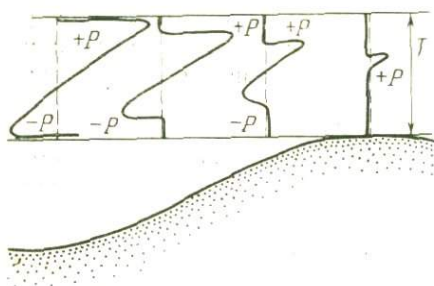


Рис. 2. Соотношение давлений прямого и обратного потоков на пляже (Лонгинов, 1958а)

Начало движения прямого потока наблюдается достаточно четко на линии опрокидывания волны (последнего разрушения в случае отмелого берега) и всегда располагается ниже линии уреза. Это обстоятельство важно подчеркнуть, так как прибойный поток охватывает не только надводную, но и подводную часть пляжа.

Движение прямого потока вверх по пляжу определяется энергией разрушающейся волны. По мере движения прямой поток затухает, скорость его уменьшается и, после более или менее длительной паузы, возникает обратный поток с постепенно нарастающей скоростью. Скорость последнего внезапно падает до нуля в месте встречи с новым прямым потоком (рис. 2).

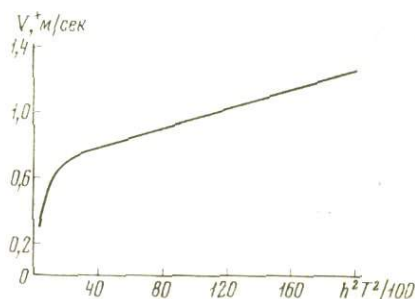
Скорости прямого потока неизменно превышают скорости обратного, и соответственно асимметрия давлений больше единицы и возрастает вверх по склону пляжа. Абсолютные значения скорости прибойного потока, замеренные для отдельных волн, достигают 3 м/сек, на песчаном пляже отмелого берега — обычно 1,5—2,0 м/сек.

Высокие скорости прибойного потока, неравенство скоростей прямого и обратного потоков, отчетливая зависимость «полноты» самого явления от периода волн — наиболее характерные черты гидродинамики прибойной зоны. Они позволяют считать гидродинамический режим прибойной зоны существенно отличным от режима основной области распространения колебательной волны.

В. К. Гуделис с сотрудниками (Гуделис и др., 1966) провел инструментальные наблюдения над скоростями прямого и обратного потоков, перемещением наносов и изменениями профиля пляжа. Была установлена зависимость максимальной скорости прямого потока от периода и высоты волны в зоне последнего разрушения. При высоте волны 2,5 м скорость доходила до 5 м/сек, периоду волн 6—9 сек соответствовали скорости от 2 до 5 м/сек.

Была установлена зависимость скорости прибойного потока от энергии разрушающейся волны (рис. 3).

Рис. 3. График зависимости скорости прибойного потока от энергии волны (по Гуделису и др., 1966)



Характерно, что возрастание скорости прямого потока уменьшается с увеличением $h^2 T^2$, и при больших высотах волн и периодах скорость остается неизменной, несмотря на рост энергетического показателя разрушающейся волны (Гуделис и др., 1966).

На песчаных пляжах относительно малого уклона (средний уклон 4°) независимо от стадии волнения преобладает положительная асимметрия скорости потока заплеска. Лишь во время стабилизации шторма иногда наблюдается асимметрия, близкая к единице.

На пляже крутого уклона ($7-8^\circ$) асимметрия скоростей обычно близка к единице, что свидетельствует о состоянии динамического равновесия пляжа. Заметим, что эти данные не подтверждают известного вывода о возрастании асимметрии скоростей потока заплеска с ростом крутизны склона пляжа (Prasada Rao, La-Fond, 1958).

Большое значение в режиме потока заплеска имеет фильтрация воды, зависящая от состава пляжевых наносов и периода волн. На галечниковых пляжах эффект фильтрации сказывается

ся очень сильно, вплоть до полного отсутствия обратного потока в надводной части пляжа. На песчаных пляжах, вследствие насыщения водой толщи песка, фильтрация в очень небольшой степени влияет на режим прибойного потока, особенно при малых периодах.

ВОЛНОВЫЕ ТЕЧЕНИЯ

В циркуляции прибрежных вод существует несколько видов вторичных волновых течений, компенсирующих волновой нагон. Довольно долго было распространено представление о существовании постоянного донного противотечения, достигающего значительной скорости. Однако ни натурные наблюдения (La Fond, 1939), ни экспериментальные исследования не подтвердили эту гипотезу (Божич, Джунковский, 1949). Подробный обзор дискуссии по этому вопросу приводится в книге В. П. Зенковича (1962б).

На основании тщательных натурных измерений (Лонгинов, 1958а, б, 1963) было доказано существование донного противотечения, но не в виде непрерывной струи, а в виде пульсирующего потока, что обусловлено неравномерностью возбуждающего его волнового движения. Никакие расчеты, однако, при этом не были сделаны.

В статье Шепарда, Имери и Ла-Фонда (Shepard, Emery, La Fond, 1941) приведена схема формирования разрывных течений, зарождающихся в прибойной зоне, затем как бы прорывающих зону бурунов и на некотором расстоянии от нее создающих вихри (циркуляции), хорошо видимые по распространению мутной воды.

Шадрин (1959) предложил способ расчета положения струи течения в зависимости от соотношения вдольбереговых течений.

Разрывные течения хотя и возникают только при некоторой комбинации условий (интенсивный нагон, сложная топография дна, сильные вдольбереговые течения), но развиваются достаточно часто (Медведев, Айбулатов, 1958). По-видимому, их скорость максимальна у дна (Попов, 1956).

Шепард и Инмэн (Shepard, Inman, 1950) обнаружили достаточно регулярные и продолжительные вдольбереговые течения по обе стороны от зоны разрушения волн. В прибойной зоне между зоной бурунов и пляжем наблюдаются относительно неустойчивые течения, достигающие скорости 1 м/сек даже при умеренной зыби. Мористее зоны разрушения встречаются более устойчивые течения меньшей скорости. Был разработан и метод расчета вдольбереговых течений, исходя из теории одиночных волн (Путнам, Мунк, Трейлор, 1951). Формула определяет скорость вдольберегового течения в зависимости от параметров волн, угла подхода их к зоне разрушения, уклона дна и его шероховатости. Этот метод нашел довольно широкое применение.

ние (см., например, Larras, 1957, 1961). И. Ф. Шадрин (1966) показал, что существуют еще и градиентные вдольбереговые течения, вызванные неравномерным нагоном в береговой зоне со сложной топографией дна. Для них он предложил расчетные формулы, устанавливающие зависимость скорости течения от параметров волн и топографии дна. Это устранило необходимость подбора эмпирических коэффициентов с целью уточнения расчета энергетических течений.

Скорость энергетического течения изменяется в зависимости от угла подхода волн к берегу. Так, при изменении угла от 5 до 10° она увеличивается почти вдвое. При больших величинах

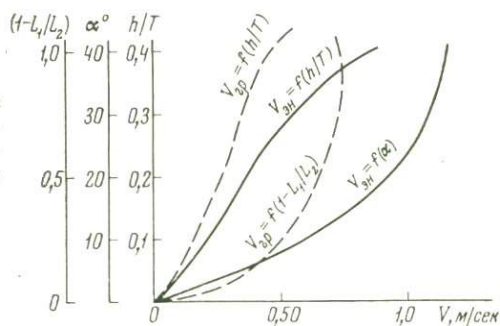


Рис. 4. График зависимости скорости вдольбереговых течений от определенных параметров волнения (по Шадрину, 1966)

углов подхода приращение скорости менее значительно. В диапазоне углов подхода от 5 до 50° скорость течения увеличивается в четыре раза. Существенно возрастает она и при усилении волнения, причем в периоды усиления и ослабления волнения изменчивость течений особенно велика (наиболее сильно сказывается перемена направления распространения волн) (рис. 4).

Скорость градиентных течений зависит прежде всего от выравнивающего эффекта шторма по отношению к рельефу береговой зоны. На аккумулятивных берегах во время сильного волнения, сопровождающегося сглаживанием рельефа (уменьшением неравномерности уклонов), градиентные течения затухают, а при некоторых условиях и прекращаются. На абразионных берегах, где неровности рельефа сохраняются в течение серии штормов, с возрастанием волнения градиентные течения усиливаются. С помощью автономных самописцев (тип БПВ) был определен средний перенос воды в береговой зоне в перпендикулярном и продольном направлениях к берегу (Филимонов, 1965, 1966а, б).

На отмеле аккумулятивном берегу Балтийского моря перенос воды вдоль берега существенно преобладает над переносом по нормали и достигает 80% от общего переноса. Абсолютные значения скорости вдольберегового течения всегда больше над подводными валами и меньше — в ложбинах, причем

при штормах средней силы обычны скорости 0,5—0,6 м/сек, иногда 1 м/сек. Скорости прибрежных течений меняются также в зависимости от стадии развития шторма и нагонного эффекта. Они выравниваются по профилю склона в фазу усиления и стабилизации волнения (Айбулатов, Долотов, Орлова, Юркевич, 1966).

Таким образом, вторичные течения — вдольбереговые (энергетические и градиентные), разрывные, так называемое донное противотечение — являются весьма сложным и изменчивым явлением в береговой зоне, существенно влияющим на ее гидродинамический режим.

ВЫВОДЫ

Изменчивость гидродинамических условий в береговой зоне обуславливается рядом причин и прежде всего эпизодическим характером основного энергетического фактора — морского волнения. Любой участок открытого берега океана или моря подвергается действию волнения различной силы. В связи с этим в значительных пределах изменяется положение границ береговой зоны, как нижней, так и верхней. Приурезовая часть изменяется при волнении любой силы, тогда как область нижней границы береговой зоны испытывает влияние лишь наиболее сильных штормов.

Взаимодействие взволнованной толщи воды с поверхностью дна приводит к существенно различным условиям в контактной зоне. В зависимости от уклонов (фактора деформации) и общего характера рельефа поверхности дна возникает либо постепенное разрушение волн, либо неоднократное разрушение (в зоне подводных валов), либо опрокидывание.

Неравномерность самого морского волнения создает еще более сложную картину динамики придонного слоя.

Наиболее важной чертой гидродинамики береговой зоны является асимметрия всех характеристик волны мелководья. Это относится как к параметрам поверхностной волны, так и к придонным скоростям и переносам воды.

Вдольбереговые течения служат основным фактором перемещения песчаных и более мелкозернистых наносов на значительные расстояния, поэтому их режим особенно важен для литодинамики береговой зоны.

Натурные измерения показывают, что устойчивость вдольбереговых течений зависит от стадии развития шторма, причем отмечены периоды значительных пульсаций течений, особенно в стадию затухания.

Режим прибойного потока в наибольшей степени зависит от периода волн, а зона его действия, помимо силы волнения, определяется фильтрующей способностью матерала пляжа.

Вопрос о влиянии прилива на гидродинамику береговой зоны

изучен еще недостаточно, хотя имеются довольно подробные описания ландшафта приливных осушек (ваттовые и лайденные берега), ступенчатых бенчей, сложного рельефа песчаных отмелей берегов в морях с приливами. В монографии В. П. Зенковича (1962б) приведена лишь общая схема, поясняющая различия в динамике илистых осушек в спокойную погоду и при шторме.

Влияние прилива сказывается прежде всего в смещении границ береговой зоны. Происходит наложение нерегулярного явления — морского волнения на строго периодическое. Поэтому одни и те же типы рельефа и отложений могут возникать на разных гипсометрических уровнях.

В фазу повышения уровня приливное течение увеличивает прямые (направленные к берегу) придонные скорости, усиливает их положительную асимметрию. В фазу отлива приливное течение вызывает противоположный эффект.

Заключая обзор, следует подчеркнуть важнейшие особенности гидродинамического режима береговой зоны:

1) значительную изменчивость динамики вод во времени и неоднородность условий на ограниченном пространстве;

2) высокие скорости волнового потока, вдольбереговых течений и прибойного потока;

3) асимметрию придонных скоростей, приводящую к четкой сортировке твердых частиц;

4) большую мощность процессов трансформации энергии волн;

5) изменчивость прибрежной циркуляции вод в зависимости от стадии развития шторма;

6) достаточно четкое разделение верхней зоны шельфа на области колебательной волны, разрушения волн и вдольбереговых течений, прибойного потока.

ДИНАМИКА НАНОСОВ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

Основной объем обломочного материала в береговой зоне составляют выносы рек и временных потоков. Меньшую, но часто существенную долю наносов образуют продукты абразии берегов. В некоторых районах преобладающее количество наносов составляет биогенный материал — ракуша и обломки кораллов.

В береговой зоне происходит очень важный процесс механической дифференциации наносов. Обломочный материал здесь претерпевает длительную сортировку, измельчение и дробление, образуя устойчивые накопления в виде аккумулятивных форм и толщ прибрежных отложений.

Объем поступающего материала и степень выноса его за пределы береговой зоны обуславливают баланс наносов на данном участке берега. В зависимости от этого берега разделяются на два основных типа: абразивный и аккумулятивный.

Эти общие положения достаточно полно изложены в соответствующих сводных работах (Зенкович, 1962б; Леонтьев, 1955, 1961) и не нуждаются в пояснениях.

Значительно сложнее представить достаточно подробную картину динамики наносов в береговой зоне, начиная с разрушения горных пород, слагающих берег, до формирования устойчивых толщ прибрежных отложений.

АБРАЗИЯ

Хотя значение абразии в общем балансе обломочного материала, поступающего в морские бассейны, сравнительно незначительно (Страхов, 1960, 1963), в береговой зоне этот процесс играет заметную роль.

В работах Зенковича (1937, 1958) по Баренцеву и Черному морям, Стирса (Steers, 1948) по берегам Англии, Джонсона (Johnson, 1925) по Атлантическому побережью США приводятся подробные описания абразивных форм. Недавно опубликована сводная таблица максимальных и средних скоростей абразии берегов различного геологического строения (Зенкович, 1965). Однако полученные величины носят предварительный характер и требуют еще уточнений.

Затруднение возникает и при попытке выяснить соотношение собственно абразии и денудации в береговой зоне. В зависимости от механической прочности породы и силы удара прибойной волны в процессе абразии в береговую зону поступают обломки различной величины и формы. Как только в основании клифа образуется прибойная ниша, нарушается устойчивость склона и происходит обрушение массы горной породы. Это явление может быть отнесено уже к процессам денудации берегового обрыва, хотя и обусловлено абразией. Более четко оно проявляется на берегах, сложенных рыхлыми песчано-глинистыми породами (Аксенов, 1957).

Даже в том случае, когда коренные породы берега достаточно устойчивы, процессы их выветривания могут влиять на скорость абразии. Так, физическое (морозное) выветривание на поверхности береговых склонов Охотского моря, сложенных комплексом эффузивных и метаморфических пород, существенно снижает устойчивость пород; во время штормов происходят обвалы крупных трещиноватых обломков, создающих особый тип пляжа из «глыбовых навалов» (Аксенов, Ионин, Щербаков, 1965).

Обстоятельная сводка литературы об абразии сделана в книгах В. П. Зенковича (1962б) и О. К. Леонтьева (1961).

Систематические измерения волновых нагрузок на волноотбойные стены в Черном море показали, что они не превышают 10 т/м^2 . Не останавливаясь более подробно на этом вопросе, отметим лишь, что волновые нагрузки на вертикальные стены оградительных сооружений значительно выше, чем на естественные берега. Это связано не только с тем, что в береговой зоне волна обычно до удара претерпевает частичное разрушение, но также и с отсутствием здесь условий для формирования гидравлического тарана, возникающего при резком уменьшении глубины у грани оградительного сооружения.

В связи с этим можно высказать сомнение в правомерности использования величин волновых давлений, измеренных на стенках волноломов, для оценки возможных давлений в береговой зоне.

Но даже если принять величины $60\text{--}70 \text{ т/м}^2$ или $6\text{--}7 \text{ кг/см}^2$, то и они в 2000 раз меньше, чем предел прочности сиенита и базальта, и в 200 раз меньше предела прочности плотного известняка и песчаника.

Таким образом, непосредственно удар волны о коренной берег, сложенный достаточно плотной породой, неспособен вызвать механическое разрушение. Эффектные формы абразивной скульптуры на побережье возникают вследствие систематического дробления коренных пород при ударе твердых частиц о их поверхность.

Абразия в чистом виде не приводит к накоплению крупных блоков горных пород или значительных масс рыхлых накопле-

ний в береговой зоне. Общее поступление обломочного материала в береговую зону связано с процессами денудации в самых различных частных проявлениях. Абразия, проявляющаяся в образовании волноприбойной ниши у подножия клифа, способствует обрушению на пляж обломков горных пород.

Одновременно с этим происходит химическое растворение пород морской водой, в особенности карбонатных, что также ведет к разрушению поверхности клифа и бенча.

Методом непосредственных измерений величины размыва (Буданов, 1964) были найдены значения скорости абразии береговых склонов.

Берега, сложенные изверженными породами, отступают со скоростью до $0,002$ м/год. Это связано не только с высокой прочностью пород, но и одновременно с очень малым количеством наносов на пляже.

Массивные известняки, мергели и сланцы абрадируются со скоростью $0,5—1,0$ м/год. Обычно такие берега окаймлены узкими пляжами, на которых удерживаются обломки наиболее прочных включений.

Берега, сложенные рыхлыми песчано-глинистыми породами, отступают со скоростью в $10—20$ м/год, но не столько из-за интенсивного размыва подножия клифа, сколько из-за оползней, обвалов и осовов (Аксенов, 1957).

Особый случай представляют берега, сложенные многолетне-мерзлыми рыхлыми толщами, которые в теплое время года отступают на десятки метров в результате «термической абразии».

Попытку классифицировать горные породы по их сопротивляемости абразии сделал О. К. Леонтьев (1961). Однако такого рода схемы не могут дать представления о скорости и интенсивности абразии в конкретных условиях. Приходится учитывать и условия накопления пляжевых наносов, и климатическую зональность процессов денудации. Если берег, сложенный рыхлыми породами, в процессе абразии окаймляется достаточно широким и устойчивым пляжем, то процесс собственно абразии прекращается. И наоборот, берег, сложенный прочными массивными породами, но обрамленный узкими приклоненными пляжами из гальки, подвергается длительному и интенсивному процессу абразии.

Климатические условия, определяющие общий ход процессов денудации, влияют на общий объем обломочного материала, поступающего к подножию клифа и на пляж.

Более строгий метод измерения скорости абразии сводится к повторному измерению глубины отверстий, высверленных на поверхности клифа и бенча. Так были получены величины абразии до 12 мм/год на берегах, сложенных флишевой толщей.

Скорость абразии зависит от свойств и характера наносов пляжа. На участках берега, лишенных наносов, коренные поро-

ды практически не разрушились за период наблюдений. Наибольшая скорость размыва (до 12 мм/год) оказалась на бенче, покрытом тонким слоем гальки, приходящей в движение уже при умеренном волнении. При более мощном слое наносов, когда вся толща пляжа приходит в движение лишь в наиболее сильные штормы, размыв идет со скоростью 2—5 мм/год.

Эти результаты показывают большую роль удара частиц наносов в процессе абразии. Суммарный эффект дробления и истирания был определен А. М. Ждановым (1958) путем неопыментальные участки Кавказского побережья Черного моря. Оказалось, что потеря в весе гальки размером 5—6 см для песчаника составила за год около 5%, для известняка — 8% и базальта — 1,6%. Эти данные свидетельствуют об очень большой скорости преобразования гальки на надводной поверхности пляжа.

Г. А. Сафьяновым (1965) вычислена критическая скорость, при которой возникают разрушающие касательные напряжения при соударении тела шаровидной формы с плоскостью. Автор получил два ряда критических скоростей: с учетом эффекта уплотнения породы и без него. Если соударяющиеся поверхности имеют малые неровности, эффектом уплотнения можно пренебречь; если же они гладкие или, напротив, совершенно неокатанные и угловатые, уплотнение следует учитывать.

Для сиенита первая критическая скорость равна 0,35 см/сек, вторая — 48 см/сек, для гранита — соответственно 1,55 и 112,4, для известняка — 0,25 и 37,5, для песчаника — 0,33 и 30,2 см/сек.

Толщина слоя породы, отделяемого при ударе шара (диаметром 1 см) о плоскость, оказалась для сиенита равной 0,18 мм, для гранита — 0,29 мм, для известняка и песчаника — 0,17 мм (шар и плоскость из пород одинаковой твердости). Предельный размер, до которого измельчаются соударяющиеся частицы, — 0,26—0,56 мм, что хорошо согласуется с фактической крупностью основной массы наносов береговой зоны 0,25—0,50 мм (Зенкович, 1962б) и данными специального исследования Кайё (1959).

Критические скорости соударения, при которых происходит разрушение самых твердых горных пород, не превышают метра в секунду, и это вполне реальные и обычные величины скоростей прибойного потока и волнового потока при малой глубине. Наблюдения над окатыванием гальки в водохранилищах и морях свидетельствуют о большой скорости этого процесса.

Большой цикл работ по изучению абразии связан с проблемой переформирования берегов крупных водохранилищ. Н. Е. Кондратьевым (1953) рассмотрена плоская задача о формировании устойчивого профиля берега. Однако она не вполне применима к реальным условиям, так как не учитывает поступления и расхода наносов в зоне пляжа вдоль берега. Б. А. Пышкин (1954) решил эту задачу с учетом вдольберего-

вого расхода наносов. С. Л. Вендров (1955) учитывает постепенное затухание процесса абразии во времени. Я. Э. Гугняев (1966) дал количественную оценку этому явлению. Г. С. Золотарев (1959) и Е. Г. Качугин (1959) приводят эмпирические формулы расчета скорости размыва и устойчивого профиля берега. Оригинальный прием прогноза устойчивого профиля и контура берега водохранилища методом аналогий предложил Л. Б. Розовский (1964, 1967). Он установил простой сравнительный критерий гидродинамического подобия, зависящий от суммарной энергии волнения, средней приведенной высоты берега и объемного веса породы.

В. М. Воскобойников (1967) эмпирически установил зависимость удельного размыва от высоты берега и показал существенную роль обрушения склонов в процессе разрушения берега.

«Абразивная подрезка» подножия берегового обрыва (т. е. собственно абразия) приводит к нарушению устойчивости склона, обрушению земляных масс на пляж, постепенному их размыву и возникновению новой стадии абразии, если не образовалась достаточно широкая устойчивая зона пляжа.

Значение абразии в общем балансе осадочного материала в водоеме очень четко видно на примере Азовского и Берингова морей.

Для Берингова моря характерно явное преобладание терригенного материала, поступающего вследствие абразии, над аллювиальным. По приближенным данным А. П. Лисицына (1966), поступление терригенного материала с речным стоком составляет 100—120 млн. т в год; поступление терригенного материала за счет абразии берегов, сложенных моренной, — 200—400 млн. т в год; поступление биогенного материала — 4742 млн. т в год.

Хотя пример Берингова моря может показаться не вполне удачным, так как море лежит в области сурового субполярного климата, где процессы выветривания развиваются медленно, сам факт говорит о том, что далеко не всегда материал абразии имеет подчиненное значение в балансе обломочного материала. Пример Азовского моря еще более показателен. Приближенная оценка значения абразии берегов в седиментационном балансе этого бассейна была впервые сделана автором (Аксенов, 1956). Его данные были затем уточнены и исправлены (Мамыкина, 1961; Александров, 1955; Мамыкина и Хрусталеv, 1966; Хрусталеv и Щербаков, 1968).

Приведенные в табл. 1 величины могут вызвать удивление, если учесть соотношение площадей бассейна и акватории Азовского моря. Однако в достоверности их нет оснований сомневаться. Они лишней раз показывают, что значение абразии в балансе седиментационного материала может быть весьма существенным.

Таким образом, абразия является весьма сложным процес-

Таблица 1

*Поступление терригенного осадочного материала
в Азовское море, млн. т/год*

Авторы работы	Речной сток (твердый)	Продукты абразии берегов	Всего терригенного твердого материала
Аксенов	8,0	3,0	11,0
Мамыкина и Хрусталеv	8,1	13,8	21,9
Хрусталеv и Щербаков	7,7	13,1	20,8

сом, зависящим от ряда факторов. Накопление материала, характеризующего скорость отступания клифа и углубления бенча, представляет важную задачу дальнейших исследований. Одновременно необходимо значительно расширить экспериментальные работы, направленные к обоснованию и уточнению общих закономерностей разрушения горных пород в процессе абразии (Сафьянов, 1965).

ДВИЖЕНИЕ КРУПНЫХ ЧАСТИЦ НАНОСОВ

Обломочный материал, поступающий в береговую зону, отличается чрезвычайным разнообразием размеров. В результате обвала на участке берега, сложенного неоднородными породами, может образоваться накопление крупных глыб, плит, сравнительно мелких обломков типа щебня или хряща и, наконец, рыхлая масса, состоящая из смеси мелких частиц вплоть до глинистых.

Все виды обломков и частиц по размерам обычно делят на четыре группы. К первой относятся глыбы, плиты и валуны (крупнее 100 мм). Значительные размеры и вес определяют относительную неподвижность этой группы обломков в береговой зоне. Их устойчивость нарушается лишь при достаточно сильных ударах прибойной волны. Подобно обнаженной поверхности коренного берега, глыбы испытывают абразивное действие более мелких и подвижных обломков, их преобразование сводится к постепенному уменьшению размеров, иногда раздроблению и окальванию.

Валуны в отличие от глыб смещаются во время наиболее сильных штормов. В результате перекатывания и соударения с другими обломками они быстро окальваются и уменьшаются в размерах. Их собственное движение приводит к дроблению более мелких обломков, иногда к измельчению до частиц песчаной размерности. Размеры валунов так велики, что их движение и перемещение определяются их весом, общим давле-

нием прибойной волны и характером подстилающей поверхности.

Ко второй группе относятся галька крупная (100—50 мм), средняя (50—20 мм), мелкая (20—10 мм) и в значительной степени гравий (10—1 мм). Они приходят в движение при умеренном волнении, перемещаются преимущественно качением и скольжением, значительно реже сальтацией, испытывают сильное дробление и истирание и производят основную механическую работу по разрушению коренного берега. Для гальки и гравия применимы понятия критических скоростей, их движение может быть охарактеризовано, исходя из рассмотрения сил, действующих на отдельную частицу.

Третью группу наносов береговой зоны составляют крупный (1,0—0,5 мм), средний (0,5—0,25 мм) и мелкий (0,25—0,1 мм) песок и крупный алеврит (0,1—0,05 мм). Наносы этой группы очень широко развиты в береговой зоне, их динамика несколько отлична от динамики гальки и гравия. Перемещаются они большими массами и формируют устойчивые накопления в виде надводных и подводных аккумулятивных форм.

Что касается частиц меньше 0,05 мм, отнесенных к четвертой группе, то обычно они не удерживаются в пределах береговой зоны и выносятся в более глубокую часть бассейна. В отдельных случаях происходит накопление мелких частиц, но это не типично для открытого побережья.

Разумеется, приведенное деление на четыре группы является достаточно условным на границах отдельных видов наносов.

О'Брайен и Морисон опытным путем нашли, что ускорения волнового потока оказывают существенное влияние на движение частицы. Оно проявляется в возникновении присоединенной массы тела, что существенно отличает волновой поток от днонаправленного руслового.

Иглсон, Дин, Пералта (Eagleson, Dean, Peralta, 1958) в результате экспериментов в волновом лотке с наклонным дном из шаров различного диаметра получили формулы, определяющие среднюю скорость перемещения шара в зависимости от средней скорости жидкости, веса частицы в жидкости и уклона дна.

Годде (Goddet, 1960) и Ларрас (Larras, 1957, 1961) приводят эмпирические формулы для определения критической скорости, при которой начинается движение частиц в зависимости от их крупности.

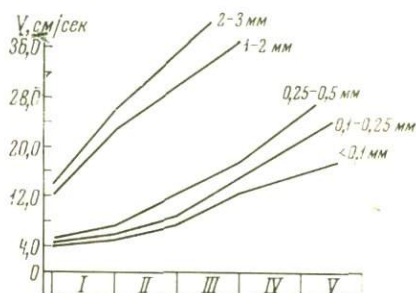
К сходным результатам, правда с иным числовым выражением, пришел Бэгнольд, изучавший начальные скорости движения частиц размером от 0,09 до 3 мм.

П. А. Волков провел в Институте океанологии серию экспериментов в волновом лотке, где измерения скоростей волнового потока проводились методом непосредственной фиксации перемещения индикаторных частиц, имеющих удельный вес, близкий

к удельному весу воды. Он установил существенные различия в движении мелких и крупных частиц наносов, связанные, по-видимому, со сложной структурой придонного слоя волнового потока, состоящего из двух тонких слоев с различными режимами — ламинарного пограничного и турбулентного (Волков, 1961, 1962, 1963, 1965а, б).

Частицы песка размером до 0,5 мм вначале как бы вздрагивают и раскачиваются около точки опоры, затем, при неизменном волновом режиме, внезапно отрываются от дна, проходят небольшой отрезок пути не касаясь дна и вновь оседают. Таким образом, в дорифельную фазу отдельные частицы песка перемещаются преимущественно сальтацией.

Рис. 5. Стадии размыва (I, II, III, IV, V) песка и гравия (по Волкову, 1965а)



Движение относительно крупных частиц, явно больших, чем толщина пограничного слоя (в опытах были использованы частицы гравия крупнее 2 мм), начинается с опрокидывания, затем качения, иногда скольжения на малых отрезках пути. Устойчивость и, следовательно, начало движения крупных частиц зависят от положения частиц на дне (изолированно, в ряду других частиц, впереди или позади ряда). Для мелких частиц такой зависимости не обнаруживается (рис. 5). Опрокидывание и качение крупных частиц начинается при заметном изменении параметров волн, обычно с увеличением их высоты и длины.

П. А. Волков разделяет пять стадий движения частиц наносов (1965б): 1) частицы находятся в покое; 2) отдельные частицы раскачиваются, но не перемещаются; 3) число качающихся частиц увеличивается, и некоторые из них испытывают кратковременные перемещения; 4) происходит массовое смещение частиц, и движется почти весь поверхностный слой; 5) все частицы находятся в постоянном движении и образуют отдельные скопления на дне. Осуществляется переход к рифельной фазе для песчаных частиц.

Винсент (Vincent, 1958) указывает, что для частиц крупнее 0,1 мм начало движения в волновом потоке совпадает с началом турбулизации придонного (пограничного) слоя. Винсент разделяет явление на девять стадий от начала развития ламинарного колебательного пограничного слоя (первая стадия) до исчезно-

вения рифелей и перехода к гладкой фазе. Поскольку гидравлические крупности, принятые Винсентом, отличаются от используемых в наших опытах, нет смысла сравнивать полученные критические скорости.

По Волкову (1965б), третья стадия движения частиц обозначает состояние неустойчивого равновесия отдельных зерен наносов и соответствует неразмывающей критической скорости. Пятая стадия отвечает второй критической скорости — срывающей.

Зависимость величин обеих критических скоростей от размеров частиц при условии горизонтального дна выражается формулой:

$$V_{\text{н}} = 1,75 \sqrt{gd},$$

где g — ускорение силы тяжести, а d — диаметр частиц (рис. 6).

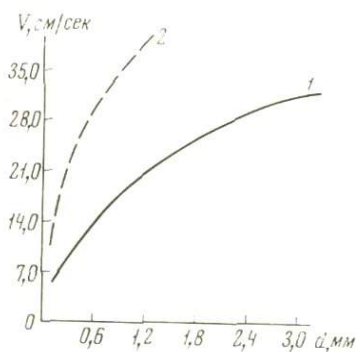


Рис. 6. График зависимости не-двигательной (1) и срывающей (2) скоростей от диаметра частиц (по Волкову, 1965а)

Границей применения формулы служит размер частицы 0,5 мм, определяющий различный характер взаимодействия частиц с волновым потоком.

Несдвигающая критическая скорость определяется выражением:

$$V = K \sqrt{g^3 d^3}$$

где значения коэффициента получаются различными в зависимости от условий эксперимента. Для волнового и руслового потоков критические несдвигающие скорости почти одинаковы (Волков, 1962; Лонгинов, 1963).

Вторая критическая скорость — срывающая, во-первых, несколько больше для волнового потока, чем для руслового, а во-вторых, зависит от периода волн. Ранее уже упоминались работы Годде, Бэгнольда и Ларрас, в которых эта зависимость отражена.

На основании экспериментальных данных П. А. Волков (1965б) показал достаточно определенную зависимость крити-

ческой срывающей скорости от удельного веса частиц, их размеров и периода волны

$$V_c = 41,4 \gamma^{2/3} d^{-1/3} T^{1/4}$$

где γ — удельный вес частиц наноса в воде, d — диаметр частицы, T — период волны.

Несдвигающая скорость возрастает с увеличением уклона для мелких частиц и убывает — для крупных. Следует заметить, что в этих опытах выбирались сравнительно большие уклоны, редко встречающиеся в природных условиях.

На одном из участков аккумулятивного мыса, сложенного грубозернистыми наносами и преимущественно галькой, были проведены наблюдения над смещением гальки при различных волновых режимах. Результаты этих работ описаны в трех публикациях (Волков, Ионин, 1962; Зенкович, Ионин, 1962, 1963).

Фактическое движение гальки размером от 2 до 10 см хорошо согласовалось с расчетом для первой критической скорости по формуле П. А Волкова. Удалось выявить существенное уменьшение несдвигающей критической скорости на уклонах 0,2 и 0,35 (это довольно редкий случай большого уклона в естественных условиях) в 1,2 и 1,58 раза по сравнению с горизонтальным дном.

Срывающая критическая скорость для частиц диаметром 1 и 3 см была соответственно 0,7—0,8 и 1,2—1,5 м/сек. Таким образом, основной областью реального движения крупных частиц наносов являются пляж и самая верхняя часть подводного склона приглубого берега.

Исключение составляют, как уже говорилось, очень большие уклоны дна или сильная буря, смывающая весь галечный материал прислоненных пляжей на большие глубины.

В схеме перемещения наносов основным является представление о профиле динамического равновесия при поперечном к берегу перемещении. В пределах подводного склона частицы располагаются по убывающей крупности с возрастанием глубины и каждая группа частиц образует зону, в пределах которой совершает возвратно-поступательное движение, движущиеся частицы при этом не испытывают направленного перемещения. Концепция нейтральной линии и профиля динамического равновесия настолько широко известна и общепринята, что нет необходимости ее излагать (Зенкович, 1962б; Леонтьев, 1955, 1961).

При вдольбереговом перемещении наносов крупные частицы в пределах прибойного потока движутся по схеме «зубьев пилы», проходя порой значительные расстояния вдоль берега. За границами пляжа в области действия колебательной волны движение осложняется вследствие того, что частица испытывает некоторое смещение вверх или вниз по склону, пока не займет положение на нейтральной линии. После этого ее движение вдоль берега становится сходным с движением на пляже.

При некотором оптимальном угле подхода волн к берегу скорость вдольберегового перемещения наносов будет наибольшей при данном волнении. Величина этого угла связана с условиями рефракции волн и зависит от уклона дна и его шероховатости. В одной из работ В. В. Лонгинова приведены значения оптимального угла в зависимости от уклонов. При изменении уклона от 0,005 до 0,15 величина угла изменяется от 35 до 58°, причем угол 45° соответствует уклону 0,020.

Береговое продольное перемещение крупных частиц изучалось и непосредственно, в натурном эксперименте. Так, на озере Байкал при умеренном волнении силой в 3 балла галька размером 2 см проходит за сутки в среднем 120 м, галька в 4 см — около 70 м. Эти величины несколько выше полученных в аналогичных условиях на Черном море.

А. М. Жданов (1951б) установил серию прямых значений скорости движения гальки и показал зависимость величины объема перемещенной гальки от условной энергетической характеристики волнения и угла подхода волн к берегу.

Одновременно с перемещением крупных частиц на пляже, в зоне разрушения волн и на подводном склоне происходит последовательное истирание и измельчение их, которое идет с неодинаковой скоростью вследствие чрезвычайного разнообразия их петрографического состава и механической прочности.

Раздробление мелких и выравнивание (шлифовка) поверхности крупных частиц преобладают в плохо сортированных смесях, где различие в твердости и размерах частиц велико. Основной процесс в смесях более однородных — это окалывание угловатых обломков и истирание частиц. Истирание гальки флишевого песчаника в натурном эксперименте было изучено А. М. Ждановым (1958).

ПЕСЧАНЫЕ НАНОСЫ И ИХ ДИНАМИКА

Песок и крупный алеврит составляют основную массу наносов береговой зоны, образуя порой громадные накопления в виде надводных и подводных аккумулятивных форм.

Наиболее характерны размеры частиц для среднеризистого песка — 0,5—0,25 мм, мелкого песка — 0,25—0,10 мм и крупного алеврита — 0,10—0,05 мм. Они определяются естественными пределами измельчения обломков горных пород в береговой зоне, величиной зерен устойчивых минералов в горных породах (в составе аллювия равнинных рек), особенностями движения песчаных наносов в волновом потоке, в зоне разрушения волн и в прибойном потоке, систематическим выносом за пределы береговой зоны мелких частиц.

Песчаные наносы приходят в движение при придонных скоростях в несколько сантиметров в секунду.

При увеличении скоростей волнового потока примерно до

20 см/сек происходит переход к рифельной стадии, когда возникающие вихри способны сдвигать песчинки на гребнях рифелей, но перенос сколько-нибудь значительного объема песка еще невозможен. Рифельные структуры весьма разнообразной формы и размеров (Шуляк, 1961а, б) особенно ярко выражены на поверхности приливных и ветровых осушек. Для мелкого песка пределы скоростей рифелеобразования лежат в диапазоне от 19 до 40 см/сек. При дальнейшем увеличении скоростей рифели исчезают и происходит переход в гладкую фазу движения.

Основной причиной образования рифелей являются вихревые структуры волнового потока (Шуляк, 1961а, б). Над шероховатым дном они возникают особенно легко и рифели образуются уже при скорости в 10 см/сек.

Лермит (Lhermitte, 1961) считает образование рифелей следствием турбулентной структуры потока, формирующейся при относительно малых скоростях.

При высоких скоростях волновой поток захватывает целый слой песка, и сальтация порождается градиентом давления в движущемся слое. Сальтация песчаных частиц существует, вероятно, и в гладкую фазу, но не имеет существенного значения в массовом перемещении наносов.

Период затухания волнения сопровождается сравнительно постепенным уменьшением придонных скоростей и смещением областей реальной деформации волн с больших глубин на меньшие. Рифельные структуры обычно сохраняются на различных глубинах, и при наступлении следующего шторма во взаимодействии с волновым потоком входит уже шероховатое рифельное дно. Это, в свою очередь, вызывает уменьшение скоростей вихреобразования.

В различных областях береговой зоны в зависимости от волнового режима могут образоваться самые разнообразные рифели, порой весьма сложного строения и формы. Поэтому по их конфигурациям нельзя судить о динамике придонного слоя.

В области разрушения волн и по обе стороны от нее (мористее и ближе к берегу) обычно развиваются вдольбереговые течения, подхватывающие взвешенные наносы и переносящие их на значительное расстояние вдоль берега.

В области пляжа слой наносов из взвешенных, сальтирующих и колеблющихся частиц разносится по поверхности прибойным потоком. В соответствии с общим пульсирующим переносом воды в прибойном потоке аналогичный характер имеет и перенос песчаных наносов.

Таким образом, движение песчаных наносов в поперечном к берегу направлении и вдоль берега полностью определяется гидродинамическим режимом.

Подвижный, или «активный», слой галечниковых пляжей во время штормового волнения захватывает не только поверхностные горизонты гальки (Жданов, 1951б). Мощность подвижного

слоя песка в области распространения колебательной волны составляет несколько сантиметров и не превышает 20—30 см даже при сильном волнении.

О. Кольп (Kolp, 1953) методом окрашенных частиц установил, что на глубине 5 м толщина подвижного слоя песка в сильный шторм составляет 18 см, а на глубинах 10 и 13 м — соответственно 9 и 6 см.

Г. А. Орлова (1963, 1965) в натурном эксперименте при слабом волнении получила толщину подвижного слоя в несколько сантиметров.

Исследования движения песчаных наносов на отмелем аккумулятивном берегу в районе Анапской пересыпи позволили оценить объем перемещаемых наносов в разных зонах склона (Медведев, Айбулатов, 1958; Айбулатов, 1965).

В зоне, близкой к области частичного или полного разрушения волны, резко возрастает расход наносов вдоль берега. Это связано с резким изменением способа перемещения слоев песка при их переходе во взвешенное состояние.

Расход наносов увеличивается с ростом удельной энергии волны и возрастанием турбулентности водной толщи (например, при резком изменении глубины. См. гл. 1 о факторе деформации).

В зоне последнего разрушения волны концентрации взвешенного песка доходят до 15—30 кг/м³ — наибольших в пределах изученных режимов. Однако сравнительная узость этой зоны (до 3 м) и резкое ослабление вдольберегового течения из-за уменьшения параметров волн при частичном разрушении на подводных валах обуславливают здесь весьма незначительный общий расход песка.

В зависимости от параметров волн высокие концентрации взвеси совпадают с широкой полосой гребня первого или второго вала, где располагаются и области максимума вдольберегового расхода наносов. В ложбинах концентрация взвесей и расход наносов резко падают.

Разделить полновзвешенные (переносимые со скоростью течения) и периодически оседающие на дно частицы практически невозможно, поэтому подсчеты концентрации взвесей и полного расхода наносов до некоторой степени условны (Айбулатов, 1965; Орлова, 1965).

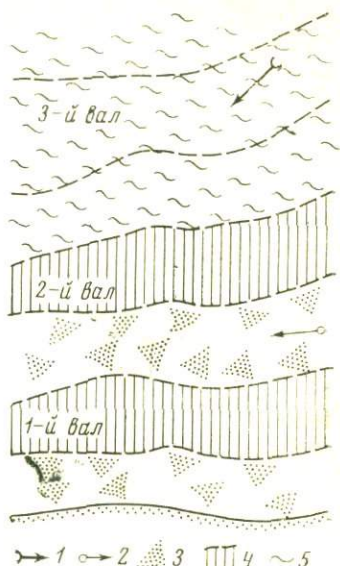
Во время шторма меняются формы микро- и мезорельефа дна, позволяющие судить о характере перемещения песчаных наносов (рис. 7).

В области ложбины и третьего мористого подводного вала отсутствует существенное перемещение песка, а на дне наблюдаются относительно крупные и вытянутые рифельные структуры. Придонные скорости здесь невелики, и влияние вдольберегового течения почти не сказывается.

Гребни второго и первого вала на значительную ширину

Рис. 7. Рельеф береговой зоны при сильном волнении (по Айбулатову, 1965)

- 1 — направление волнения;
- 2 — направление течения;
- 3 — подводные барханы;
- 4 — гладкая поверхность;
- 5 — гребни рифелей



имеют совершенно ровную поверхность. Здесь, очевидно, не только осуществляется частичное разрушение волны, но и формируется сильное вдольбереговое течение; движение песчаных наносов соответствует гладкой фазе.

В ложбинах между валами располагаются подвижные мезоструктуры, по форме напоминающие барханы. Скорости перемещения последних в фазу стабилизации волнения составляют около 50% от скорости поверхностного вдольберегового течения.

В фазу затухания шторма серия барханов обычно соединяется в одну большую аккумулятивную форму, которая затем постепенно размывается и сдвигается.

Эксперименты с окрашенным песком показали, что в условиях расчлененного берега в области глубин до 3 м общее продольное перемещение песка обусловлено развитием вдольбереговых и отчасти разрывных течений.

Расчетные формулы объема перемещаемых наносов разделяются на «ветроэнергетические» (Шишов, 1956) и «волноэнергетические» (Цайц, 1967; Watts, 1953; Caldwell, 1956; Saville, Manohar, 1962; Lagras, 1961, 1966).

В. В. Лонгинов (1966) сделал расчет потока энергии, поступающей в береговую зону и реализуемой частично на передвижение песчаных масс. Это дает представление о действительных масштабах явления и позволяет судить о реальном перемещении наносов за длительные промежутки времени.

В наиболее сильные штормы происходит смещение больших масс песчаных наносов на глубины и отмечаются значительные подвижки их вдоль берега. В периоды умеренных волнений область осадения взвесей располагается на меньших глубинах, где как бы подготавливаются массы наносов, с наступлением сильного шторма смываемые в другие области береговой зоны.

Такое неравномерное перемещение наносов является основной причиной перестройки контура и профиля песчаных берегов. Резкие пульсации вдольберегового перемещения служат характерным признаком песчаных наносов в отличие от дина-

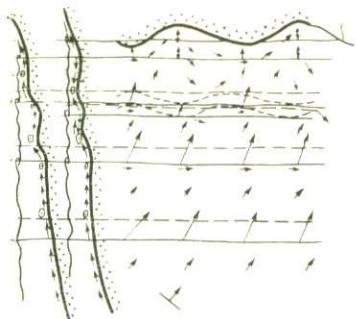


Рис. 8. Схема движения песка в береговой зоне, по Лонгинову (1964)

мики крупных частиц, перемещаемых почти исключительно прибойным потоком в верхней части береговой зоны.

В области распространения колебательной волны поверхностный слой песка захватывается колебательным движением и смещается в сторону общего волнового переноса. По мере роста скоростей и их положительной асимметрии увеличивается мощность подвижного слоя и скорость его перемещения к берегу.

Вблизи зоны разрушения волны, где уменьшаются скорость и расход наносов, возникает вал или терраса. В зоне разрушения волны с переходом массы песка во взвесь перемещение наносов идет со скоростью, близкой к скорости возникающего здесь вдольберегового течения.

Если береговая полоса имеет несколько подводных валов, то образуется соответствующее количество зон, в которых перемещение наносов совершается относительно изолированно. В зоне, непосредственно примыкающей к урезу воды, влияние компенсационных противотечений и разрывного течения определяет значительное перемещение взвешенного песка в сторону моря (рис. 8). На пляже происходит интенсивное перемещение песка в соответствии с режимом прибойного потока, причем существенное влияние на результирующий перенос оказывает явление фильтрации (Гуделис и др., 1966).

В переходные стадии шторма картина движения песчаных наносов еще более усложняется. В фазу нарастания зона разрушения волн смещается на большие глубины, а область движения песчаных наносов расширяется. По мере изменения профиля взмучиваются и относятся на большие глубины все большие массы песка. Нередко это приводит к необратимым подвижкам значительных песчаных толщ. Наблюдения на Балтике показали, что в стадию усиления волнения происходит интенсивный обмен наносами между зонами, ограниченными подводными валами (Айбулатов и др., 1966).

Перестройка рельефа береговой полосы, сопровождающаяся смещением наносов к берегу в ее верхней части, происходит и в фазу ослабления шторма.

На аккумулятивных берегах широко распространена ракуша. Поступая туда с мелководных участков морского дна, створки раковин моллюсков дробятся и в виде ракушечного песка выносятся за пределы прибрежного мелководья.

Динамика ракуши на примере Азовского моря подробно рассмотрена в одной из работ автора (Аксенов, 1965а).

Результаты исследований бентоса Азовского моря сведены в книге В. П. Воробьева (1949) и в монографии Л. А. Зенкевича (1956). Более поздние работы не внесли изменений в представления о продуктивности бентоса.

Азовское море справедливо называют «моллюсковым», а точнее — «кардиево-синдесмиевым» морем, так как в составе зообентоса преобладают кардиум и синдесмия.

Биоценозы, в которых ведущими являются эти два вида, занимают более двух третей поверхности дна и дают более 80% всей биомассы бентоса (Воробьев, 1949). При этом ежегодная продукция кардиума составляет более 13 млн., а синдесмии — 1,3 млн. т. В составе наносов береговой зоны мы встречаем почти исключительно створки раковин кардиум. Этому способствует также и то, что раковины синдесмий значительно тоньше и легко раздробляются во время перемещения от места отмирания к берегу. Биоценозы, в которых господствует синдесмия, обитают на глубинах от 10 до 11 м. Область биоценозов с преобладанием кардиума находится на глубинах от 6 до 10 м. Таким образом, вся периферическая часть Азовского моря заселена кардиумом. На разрезе от Арабатской стрелки до Ачужской косы ясно видны два максимума биомассы бентоса, обусловленные пышным развитием биоценозов кардиума (Воробьев, 1949).

Кардиум в огромном количестве гибнет во время заморозов, тогда как синдесмия способна переживать длительные заморы. При этом биомасса кардиума уменьшается в несколько раз, а биомасса синдесмии и других видов обычно не меняется. Заморы являются типичным явлением в Азовском море в летний период, когда устанавливается устойчивая температурная стратификация воды. В придонном слое идет интенсивный процесс минерализации органического вещества, приводящий к резкому уменьшению содержания растворенного кислорода, а в дальнейшем к накоплению сероводорода и метана.

Массовая гибель кардиума происходит не только при типичных заморах в штилевую погоду. Измерения содержания растворенного кислорода непосредственно после штормов показали, что резкий дефицит кислорода в придонном слое возникает и вследствие интенсивного разложения органического вещества, взмученного со дна во время шторма. Такие условия возникновения заморозов «от шторма к штилю» повторяются чаще, чем типичные «штилевые» заморы, и, вероятно, именно они служат главной причиной массовой гибели кардиума.

Для всего Азовского моря фактическая годовая продукция зообентоса составляет 19,2 млн. т (из них лишь 0,5 млн. т приходится на Таганрогский залив). Общее количество бентоса, выедаемого бентосоядными рыбами за год, достигает 10—

11 млн. т, а ежегодная остаточная продукция близка к 9 млн. т. Преобладающую массу продукции дает комплекс кардиум — 13 млн. т. Общая его масса, ежегодно поступающая в толщу современных отложений Азовского моря, оценивается приблизительно в 3 млн. т, что дает около 2 млн. т ракуши. Значительная часть ракуши погребается в илистых отложениях открытой части моря, лишь 15—20% от общего количества раковин достигает прибрежной зоны, где, в свою очередь, почти половина их истирается в порошок. Общее поступление ракуши в береговую зону Азовского моря составляет около 150—200 тыс. т ежегодно (Аксенов, 1965а).

Таким образом, в Азовском море имеется мощный источник материала для биогенной береговой аккумуляции, его неисчерпаемость обусловлена непрерывным возобновлением. Изменения гидрохимического режима Азовского моря, вызванные искусственным уменьшением стока рек, не могут повлиять на условия существования руководящих видов зообентоса, и поступление ракуши в береговую зону останется неизменным еще неопределенно долгое время. Хотя моллюск кардиум может порой самостоятельно перемещаться на большие расстояния под влиянием меняющихся условий существования (Зенкевич, 1956), на динамике ракуши этот факт не отражается сколько-нибудь заметно, так как ее определяют только способы массового перемещения створок раковин отмерших организмов.

В последние годы на береговых гидрометеостанциях Азовского моря проводятся систематические полуинструментальные наблюдения над волнением. Однако пункты наблюдений располагаются лишь вблизи подходов к портам или недалеко от мест рейдовой стоянки рыболовного флота. В открытой же части моря измерения элементов волн выполнялись лишь эпизодически. В частности, автору в 1949 и в 1958 гг. удалось провести серии измерений высоты, периода и длины волн с судна, стоящего на якоре в центральной части моря. При северном ветре 15—17 м/сек среднее значение высоты волн было 1,2 м, а отдельные наиболее крупные волны достигали 2,5 м. Средний период составлял от 3,5 до 4,2 сек. Длина волны колебалась в отдельных измерениях от 15 до 25—30 м. Материал этих наблюдений, естественно, недостаточен для характеристики режима волнения, однако он весьма полезен для контроля расчетов, с помощью которых обычно описывается волновой режим Азовского моря.

Как во всяком мелководном водоеме, в Азовском море волнение развивается и затухает вместе с действующим ветром. Иначе говоря, здесь почти не бывает зыби и господствующим типом волнения является ветровое. Современные методы расчета позволяют определить элементы волн по действующему ветру, учитывая конфигурацию берегов и рельеф дна водоема.

Основной экспериментальный материал, послуживший для

разработки методов расчета в «Руководстве», был получен в относительно мелководном районе. Метод был неоднократно проверен сопоставлением расчетов с материалами измерений. Расчетная схема распределения высот и периодов волн в Азовском море при ветре около 14 м/сек вполне сравнима с реальной картиной.

Основным материалом для расчетов элементов волн послужили данные о штормовых ветрах за период с 1947 до 1956 г., обработанные сотрудником Гидрометеорологической обсерватории Черного и Азовского морей А. П. Черняковой. Они хорошо характеризуют общие климатические особенности ветрового режима и при сопоставлении со средними данными за более длительный период оказываются достаточно надежными. В обработку были включены штормы с ветром от 6 баллов и выше и продолжительностью не менее 6 часов. При ветрах до 8 м/сек поле ветра над Азовским морем оказывается неустойчивым и неравномерным. Ветры со скоростью 10 м/сек и более охватывают всю акваторию моря равномерным и относительно устойчивым потоком. Всего за период с 1947 по 1956 г. рассмотрено более 330 отдельных штормов силою до 9 баллов.

Господствующими сильными ветрами в Азовском море являются в холодную половину года восточные и северо-восточные, а в теплую — юго-западные и западные.

Из общего числа штормов за десятилетие, равного 331, на навигационный период пришлось 224. Так как с января по март в прибрежной зоне моря удерживается неподвижный лед, цифры по режиму сильных ветров даются за навигационный период.

Сопоставление повторяемости штормов каждого из восьми основных направлений, суммарного действия ветра каждого направления и показателей бурности по годам позволяет выявить основной энергетический фактор, определяющий режим волнения в Азовском море.

Повторяемость штормов по направлению: СВ — 24,2%, В — 22,4%, ЮЗ — 19,7%, З — 18,4%, СЗ — 7,6%, Ю — 5,0%, ЮВ — 0,5% и С — 2,3%.

Если уточнить характеристику повторяемости ветров различных направлений, введя относительную оценку в виде произведения силы ветра на продолжительность его действия, то получим: В — 38,6% от общей суммы, СВ — 26,9%, ЮЗ — 14,7%, З — 12,5%, СЗ — 4,2%, Ю — 2,8%, ЮВ — 0,2%, С — 0,9%. Эти величины показывают, что в Азовском море преобладают системы волн северо-восточного и восточного направлений, волнения же других румбов имеют подчиненное значение.

Общее число штормов за навигационный период колеблется от 35 в 1948 г. до 4 в 1956 г. Наибольшая величина произведения силы ветра на общую продолжительность его действия приходится на 1949 г., наименьшая — на 1951 г. и составляет приблизительно половину от первой.

Для мелкого моря средний максимальный период волн зависит от глубины места. С увеличением скорости ветра период волн, достигнув в Азовском море 4,2 сек, далее не растет. В связи с этим ограничено возрастание высоты и длины волны. Для акватории моря с глубинами 10 м средняя высота волны не превышает 1,1 м при ветрах от 10 м/сек. Наибольшие высоты волн при этом достигают 2,8 м.

Время, необходимое для полного развития волнения в Азовском море при ветрах 10 м/сек и более, не превышает 4 часа. Следовательно, при любом из штормов, характеризующих режим ветров, на всей акватории моря формируются волны, дающие полный спектр, в том числе и волны низкой обеспеченности. Карты распределения элементов волн были построены автором для четырех направлений ветра: северо-восточного, восточного, юго-западного и западного. При ветрах 10 м/сек любого из названных направлений волнение достигает полного развития на расстоянии 20—40 км от подветренного берега, при больших скоростях ветра зона неполного развития волнения сужается до 15 км. Таким образом, режим волнения, формируемого сильными ветрами, характеризуется следующими элементами волн: средний максимальный период — от 3,7 до 4,2 сек, средняя высота волн — от 1,0 до 1,2 м, максимальные высоты волн — до 3,0 м, средняя длина волн — 15 м и наибольшая — 30 м.

Если принять общее число случаев штормового волнения за 100, то повторяемость штормов восточного и северо-восточного направлений составит в сумме около 50%, а юго-западного и западного — около 38%. Штормы других направлений бывают значительно реже и существенного значения в режиме волнения не имеют.

Приведенные данные могут быть дополнены сравнением суммарных относительных характеристик общей мощности штормового волнения каждого из направлений за навигационный период. Штормы северо-восточного и восточного направлений составляют 65%, а юго-западного и западного — 27%.

Это позволяет судить о главном направлении движения наносов по дну моря в его открытой части и в прибрежной зоне — с северо-востока на запад и юго-запад. Перемещение створок раковин кардиум происходит преимущественно в сторону Арабатской стрелки, что подтверждается самим фактом ее существования: эта крупная аккумулятивная форма сложена чистой ракушей.

Расчетные придонные скорости при штормах в Азовском море на глубине 10 м достигают при высоте волны 2,5 м, длине 25 м и периоде 4,2 сек 31 см/сек, при высоте волны 2 м — 25 см/сек и 1 м — 16 см/сек. Фактические придонные волновые скорости примерно на 25% превышают вычисленные, и их значения на глубине 10 м достигают 20—40 см/сек. Положи-

тельная асимметрия придонных волновых давлений в Азовском море возникает на значительной площади уже при высотах волн около 1 м. При высотах волн более 1 м, характерных для шторма средней силы, все Азовское море до самого дна будет охвачено волновыми движениями.

Экспериментальные исследования динамики ракуши, проведенные сотрудником Института океанологии П. А. Волковым (1963), дали очень интересные результаты. Приведем гидравлическую крупность ракуши, по П. А. Волкову.

<i>Фракция, мм</i>	<i>Гидравлическая крупность, см/сек</i>	<i>Фракция, мм</i>	<i>Гидравлическая крупность, см/сек</i>
0,5—1,0	6,2	5—7	14,5
1—2	9,9	7—10	17,0
2—3	11,8	10—15	21,0
3—5	13,4	30—50	22,0

Гидравлическая крупность ракуши с увеличением ее абсолютных размеров возрастает крайне неравномерно, что объясняется специфической формой раковин. Мелкие обломки ракуши от 0,5 до 3 мм обычно представляют собой плоские частицы, более же крупные сохраняют довольно сложную форму, существенно влияющую на скорость падения в спокойной воде.

Целые створки и куски ракуши размером от 3 до 15 мм имеют практически одинаковую неразрывающую (критическую) скорость, причем меньшую, чем обломки в 1—3 мм. Влияние формы на характер перемещения так велико, что при возрастании размеров в пять раз величина неразрывающей скорости не изменяется. Ниже приводим неразрывающие скорости волнового потока для ракуши, по П. А. Волкову (1963). Плотность ракуши в опытах равна 2,7 г/см³.

<i>Размер, мм</i>	<i>Неразрывающая скорость, см/сек</i>	<i>Размер, мм</i>	<i>Неразрывающая скорость, см/сек</i>
1—2	22,0	7—10	16,0
2—3	22,0	10—15	15,0
3—5	15,0	30—50	32,0
5—7	16,0		

В составе донных осадков Азовского моря преобладают раковины кардиума размером 10—12 мм, т. е. как раз той крупности, которой свойственна неразрывающая скорость 15 см/сек.

Таким образом, в зоне глубин от 6 до 10 м (область наибольшего развития биоценозов кардиума) при любом шторме возникают условия для интенсивного направленного перемещения ракуши. Этим объясняется нахождение большого числа прослоев ракуши в колонках современных отложений, собранных в самых различных районах моря.

Ракуша интенсивно разносится по всему пространству дна Азовского моря и достигает его береговой зоны. Примесь измельченной ракуши в открытой части моря ничтожна, и заметное ее количество обнаруживается лишь в прибрежной зоне, а также на банках и отмелях с глубиной менее 6 м. Сохранность створок раковин в открытой части моря, несмотря на интенсивное перемещение, объясняется тем, что во время штормов ракуша двигается в достаточно плотной суспензии, когда в тонком придонном слое находится до 80% всей взвеси, содержащейся в толще воды. В этой среде ракуша, по-видимому, переходит во взвешенное состояние, что предохраняет ее от повреждений и усиливает общее направленное перемещение.

Непосредственно в прибрежной зоне, нижней границей которой в Азовском море является глубина 5—6 м (Аксенов, 1955), ракуша дробится и истирается очень интенсивно. В районах прибрежной зоны, открытых для преобладающего волнения, наблюдается смена слоев ила с ракушей чистым кварцевым песком на глубине 3,5—4 м; выше по склону ракуши нет вовсе и она вновь появляется в подводной части пляжа. Крупные штормовые валы и значительная часть широких пляжей слагаются из целой и крупнобитой ракуши (Аксенов, 1955). Таким образом, наиболее интенсивное раздробление ракуши происходит в зоне разрушения штормовых волн.

Вследствие группового характера волнения и чередования штормов разной силы зона разрушения волны перемещается в довольно широких пределах. Наносы могут быть смещены в надводную часть пляжа и образовать штормовой вал путем последовательного движения к берегу при самых различных сочетаниях усиления и ослабления шторма и смены штормов.

В Азовском море, где крупная фракция наносов состоит почти повсеместно из ракуши, характерно образование ракушечных штормовых валов и крупных аккумулятивных форм, составленных из серии валов (о. Бирючий). Нарастание оконечности Бердянской косы, например, происходит вследствие последовательного причленения серии штормовых валов из ракуши, которая перемещается на пляж с близлежащей обширной ракушечной отмели. Ракуша, поступившая в зону действия прибойного потока, испытывает также вдольбереговое перемещение и формирует узкие вытянутые в море свободные аккумулятивные формы. Процессы их образования подробно описаны В. П. Зенковичем (19626).

Некоторые специфические особенности роста аккумулятивных форм в Азовском море в связи со сгонно-нагонными колебаниями были освещены автором (Аксенов, 1957). Для исследования вещественного состава современных отложений Азовского моря было собрано 29 колонок длиной до 5 м (рис. 9).

Повсюду многочисленны прослой ракуши, число их достигает 12 на 1 м длины колонки. Мощность их в открытой части



рис. 9. Схема размещения станций в Азовском море

горя не превышает 5 см, по мере приближения к берегу она нарастает, причем отдельные слои ракуши достигают 0,7—0,9 м. С приближением к берегу увеличивается и относительное содержание битой ракуши, а в западной части моря появляются горизонты ракушечного песка и тонко измельченного ракушечного детрита. Створки раковин не только захороняются в районах обитания моллюсков, но и перемещаются по дну во время штормов. Поэтому не удастся установить заметных различий в расположении слоев ракуши в центральной части моря и в области наибольшего развития биоценозов кардиума.

В Азовском море три главных источника обломочного материала: аллювий Дона и Кубани, продукты абразии и рауша. Большая часть твердого стока Дона и Кубани отлагается непосредственно в дельтах и на предустьевом взморье. Лишь самые мелкие фракции выносятся в море и Таганрогский алив и постепенно отлагаются там.

Очень много глинистого материала поступает в море в результате интенсивной абразии берегов, сложенных лёссовидными суглинками. Сопоставление его объема с твердым стоком Дона и Кубани показывает, что основная масса ила в море формируется за счет продуктов абразии. Хотя интенсивная абразия локализована на довольно ограниченных участках береговой зоны Азовского моря, его мелководность и ограниченные

Таблица 2

Состав донных отложений Азовского моря

Станция	Горизонт колонки, см	Содержание ракуши, %	Содержание фракции <0.01 мм, %	Карбонатность мелкой фракции, %
8-X-1	45—50	45,1	54,9	13,5
»	80—85	22,6	77,4	15,0
»	125—130	52,4	45,6	10,5
»	150—155	40,4	59,6	12,0
»	200—205	45,4	54,6	14,0
»	300—305	12,6	54,4	9,5
8-X-2	30—35	45,6	54,4	13,0
»	60—65	38,7	61,3	12,0
»	80—85	17,1	82,9	5,5
»	120—125	0,04	99,96	2,5
»	150—155	33,3	66,7	11,5
8-X-3	45—50	59,6	40,4	11,5
»	80—85	52,7	47,3	15,5
»	150—155	63,9	36,1	9,5
8-X-4	55—60	22,2	77,8	11,5
»	80—85	54,5	45,5	11,5
»	105—110	67,6	32,4	7,0
»	130—155	67,0	33,0	12,5
8-X-5	50—55	50,4	49,6	14,5
»	75—80	44,0	56,0	33,0
8-X-6	0—5	85,4	14,6	17,0
»	40—45	89,2	10,8	8,5
C-3-1	90—95	48,2	51,8	18,5
C-3-2	25—30	22,3	77,7	6,5
»	40—45	32,1	67,9	5,0
»	50—55	27,0	73,0	10,0
»	90—95	52,7	47,3	10,5
»	100—105	55,2	44,8	15,0
C-3-3	50—55	29,5	70,5	8,0
C-3-4	50—55	13,5	86,5	10,5
»	75—80	43,4	56,6	12,0
»	100—105	32,8	67,2	10,0
»	145—150	56,1	43,9	17,0
»	215—220	1,6	98,4	29,5
C-3-5	50—55	36,1	63,9	11,5
»	100—105	36,6	63,4	13,0
»	150—155	48,7	51,3	11,0

Таблица 2 (окончание)

Станция	Горизонт колонки, см	Содержание ракуши, %	Содержание фракции, <0,01 мм, %	Карбонатность мелкой фракции, %
С-3-6	60—65	23,6	76,4	10,5
»	100—105	53,3	46,7	15,5
»	140—145	37,7	62,3	10,0
»	150—155	48,2	51,8	14,0
П-3-1	100—105	19,8	80,7	6,5
»	150—155	24,0	76,0	6,0
»	200—205	26,3	73,7	13,0
»	250—255	20,3	79,7	13,0
П-3-2	50—55	36,6	63,4	7,5
»	100—105	14,7	85,3	11,5
»	160—165	7,2	92,8	12,5
»	200—205	60,1	39,9	0,5
П-3-3	25—30	2,4	97,6	8,0
»	75—80	35,5	64,5	9,5
34-К	20—25	2,6	97,4	9,5
»	70—75	76,6	23,4	26,5
36-И	0—5	17,5	82,5	4,5
32-Л	25—30	66,7	33,3	22,5
»	100—105	73,9	26,1	25,0
»	200—205	1,2	98,8	5,0
»	350—355	7,8	92,2	16,5

размеры обуславливают сравнительно равномерный разнос терригенного материала по всей акватории и соответственно формирование однородной толщи современных осадков (табл. 2).

На разрезе в западной части моря видно, что по мере приближения к берегу (станции 8-Х-1 и 8-Х-6) содержание ракуши возрастает, достигая у уреза воды 85—88%.

С уменьшением глубины доля терригенного материала в осадке резко уменьшается. На разрезе С-3-1—С-3-6 влияние глубины проявляется не так отчетливо, тем не менее вблизи берега колонка представлена почти чистой ракушей (Щербаков, 1961). В серии колонок П-3 из пролива у Утлюкского лимана содержание ракуши колеблется в пределах 20—35% и велика роль терригенного материала, хотя во всей западной части моря нет устьев рек и ничтожно поступление материала абразии. Это связано с тем, что волнение в проливе всегда слабее, чем у открытого берега Арабатской стрелки. Соотношение биогенного и терригенного материалов определяется прежде всего гидро-

динамическими условиями и лишь отчасти балансом осадочного материала в том или ином районе.

В западной части Азовского моря, где местное поступление терригенного материала практически не влияет на состав современных отложений, биогенный материал отнюдь не превалирует. В восточной же части, где интенсивно разрушаются берега и в балансе осадочного материала принимает участие аллювий Кубани, содержание ракуши достигает 77%. В колонках 36-И, 34-К, 32-Л и 32-О количество ракуши резко колеблется, причем встречаются отдельные слои с очень высоким ее содержанием. Лишь в Таганрогском заливе (34-Д) и на предустьевом взморье Кубани (32-4), где поступление терригенного материала очень велико, а продукция кардиума резко понижена, отлагаются однообразные тонкозернистые осадки, почти лишенные ракуши. В Таганрогском заливе колонка состоит из однородного серого песчанистого ила с тремя тонкими прослоями ракуши. В устье Кубани обнаружена четырехметровая толща темно-серого ила без ракуши.

Почти все колонки вскрыли подстилающий горизонт серых или серо-зеленых континентальных суглинков. Мощность морских отложений, как правило, выдерживается на больших пространствах в пределах 2—2,5 м. Только на меридиональном разрезе от Керченского пролива до устья Таганрогского залива не удалось достигнуть подстилающего горизонта, хотя длина отдельных колонок была около 9 м (станции 24-Т, 24-О, 25-Л) (Аксенов, 1957).

Расчеты показывают, что в крупных аккумулятивных формах (включая пляжи полного профиля) сосредоточено около 600 млн. т ракуши. Если принять возраст современных аккумулятивных форм за 3 тыс. лет, то в среднем ежегодный объем аккумуляции ракуши составит 200 тыс. т. Это приблизительно совпадает с величинами, полученными на основании данных Воробьева (1949), и дает некоторую уверенность в реальности приводимых величин.

Рельеф поверхности ложа моря был выработан, по-видимому, в субаэральных условиях, когда на месте центральной части Азовского моря была глубоко врезанная долина древнего Дона. Этот период соответствует стадии низкого стояния уровня и датируется временем около 6 тыс. лет назад (Невесский, 1961; Панов, 1965; Щербаков, 1961). В ходе трансгрессии границы Азовского моря расширились. После резкого повышения уровня начался период медленного и плавного его подъема.

В соответствии с этим степень переработки субаэрального рельефа была различной. Центральная часть моря была затоплена в период резкого повышения уровня и заполнялась (процесс идет и в настоящее время) морскими отложениями. Выровненный глинистый бенч, тянущийся по периферии моря, — сравнительно позднее образование, относящееся к периоду за-

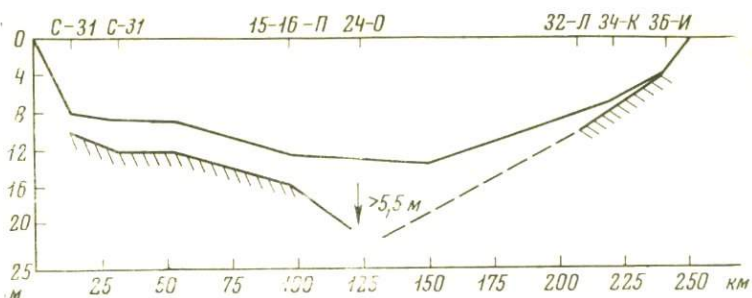


Рис. 10. Распределение мощностей современных осадков по разрезу от Арабатской стрелки до Ачужевской косы

медления темпа трансгрессии. Он покрыт слоем современных отложений мощностью 2—2,5 м (рис. 10).

Огромная ширина — около 100 км — погребенного бенча свидетельствует о чрезвычайно интенсивной абразии, вероятно сходной по скорости с современной. По В. А. Мамыкиной (1961), скорость отступания клифов на северо-восточном берегу достигает сейчас 12 м в год.

На процесс биогенной аккумуляции существенное влияние оказывают рельеф береговой зоны и вещественный состав осадков.

В ряде районов Азовского моря на глубине 3—5 м тянется лишенная покрова наносов полоса современного глинистого бенча. Участки береговой зоны с развитым бенчем в надводной своей части окаймлены активным клифом и имеют узкие прислоненные пляжи. В таких районах нет благоприятных условий для возникновения крупных накоплений ракуши, так как раздробленная и измельченная на пляже ракуша постепенно выносится за пределы береговой зоны. Сходные условия возникают и на тех участках берега, где в составе наносов пляжа много гравия и кварцевого песка (изредка мелкой гальки). Ракуша раздробляется здесь более прочным терригенным материалом и в процессе вдольберегового перемещения измельчается до состояния «ракушечной муки». Лишь на пляжах полного профиля, где в составе наносов преобладает ракуша, создаются благоприятные условия для формирования из нее устойчивых крупных аккумулятивных форм.

Итак, формирование в береговой зоне крупных аккумулятивных форм из ракуши требует высокой продуктивности бентоса, малой глубины моря или отдельных его районов, преобладания ракуши в составе наносов и обильного поступления в море тонкозернистого терригенного материала.

В условиях динамического равновесия профиля береговой зоны наносы располагаются по убывающей крупности с увеличением глубины, образуя систему нейтральных зон, внутри которых частицы песка совершают возвратно-поступательное движение при равенстве путей, проходимых в противоположных направлениях (Зенкович, 1962б).

Состояние динамического равновесия достигается при достаточно длительном взаимодействии стабильного волнового потока с размываемым дном и сопровождается вполне определенным изменением формы профиля в зависимости от характеристик наносов и параметров волн.

В случае мелкозернистых взвешенных наносов неизбежно уменьшение уклонов и формирование слегка выпуклой кривой профиля (Зенкович, 1962б).

Нормальная сортировка наносов на профиле динамического равновесия является конечным результатом длительного взаимодействия гидросферы и литосферы. Схема В. П. Зенковича раскрывает общую закономерность литодинамики береговой зоны, а отклонения от нее объясняются особенностями данного района. Так, из этой схемы выпадают участки берега с неразвитой береговой зоной. Районы такого типа обычны у нас на Кавказском побережье Черного моря, на побережье Охотского моря и Курильских островах (Павлидис, 1968). Поступление обломочного материала в виде валунов и глыб на круто падающий подводный склон в условиях гористого берега столь велико, что волны не в состоянии его переработать и распределить в соответствии с гидродинамическим режимом.

Значительно реже встречаются участки береговой зоны, где непосредственно от уреза подводный склон образован тонкозернистым алевритовым илом. Это связано с обильным поступлением тонкого аллювия на отмельный берег, когда гидродинамический режим определяется очень постепенной трансформацией волн. Примером может служить залив Бохай в Желтом море (Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962б), куда р. Хуанхэ ежегодно выносит около миллиарда тонн ила, в составе которого до 60% частиц мельче 0,005 мм. Это продукты размыва лёссовых толщ, слагающих огромную территорию бассейна р. Хуанхэ. Малые уклоны дна (до 0,0005) и обширные осушки затрудняют сортировку обломочного материала, обычную в условиях береговой зоны. Мелкие фракции не выносятся за ее пределы, и залив постепенно заполняется терригенным материалом, подобно мелководным лагунам.

Аномальное распределение наносов наблюдается и в районах интенсивной аккумуляции ракуши. Хотя она располагается по профилю подводного склона и пляжа в полном соответствии с общими законами сортировки наносов, скопления целой раку-

ши оказываются на внешней границе береговой зоны и на вершине (береговом склоне) штормового вала вследствие интенсивного раздробления ракуши в области разрушения волны и в нижней части пляжа.

Наконец, сортировка наносов при затоплении толщи моренных отложений также характеризуется некоторыми особенностями. В Анадырском заливе на внешней зоне подводного склона сосредоточены скопления моренных валунов, а выше по склону распределение наносов подчиняется общей закономерности возрастания крупности с уменьшением глубины.

При повышении или понижении среднего уровня, вызванного тектоническими движениями и эвстатическими колебаниями уровня океана, происходит перестройка всей береговой зоны. Меняется и общая динамическая обстановка береговой зоны, нарушается баланс обломочного материала, смещаются значительные области поступления терригенного материала.

Прибрежные толщи подвижных наносов в результате сортировки обломочного материала за относительно короткий промежуток времени достигнут нового динамического равновесия. В других случаях этот процесс оказывается столь медленным, что темп преобразования береговой зоны может быть сопоставимым с темпом тектонических движений.

Участки берега, «мало измененные морем» (Зенкович, 1962б), встречаются нередко, хотя уровень Мирового океана сохраняется относительно стабильным несколько тысячелетий.

Детальные исследования процесса сортировки наносов, проведенные Миллером и Цайглером (Miller, Zeigler, 1958), в основном подтвердили выводы В. П. Зенковича.

Метод суммарных импульсов В. В. Лонгинова (1956, 1958б, 1963), не отличаясь принципиально от разработок В. П. Зенковича, позволяет показать зависимость движения и перемещения частиц определенной размерности в данной точке дна от движущих импульсов. Измерив продолжительность действия того или иного давления, импульсы давлений суммируют по группам. Границами групп приняты сдвигающие давления для данной фракции наносов. Интервал между средними давлениями обычно принимается в $0,4 \text{ г/см}^2$.

Все разнообразие сочетаний условных суммарных импульсов может быть сведено к четырем типам кривых распределения. Тип кривой характеризует движение частиц различной крупности в данной точке и тенденцию сортировки наносов.

При любом волнении зоны распределения суммарных импульсов смещаются, в различные фазы волнения направление перемещения наносов изменяется, что приводит иногда к существенной перестройке береговой зоны.

Кроме сортировки наносов по крупности, в береговой зоне происходит и дифференциация обломочного материала по удельному весу. Наглядным примером такой сортировки яв-

ляется «сепарация» группы тяжелых минералов (уд. вес 3,5—5,2 г/см³) при отмывке шлиховых слоев на пляже. Экспериментально были вычислены (Волков, 1965а) несдвигающая и срывающая критические скорости для некоторых распространенных в пляжевых песках минералов. При размере частиц 0,1—0,25 мм они были равны для кварца (уд. вес 2,6) соответственно 8,5 и 43 см/сек, для пироксенов (уд. вес 3,2) — 14,5 и 55 см/сек, а для титаномагнетита (уд. вес 4,5) — 20 и 84 см/сек.

Величина несдвигающих скоростей одинакова для фракции кварцевого песка 0,5—1,0 мм и фракции титаномагнетита 0,1—0,25 мм. В связи с этим массовые определения медианных диаметров и коэффициентов сортировки для песчаных наносов береговой зоны, если они минералогически неоднородны, не представляются целесообразными. Для гранулометрического состава прибрежных россыпей тяжелых минералов характерно преобладание двух фракций — крупного алеврита (тяжелые минералы) и среднезернистого песка (легкая фракция).

Т а б л и ц а 3

Данные анализа пляжевых и донных песков

Место взятия пробы	S ₀	Md, мм	Удельный вес (средний)			вес пробы
			фракция 0,1 мм ∧	фракция 0,1— 0,25 мм	фракция 0,25—0,5 мм	
Севернее устья реки:						
урез воды	0,153	1,150	3,0	2,8	2,8	2,8
10 м вверх по пляжу	0,073	1,050	3,0	2,8	2,7	3,0
20 м » » »	0,073	1,049	3,2	2,8	2,7	3,1
30 м » » »	0,139	1,132	3,4	2,9	2,8	3,2
40 м » » »	0,146	1,114	3,5	3,0	2,8	3,0
50 м » » »	0,156	1,100	4,3	3,1	2,8	3,2
Южнее устья реки:						
урез воды	0,160	1,262	3,4	2,7	2,6	2,7
7 м вверх по пляжу	0,153	1,150	3,4	2,8	2,6	2,8
17 м » » »	0,153	1,213	3,7	3,1	2,6	3,2
27 м » » »	0,153	1,213	4	3,3	2,6	3,4
Дно бухты:						
глубина 4 м	0,160	1,190	3,6	2,9	2,5	3,0
» 6 м	0,153	1,100	3,0	2,8	2,6	2,8
» 15 м	0,146	1,545	2,9	2,7	—	—
Русло реки	0,289	3,0	—	—	—	—

На пляже открытой бухты были отобраны образцы из неглубоких шурфов. Одна их линия проходила севернее устья реки, другая южнее. Для сравнения были взяты пробы со дна бухты на глубинах 4,6 и 15 м и образцы современного аллювия. Результаты анализов сведены в табл. 3.

В пределах пляжа все пески по размерам частиц оказались достаточно однородными. Заметные отличия в степени крупности и сортировки имеют лишь аллювий и песок в нижней части пляжа севернее устья реки. Данные же по среднему удельному весу основных фракций и всей пробы показывают, что по мере продвижения вверх по пляжу средний удельный вес пробы возрастает; особенно четко это видно на примере фракции мельче 0,1 мм, содержащей наибольший процент титаномагнетита. На переднем склоне пляжа полного профиля гидравлическая крупность возрастает на вершине штормового вала. Если берег сложен рыхлыми породами, то на прислоненных пляжах тяжелые минералы сосредоточиваются у подножия клифов. Регулярные слабые и умеренные волнения сортируют материал почти непрерывных осыпей. Так как скорость прямого потока падает с приближением к вершине пляжа и кривая суммарных импульсов относится к типу В, зерна тяжелых минералов либо находятся в статическом равновесии, либо сдвигаются к подножию клифа (это неоднократно наблюдал автор). Более легкие зерна кварцевого песка смещаются вниз по пляжу и при сильных волнениях выносятся за пределы береговой зоны.

Некоторое значение в сортировке песчаных наносов имеет фильтрация, которая препятствует в зоне заплеска смещению наносов вниз по склону. Зона вершины заплеска нередко оказывается областью систематического накопления однородных наносов.

На пляжах полного профиля прибойный поток заносит относительно крупные частицы на вершину штормового вала. Перевалив через его вершину, поток разгружается от наносов, и лишь наиболее мелкая фракция относится вниз по береговому склону. Автору удалось четко проследить это явление на пляжах полного профиля, сложенных ракушей. Во время сильных нагонных штормов происходит массовый выброс ракуши на пляжи аккумулятивных форм и образуются штормовые валы, сохраняющиеся довольно длительное время. Сортировка наносов в периоды умеренных волнений отмечается на морском склоне вала и сопровождается интенсивным измельчением ракуши (Аксенов, 1955). Порой штормовые ракушечные валы образуют целые серии, достаточно отчетливо прослеживаемые по всему периметру аккумулятивной формы. Во время стонных штормов мелкий материал выносится на большие глубины, а наиболее крупная фракция сосредоточивается в приурезовой зоне. Часть крупного материала при этом наиболее сильными заплесками смещается на вершину и береговой склон штормового вала. Восстановле-

ние среднего уровня при сгонных штормах обычно опережает ослабление шторма. Штормовой вал из крупного материала оказывается устойчивым надводным образованием и нередко отгораживает небольшую лагуну (Аксенов, 1957).

Перестройка профиля пляжа и приспособление его к действующему режиму прибойного потока совершается в течение часов и следует за стадиями усиления, стабилизации и ослабления шторма. Еще в 1946 г. В. П. Зенкович описал цикл изменений профиля галечного прислоненного пляжа в течение одного волнения. В период усиления шторма галька с пляжа сносится на подводный склон, а в фазу затухания смещается вверх по склону, и пляж в той или иной степени восстанавливается. В наиболее сильные штормы значительная часть гальки не возвращается на пляж и образует на глубинах до 20 м скопления неправильной формы. Восстановление галечных пляжей идет за счет переработки материала абразии и перемещения на размытые участки пляжей гальки вдоль берега. Сортировка по убывающей крупности вверх по склону при этом сохраняется.

На побережье Балтийского моря в пределах Советского Союза главным направлением перемещения песчаных наносов является вдольбереговой поток, устремленный в сторону Рижского залива (Болдырев, 1960; Ульст, 1963, 1964). Вдольбереговое смещение наносов происходит в целом значительно медленнее, чем изменения рельефа и распределения наносов в поперечном к берегу направлении, вызываемые каждым волнением.

Решающее значение в сортировке наносов и перестройке профиля пляжа имеет асимметрия импульсов прибойного потока (Гуделис и др., 1966). Аккумуляция наносов происходит в области падения скорости прямого потока при положительной асимметрии суммарных импульсов.

В зависимости от стадии развития волнения общее направление перемещения наносов существенно меняется. В фазу усиления, когда обычны короткопериодные волны, происходят интенсивный размыв пляжа и вынос песка на подводный склон. В фазу ослабления волнения с постепенным ростом периода и уменьшением высоты волны начинается новая перестройка пляжа, уклон профиля увеличивается, и наносы из верхней части подводного склона смещаются на пляж.

Б. А. Шуляк и В. Л. Болдырев, рассматривая процесс осадения материала в трех зонах пляжа, считают, что колебания уровня во время шторма (случай приливного моря или ветрового нагона) качественно эквивалентны усилению и затуханию волнения. Их утверждение, однако, справедливо лишь для зоны вершины заплеска. Оно хорошо объясняет распределение наносов на гребне штормового вала пляжа полного профиля, но не вполне точно согласуется с фактическим перемещением наносов по всей области действия прибойного потока. М. Г. Барковская на основании нескольких тысяч гранулометрических ана-

лизов показала распределение аккумулятивных кривых по главным геолого-геоморфологическим регионам советского побережья Черного моря. Наибольшее разнообразие гранулометрического состава оказалось на прислоненных пляжах Горного Крыма и Кавказа. Некоторое исключение представляют лишь пляжи в устьях рек.

Наибольшей однородностью отличаются наносы пляжей северо-западного побережья, где в береговую зону поступает аллювий равнинных рек, а абразия рыхлых песчано-глинистых толщ коренного берега дает сходный по составу материал.

Вдольбереговой поток определяет смещение наносов различного состава в пределах относительно выровненного берега, где отсутствуют препятствия в виде мысов или крупных аккумулятивных форм.

Таким образом, одновременно с четкой и интенсивной дифференциацией наносов в поперечном к берегу направлении происходит формирование относительно однородной массы наносов в процессе вдольберегового перемещения. Эти характерные для береговой зоны процессы по аналогии могут быть сравнены с дифференциацией и интеграцией вещества в процессе руслового переноса в пределах данного бассейна (Страхов, 1960—1962). Дифференциация обломочного материала в русловом потоке сопровождается интеграцией за счет поступления в русло реки аллювия боковых притоков, имеющего нередко иной минералогический состав. Однако в русловом потоке обломочный материал перемещается в одном направлении, а вдольбереговое движение наносов является часто результатом разнонаправленных смещений наносов на пляже. Дифференциация и интеграция обломочного материала в русловом потоке регулируются только скоростями потока, в береговой же зоне дифференциация (сортировка) наносов происходит в поперечном к берегу направлении, а интеграция наносов, при которой смешивается обломочный материал, поступивший в береговую зону из разных источников, происходит в процессе вдольберегового перемещения. Кроме того, интенсивное вдольбереговое перемещение наносов начинается только после того, как сформируется профиль динамического равновесия.

Процесс нивелирования состава песчаных наносов на больших протяжениях выровненного берега совершается довольно быстро (Логвиненко, Ремизов, 1963; Ульст, 1959, 1963, 1964). На значительном протяжении аккумулятивного берега восточной Австралии минералогический состав песка и относительное содержание в нем тяжелых минералов чрезвычайно однообразны, хотя поступление основной массы тяжелых минералов строго локализовано в устьях рек (Gardner, 1955). В зоне разрушения волн песчаные наносы движутся преимущественно во взвеси. Они подхватываются вдольбереговыми течениями и перемещаются порой на значительные расстояния. Скорость перемеще-

ния песка вдольбереговыми течениями в зоне подводных валов достигает 0,7 от средней скорости течения, а общий расход наносов вдоль берега превышает расход в поперечном направлении (Айбулатов, 1965; Егоров, 1951, 1954, 1956). Таким образом, в верхней части шельфа, включающей зону подводных валов, происходит смешивание наносов и выравнивание их состава на значительных протяжениях.

Во внешней части береговой зоны значительно снижается интенсивность движения наносов в связи с малыми придонными скоростями и слабо выраженной асимметрией импульсов давления. Вдольбереговая составляющая перемещения наносов при этом меньше направленной по нормали к берегу. Здесь происходит регулярное осаждение взвесей, вынесенных разрывными или компенсационными течениями из верхней части береговой зоны.

Кольп (Kolp, 1953) разделяет береговое пространство на отдельные зоны, в которых движение и аккумуляция песка протекают различным образом и в разных направлениях. В Черном море на глубинах около 20 м, т. е. вблизи внешней границы береговой зоны, отчетливо видна резкая смена типов осадков, а в ряде районов прослеживается достаточно широкая полоса, на которой почти отсутствуют обычные для этих глубин мелкий песок и алеврит.

На выровненных аккумулятивных берегах дифференциация однородных песчаных наносов ограничивается сортировкой в поперечном направлении.

Наиболее интенсивно смешение наносов происходит в области развития вдольбереговых течений и разрушения волн, несколько слабее — в зоне пляжа и почти сходит на нет во внешней области береговой зоны. За пределами вдольбереговых течений продольное перемещение песка идет очень медленно. На Каспийском море была изучена область шельфа, где вдольбереговое перемещение песчаной фракции аллювия вызывалось только действием колебательной волны без существенного влияния вдольбереговых течений, скорость его была весьма незначительна.

В работе Мартенса, на которую не раз ссылается Н. М. Стрехов, исследуется интенсивность вдольберегового перемещения песка по поверхности пляжа. Материал был собран на громадном протяжении всего восточного берега Флориды. Особенно тщательно изучалась тяжелая фракция песка. Пробы были равномерно отобраны на протяжении 220 миль в верхней зоне пляжа. Вес их составлял не менее 1 кг. В некоторых пунктах было взято по 2—3 образца на разных элементах поверхности пляжа (например, уступ размыва, зона штормового заплеска, подножие дюны). При сравнении данных по гранулометрическому составу песков обнаруживается отчетливое возрастание медианного диаметра с севера на юг, полностью определяемое

возрастанием в том же направлении содержания ракуши. Без ракуши однородность гранулометрических характеристик на всем протяжении берега поразительна. То же самое относится и к минералогическому составу терригенной части песка и соотношению легкой и тяжелой фракций. Содержание тяжелых минералов в пробах колебалось в широких пределах. По мнению Мартенса, наибольшее влияние оказывают при этом рельеф склона пляжа и конфигурация берега, близость эоловых накопленных песка, а главное — непосредственно предшествующее волнение.

Сравнивая осредненный гранулометрический состав наносов подводного склона (до глубины 5 м) и континентальных песков на северном побережье Азовского моря, Ф. А. Щербаков (1966) установил резкие и характерные различия. В континентальных песках преобладают фракции 1—0,5 мм (31,2%) и 0,5—0,25 мм (33,5%), а в песках пляжей — 0,5—0,25 мм (32,2%) и 0,25—0,1 мм (27,9%). При переходе от континентальных песков к пляжу резко падает содержание алеврита и соответственно улучшается сортировка. Для некоторых участков берега различия были еще более четкими, и содержание фракции 0,25—0,1 мм возрастало в пляжевых песках по сравнению с континентальным от 16,3 до 43,4%.

В другом районе побережья, где источником материала пляжа служит аллювий, содержание фракции крупнее 1 мм от аллювия к пляжу падает с 36 до 1% в первой пробе и с 42 до 29% — во второй. Содержание фракции 0,5—0,25 мм в аллювии составляет 35 и 30%, а в наносах пляжа — соответственно 89,8 и 56,3% (табл. 4).

Таблица 4

Гранулометрический состав наносов пляжа и подводного склона

Место взятия пробы	Фракция, мм (%)					S ₀	M _d , мм
	1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	< 0,1		
Пляж	17,0	24,0	40,4	18,1	0,5	0,43	2,0
Глубина 1 м	3,1	1,9	51,6	43,0	0,4	0,27	1,8
Пляж	7,8	23,7	49,8	18,4	0,05	0,40	1,42
Глубина 0,8 м	2,5 ₂	8,0	29,6	56,2	2,70	0,23	1,30
Пляж	1,0	1,3 ₄	14,5	82,4	0,74	0,19	1,26
Глубина 0,8 м	1,0	2,0	4,2	76,9	16,00	0,17	1,34

Сдвиг в сторону уменьшения крупности заметен даже при небольшом увеличении глубины и служит признаком изменения гидродинамического режима. Степень сортировки материала в береговой зоне зависит от стадии развития побережья,

баланса наносов и чисто геологических особенностей побережья. На неразвитом абразионном берегу обломочный материал обычно плохо отсортирован.

На аккумулятивных берегах толща наносов подвергается интенсивной сортировке и в распределении их наблюдается достаточно четкая зональность, обусловленная особенностями гидродинамического режима (табл. 5).

Состав наносов береговой зоны

Таблица 5

Тип берега	Область береговой зоны	S_0	M_d , мм	Тяжелая подфракция, %	Титано-магнетит, %
Абразионный вулканический	Пляж	0,75	1,4	8,4	—
В ранней стадии развития	Подводный склон (до 40 м)	0,7	1,6	7,8	—
Абразионный	Пляж	0,7	2,5	20	1,0
В стадии геоморфологической зрелости	Глубины 11—15 м	0,2	1,27	50	4,5
Аккумулятивный	Дюны	0,3	1,4	57	12,3
»	Пляж	0,4	1,35	55	27,3
»	Подводные валы	0,4	1,2	34	4,0
»	Глубины 10—20 м	0,2	1,5	35	7,2
»	Глубины 30—40 м	0,5	1,8	17	1,7

Фридман (Friedman, 1967) сопоставил гранулометрические характеристики аллювия 44 рек и наносов приустьевой полосы пляжей по 10 различным районам. Как правило, аллювий хуже сортирован и включает в заметных количествах мелкую фракцию, которой нет в наносах пляжа. Фридман объясняет это различие тем, что аллювий перемещается качением, сальтацией и во взвеси, а наносы пляжа будто бы движутся иначе. На самом же деле эти особенности аллювия и песчаных наносов зависят от специфики гидродинамического режима. В зоне пляжа неоднократное переотложение наносов сопровождается выносом мелкой фракции за пределы береговой зоны.

Тонкая сортировка наносов является характерным признаком береговой зоны, который может быть использован при фациальном анализе ископаемых аналогов прибрежных толщ.

Для получения действительно средней характеристики состава наносов нужно обрабатывать значительные объемы на месте, что практически неосуществимо. Элемент случайности довольно велик при взятии образца из канав или шурфов. Поэтому надо тщательно продумывать схему расположения пунктов отбора и методику обработки проб.

Наиболее сложно интерпретировать результаты гранулометрического и минералогического анализов. Имери и Стивенсон (Emery, Stevenson, 1950), исследуя образцы современных литифицированных песков и цементированных специальным пластиком рыхлых пляжевых наносов, определяли изменения медианных диаметров, коэффициентов сортировки и содержания тяжелых минералов в каждом из тонких слоев (толщиной от 1 до нескольких миллиметров). Оказалось, что получаемые при анализе средней пробы гранулометрические и минералогические характеристики являются величинами сложными, составными и не могут отражать какое-либо определенное соотношение между наносом и гидродинамическими условиями. Поэтому всегда вызывают сомнения выводы об увеличении или уменьшении содержания полезных компонентов в пляжевых наносах, если они основаны на данных анализа нескольких образцов, взятых на большом протяжении берега, в особенности если при этом еще говорится об изменении мощности «потока наносов», о «торможении потока» и т. д. Так, в работе Ю. А. Павлидиса (1968) по прибрежным осадкам Курильских островов теоретические выкладки базируются на анализе двух-трех проб, отобранных на очень большом расстоянии друг от друга.

Общая закономерность сортировки наносов определяется тенденцией к формированию профиля динамического равновесия, на котором наносы распределяются по убывающей крупности с возрастанием глубины. На поверхности пляжа сортировка приводит к распределению наносов по убывающей крупности **вверх по пляжу**.

Вдольбереговое перемещение наносов на пляже, а для песчаных наносов — в области развития продольных течений, приводит к формированию однородных по петрографическому и минералогическому составу масс наносов вдоль выровненных берегов.

Наибольшая изменчивость сортировки наносов во времени свойственна области пляжа и верхней части подводного склона. Значительные перераспределения наносов вызываются наиболее сильными штормами и фиксируются вблизи верхней и нижней границ береговой зоны. На пляжах полного профиля устойчивые скопления наиболее крупных частиц образуются на гребне штормового вала и его береговом склоне. На прислоненных пляжах в период сильных штормов крупный материал перемещается на значительные глубины, где захороняется постепенно под слоем мелких частиц, выпадающих из взвеси.

Существенные отличия сортировки ракуши в береговой зоне от распределения терригенного материала связаны с гидромеханическими свойствами целых створок и крупных обломков.

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ОСАДКОВ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

В методике палеогеографических исследований и фациального анализа используется ряд характерных генетических признаков осадочных пород, среди которых важное место занимают особенности гранулометрического состава и слоистость (Крашенинников, 1960, 1962а; Рухин, 1962). Вероятно, меньшее значение имеют физико-химические характеристики, относящиеся к составу поглощенного комплекса и собственно физическим свойствам породы. Во всяком случае, для относительно грубозернистых отложений верхней зоны шельфа эта группа признаков имеет подчиненное значение.

СТРУКТУРА ОСАДКОВ

Главное отличие морских и континентальных фаций определяется составом фаунистических комплексов в отложениях (Наливкин, 1956). Для береговой зоны не всегда возможно такое четкое разделение и соответственно реконструкция береговой «линии» в ископаемых толщах из-за интенсивного истирания фаунистических остатков. Грубозернистый терригенный материал, перемещаясь, постепенно раздробляет ракушу в детрит, который выносится за пределы береговой зоны. Характерный пример представляют лишенные фауны галечно-гравийные пляжи некоторых районов Черного моря, а также пляжи Охотского моря (Аксенов, Ионин, Щербаков, 1965). Кроме того, в глубоко врезанных в сушу заливах морская фауна вытеснена или сильно угнетена вследствие значительного опреснения воды. Например, в Таганрогском заливе Азовского моря биомасса донных моллюсков резко падает по направлению к устью Дона, что находит отражение в составе мелководных осадков, в особенности четко в береговой зоне (Мамыкина, 1961; Аксенов, 1965а; Мамыкина, Хрусталева, 1966). Вместе с тем значительное опреснение морского залива сопровождается усиленным выносом аллювия и соответственно увеличением массы терригенных осадков (Самойлов, 1952).

Разногласия по поводу возраста и генезиса полтавской серии песков и продуктивной титаноносной толщи Тургайского прогиба порождены как раз крайне неопределенными фаунистическими данными. По-видимому, обстановка накопления полтав-

ских песков отличалась резким опреснением водной массы обширного залива и интенсивным поступлением терригенного материала, главным образом с северного склона Украинского кристаллического щита и отчасти с Воронежского массива.

В. С. Трофимов (1964а), основываясь на результатах формационного анализа, считает тургайскую толщу дельтовым образованием. Другие авторы полагают, что она образовалась в береговой зоне пресного (опресненного) водоема. В. В. Лавров (1956, 1958) отмечает, что эта толща образовалась в условиях обширных болотистых прибрежных равнин.

В разрезах отложений береговой зоны обнаруживаются существенные различия в гранулометрических характеристиках, связанные со свойствами исходного обломочного материала,

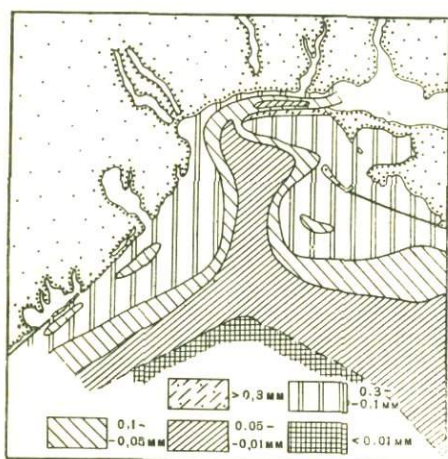
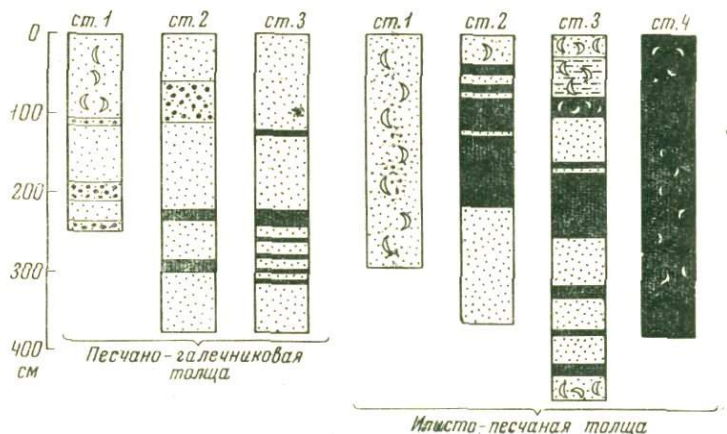


Рис. 11. Схема распределения осадков по медианным диаметрам в северо-западной части Черного моря (по Невескому, 1967)

Рис. 12. Сложная слоистость прибрежных осадков (по Нонину и Щербакову, 1961)



поэтому осадки по структуре обычно сопоставляются лишь для определенного района. Относительные же изменения крупности и сортировки могут быть показательными на достаточно обширном пространстве береговой зоны.

В пределах медианного диаметра 0,05 мм (условная граница между осадками береговой зоны и верхней части шельфа) распределение осадков по крупности (рис. 11) связано не только с особенностями рельефа участков береговой зоны, но и с условиями поступления терригенного материала. Особенно отчетливо это видно в районе, прилегающем к Днепро-Бугскому лиману, где уменьшение крупности тесно связано с местным поступлением тонкозернистого аллювия. Вместе с тем ясно прослеживается и закономерное уменьшение крупности с удалением от берега (увеличением глубины).

Перераспределение наносов по вертикали на границах смежных типов осадка происходит и при наиболее сильных штормах, когда динамические и седиментационные зоны смещаются на большие глубины по сравнению с условиями регулярных штормов.

Так, на одном из участков восточной части Кавказского побережья с помощью вибропоршневой трубки (Ионин, Щербаков, 1961) были выявлены зоны, где под осадками песчаной и алевритовой размерности лежат захороненные слои более грубого материала. В песчаных осадках прослежены слои небольшой мощности, обогащенные галькой, а в илистых — прослой средне- и крупнозернистого песка (рис. 12).

Наибольшая глубина вертикальной сортировки для грубозернистых осадков, по данным Пауэrsa и Кинсмана (Powers, Kinsman, 1953), достигает почти 2 м, что позволяет усомниться в объяснении причин возникновения крупной сложной слоистости на границах областей развития галечных, песчаных и песчано-алевритовых осадков. Однако при этом следует учесть еще возможное искажение вертикального распределения частиц в колонке, вызванное перемещением осадка при погружении поршневой трубки в грунт. При работе с вибропоршневой трубкой (Институт океанологии АН СССР) колонки имеют ненарушенную структуру.

ТЕКСТУРА ОСАДКОВ

В методических пособиях и атласах говорится о сложности текстуры осадков и пород, сформированных в условиях береговой зоны.

Методами текстурного анализа и типами слоистости осадочных пород много лет занимается Л. Н. Ботвинкина (1960, 1962, 1966а, б). Даже по сравнению с монографией Шрока (1960) работа Л. Н. Ботвинкиной «Слоистость осадочных пород» (1962) выгодно отличается количеством и полнотой фактического ма-

териала. Она послужила теоретической базой для методического пособия (Ботвинкина, 1966а).

Разные типы слоистости — косая, волнистая и горизонтальная — соотнесены Л. Н. Ботвинкиной с различной обстановкой их формирования. Косая слоистость образуется течениями, волнистая — волнением (иногда также и течениями), горизонтальная свойственна неподвижной среде. Применительно к условиям береговой зоны такое морфологическое подразделение типов слоистости вызывает известные возражения. При достаточном формальном сходстве косослоистого аллювия с текстурой пляжа косая слоистость последнего формируется прибойным потоком, существенно отличным от руслового. Волновой поток лишь в редких случаях дает устойчивую рифельную поверхность дна (волнистую слоистость), а на подводном склоне малого уклона при взаимодействии с волновым потоком может сформироваться даже горизонтальная слоистость.

Для морских отложений Л. Н. Ботвинкина выделяет три основных типа слоистости, соответствующих зоне прибрежного мелководья, области действия течений, зоне спокойной седиментации, и несколько подчиненных градаций слоистости, отвечающих в прибрежной зоне пляжам, ваттам, прибрежной зоне волнений, подводным валам, барам, пересыпям и косам. Для отложений пляжа наиболее характерны плоскостное залегание слоев и пологонаклонный характер слоистости, причем для разреза, параллельного береговой линии, характерна горизонтальная слоистость. Слоистость ваттов характеризуется чрезвычайным разнообразием и сложностью, но в целом отчетливо отражает широко развитие рифельных структур, линзовидных образований, полосчатых прослоев, связанных с развитием приливных борозд. В отличие от отложений континентальных — речных, дельтовых и эоловых — отложениям береговой зоны свойственны три типа диаграмм наклона косых слоев. Для пляжа преобладает падение их в сторону моря, для баров — в сторону суши, для кос — вдоль простираия (в сторону оконечности). Однако, если для прислоненных пляжей падение слоев возможно только в сторону моря, то для пляжей полного профиля оно возможно также и в сторону суши. Кроме того, бары и косы не отличаются какой-то особой слоистостью и их не следует выделять при классификации. Характерные признаки текстуры отложений береговой зоны существуют, но они гораздо более сложны, чем предлагаемые типы и градации чисто морфологического характера. Одна из основных особенностей осадков береговой зоны связана с периодическим переходом наносов во взвесь и «движущимся слоем» поверхностных наносов. Во внешней области береговой зоны, где обычно наносы состоят из песчаных фракций, во время шторма поверхностный слой грунта приходит в движение и перемещается в направлении к берегу. По физическим свойствам этот движущий-

ся слой напоминает водонасыщенную рыхлую смесь типа пульпы (Зенкович, 1962б; Айбулатов, 1965). В нем происходит достаточно четкая дифференциация песчаных зерен по удельному весу и гидравлической крупности, причем более тяжелые и крупные частицы сосредоточены у его нижней границы. После прекращения шторма формируется слоистость, которую применительно к флишевым толщам называют градационной.

На меньших глубинах разрушение волн приводит к периодическому взвешиванию песчаных наносов, которые подхватываются вдольбереговым течением и откладываются в фазу затухания шторма. Особенно интенсивно этот процесс происходит в области развития песчаных подводных валов.

Естественная смена волновых режимов, изменения динамики наносов по стадиям развития волнения сильно усложняют общий характер текстуры осадков этой области, но основной характеристикой будет крупная градационная слоистость, фиксирующая фазу затухания сильных штормов. Последствия наиболее сильных штормов сохраняются неопределенно долгое время и в ходе геологического развития побережья могут перейти в устойчивые осадочные образования. Градационную слоистость в береговой зоне дополняют разнообразные сочетания горизонтальной и срезающей ее косой слоистости на гребнях и склонах подводных валов, сложная волнистая и линзовидная слоистость, обусловленная движением мезоформ по ложбинам между подводными валами и, наконец, разнообразные рифельные структуры, которые могут оказаться захороненными под слоем частиц, выпавших из взвеси.

В верхней части колонок, независимо от общей характеристики осадка и района, достаточно четко прослеживается укрупнение осадка сверху вниз (рис. 13). В случае хорошо отсортированных песчаных наносов возникают тонкие прослои из тяжелых минеральных зерен. Если наносы разнородны по крупности, основание подвижного слоя слагают наиболее крупные частицы. Затруднительно сформулировать какие-то общие заключения по поводу толщины слоев такой градационной текстуры, так как она в целом связана с изменчивостью волнового режима. Обычно, например, текстура верхнего слоя осадка, отражающая чередование сортировки во время наиболее сильного шторма и серии умеренных волнений, когда достаточно четко выделен крупный слой с подошвой из наиболее грубых частиц и ряд более мелких «вторичных» слоев и слойков.

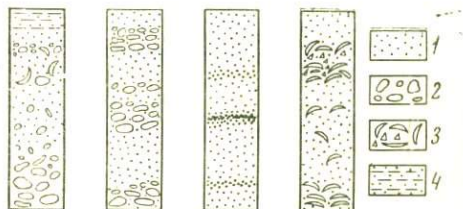
В нескольких сотнях колонок было определено процентное содержание тяжелых минералов во фракции крупного алеврита (Невесский, 1967). На всем пространстве подводного склона содержание тяжелых минералов повышается от поверхности дна до границы первого слоя вертикальной сортировки. Кривая их распределения имеет серию максимумов соответственно границам тонких слоев, внутри которых осуществлялась вертикаль-

ная сортировка. Лишь на пляже тяжелыми минералами обогащен поверхностный слой наносов в результате естественного шлихования прибойным потоком.

В береговой зоне Балтийского моря на глубинах от 2 до 5 м содержание тяжелых минералов оказалось значительным и локализованным в пределах толщи песков менее 1 м (по неопубликованным материалам Московского горного института,

Рис. 13. Ритмичная градационная слоистость осадков береговой зоны

- 1 — песок;
- 2 — галька;
- 3 — ракушка;
- 4 — илистый песок



ВНИИМОРГЕО и Атлантического отделения Института океанологии). Наибольшее содержание их обнаружено в слое в несколько десятков сантиметров, причем продуктивный пласт перекрыт песком с малым содержанием тяжелых минералов. На отработанной площади дна обогащенный горизонт восстанавливается после нескольких штормов.

Таким образом, градационную слоистость можно считать типичной структурой для области подводного склона за пределами зоны подводных валов. В связи с малыми уклонами дна (порядка нескольких тысячных) и относительной однородностью волнового поля, независимо от направления распространения волны, такая четкая и тонкая слоистость бывает преимущественно горизонтальной. При преобладающем типе тонкой горизонтальной слоистости возможны, хотя и не характерны, усложнения волнистой слоистостью, так как в периоды наиболее сильных штормов на глубинах, близких к внешней границе береговой зоны, могут возникать и разрушаться рифели. Порой они сохраняются и постепенно захороняются под осадками, выпавшими из взвеси. При известной мощности покрывающего слоя рифели будут выведены из зоны активного взаимодействия с волновым потоком. Для достаточно четкого генетического истолкования такой текстуры необходимо тщательно проследить изменение слоистости на большом протяжении.

В зоне подводных валов, а в других случаях и в верхней части береговой полосы текстуры формирующихся осадков значительно разнообразнее и сложнее. Это связано с резким возрастанием мощности процессов взаимодействия наносов с волновым потоком и вторичными течениями, а главное с чрезвычайной изменчивостью гидродинамического режима во времени.

В зоне подводных валов (в особенности на первом от берега валу), где происходит интенсивный обмен наносами с об-

ластью пляжа, наблюдается отчетливая разница в степени сортировки и крупности наносов, слагающих склоны вала. Склон, обращенный к берегу, сложен более грубым и менее сортированным материалом. На морском склоне формируется тонкая ритмическая слоистость. Внутри каждого ритма, имеющего мощность от нескольких до десятков сантиметров, различается микрослоистость, образующая видимые слойки в несколько миллиметров. Особенно четко ритмы различаются в верхней части колонок (рис. 14), хотя и в целом для всего пласта мощностью до 1,5 м характерно скопление наиболее крупной гальки в нижних горизонтах на контакте с коренными суглинками и глинами (Шурко, 1961).

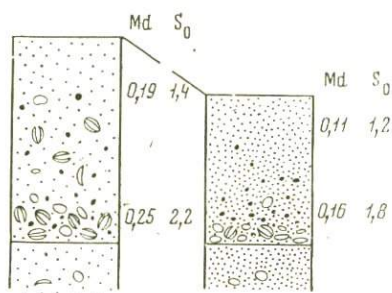


Рис. 14. Строение прибрежных осадков (по Шурко, 1961)

При жестоких штормах, когда приходит в движение весь материал и часть его переходит во взвесь, иначе говоря в фазу интенсивного размыва, происходит подготовка к формированию наиболее мощных ритмов. В фазу затухания волнения наносы постепенно отлагаются по убывающей вверх крупности. В периоды умеренных штормов и слабого волнения формируются ритмы меньшей мощности, вплоть до микрослоев.

В процессе аккумуляции наносов в верхней части береговой зоны, как и на материковом склоне, происходит формирование грубозернистой толщи с четкой ритмической текстурой, только ритмы отличаются большей мощностью, а текстура — большим разнообразием видов.

Для зоны подводных валов характерна и косослоистая текстура, связанная с развитием мощных вдольбереговых течений.

Зайбольд (Siebold, 1963) несколько лет изучал перемещение песчаных наносов в зоне подводных валов Кильской бухты. Текстуры рыхлых песков фиксировались пластиком, и специальным прибором вырезался образец размером $20 \times 28 \times 48$ см. Для слоистой толщи песка характерны три вида текстуры: горизонтальная, иногда со слегка волнистой поверхностью слоев, градационная и косая. Первая формируется в процессе осаживания взвеси после шторма, вторая является результатом выпадения песка в струе вдольберегового течения. Сложная косая слоистость внешне бывает сходной с аллювиальной (рис. 15).

Волнистая слоистость может сформироваться в толще осадка в результате захоронения под слоем наносов ложбинных микро- и мезоструктур типа барханов (Айбулатов, 1965; Егоров, 1951). Любой шторм и даже сильное волнение могут размыть их, но при некоторой случайной последовательности штормов они, как и рифельные структуры, могут уцелеть и быть постепенно погребенными под слоем частиц, выпавших из осадка. Типичной текстурой осадков этой зоны остается, однако, сочетание ритмической градационной и косой слоистости.

На пляжах полного профиля штормовой вал образует два склона, обращенных в сторону берега и моря. Обычно за таким пляжем располагается лагуна или плоская поверхность ак-

Рис. 15. Текстура осадков в зоне подводных валов (Siebold, 1963). Плоскость рисунка перпендикулярна простиранию валов



кумулятивной террасы либо серия береговых валов, сформированных в процессе нарастания аккумулятивного берега. Прислоненные пляжи имеют меньшую ширину, один склон, обращенный к морю, и примыкают к подножию клифа.

Наиболее важной чертой динамической обстановки пляжа в первом случае оказывается перемещение наносов на береговой склон и достаточная стабильность штормового вала, во втором случае пляж может быть размыт и восстановлен за один шторм (или штормовой период). Отсюда следует основное различие текстуры пляжевых отложений. Для пляжа полного профиля падение слоев направлено в две противоположные стороны, для прислоненного — только в сторону моря.

Общим признаком для пляжевых отложений является косая слоистость, сформированная элементами разного состава, мощности и степени сортировки. Каждый слой или пачка слоев служит вещественным отражением бесконечного изменчивого режима прибойного потока.

Обычной схемой текстуры отложений пляжа при поперечном к берегу разрезе является косослоистая толща, внутри которой отдельные серии слоев имеют разные углы наклона, разный состав и срезают друг друга (Щербаков, Павлидис, 1964; Логвиненко, Ремизов, 1963). От аллювиальных отложений осадки пляжа отличаются более сложной слоистостью и очень тонкой градационной сортировкой частиц внутри слоев (рис. 16, 17). Кроме того, в пляжевых отложениях нет прослоев глинистого материала, столь характерных для типичного аллювия.

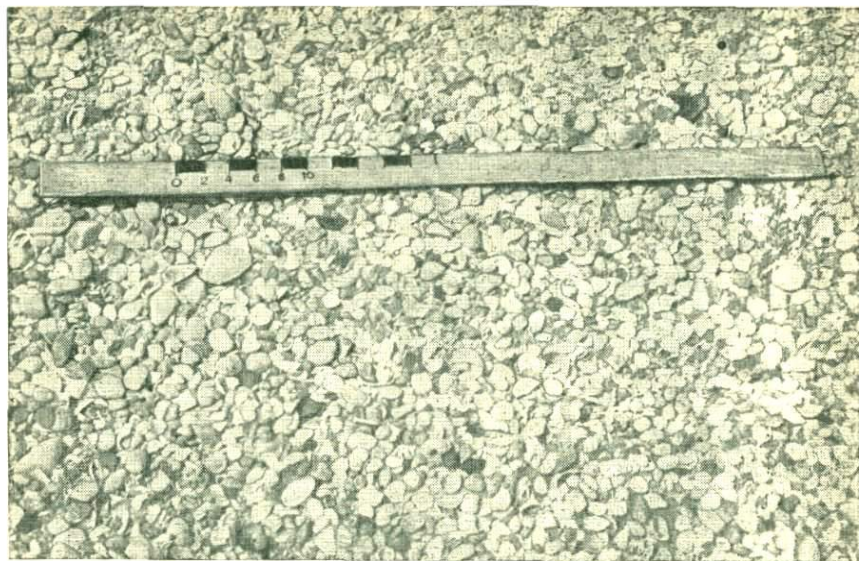


Рис. 16. Однородная галька и ракуша на пляже после шторма

Вдоль берега текстура пляжа горизонтальнослоистая, лишь иногда удается проследить небольшой наклон слоев, связанный с образованием пляжевых фестонов.

В результате тончайшей сортировки песчаных наносов по удельному весу в пляжевых песках образуются концентрации тяжелых минералов в виде слоев и линз, порой значительные по мощности.

В текстуре отложений приливных и сгонных осушек видны следы разнообразных микро- и мезоформ рельефа, характерных для этой специфической области периодического затопления. Строго говоря, приливные осушки лишь тесно примыкают к верхней части береговой зоны, но не входят в нее, так как формируются не волновым режимом.

На приливных осушках из-за их малой глубины рифельные структуры самой различной, порой весьма причудливой формы образуются даже при очень слабом волнении (Шуляк, 1961а). В отлив эти структуры иногда засыпаются песком и устойчиво сохраняются. Между ними локализуется большое количество потоков, создающих русловые борозды, которые также придают специфические черты текстуре осушек (Зенкович, 1962б; Соколов, Чистяков, 1967, и др.). Л. Г. Ботвинкина (1962) относит последнюю к типу ваттовых. Не имея самостоятельного генетического значения, она внешне очень эффектна.

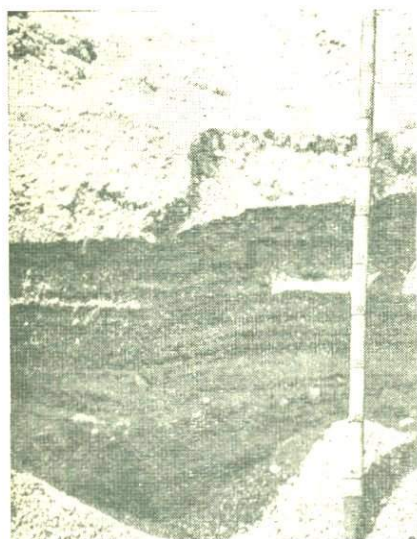


Рис. 17. Характерная слоистость пляжевых отложений. Видны четкие преслои тяжелых минералов и ракуши

ОСОБЕННОСТИ РУДНОГО ПРОЦЕССА В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДОЧНОГО РУДНОГО ПРОЦЕССА

Общая теория осадочного рудного процесса разработана Н. М. Страховым (1954а, 1960—1962, 1963).

Специфический характер рудного седиментогенеза зависит прежде всего от интенсивности химико-биогенной садки рудного компонента. Гидродинамический режим и палеогеография района, насыщенность нерудным терригенным материалом, перераспределение вещества в процессе диагенеза и вторичный перемыв рудного пласта имеют подчиненное значение. Основным условием образования богатого рудного накопления служит одновременное и однонаправленное действие всех перечисленных факторов.

К примеру, мелководная часть бассейна с изрезанной береговой линией, островами, небольшими углублениями дна, при условии усиленного поступления полезного компонента с суши, является идеальным местом для накопления руд железа, алюминия и некоторых других.

В береговой зоне шельфа совершается интенсивная дифференциация обломочного материала, приводящая в ряде случаев к формированию богатых месторождений тех элементов, которые в процессе диагенеза образуют частицы относительно крупного размера, но рассеянные в основном в мелкозернистой массе породы.

Таким образом, в типичных условиях береговой зоны на рудный процесс существенно влияет лишь вторичный перемыв продуктивного пласта. Об этом свидетельствует, в частности, широкое распространение железорудных месторождений типа оолитовых и желваковых руд. На большую роль вторичного перемыва осадочной породы или осадка в процессе формирования месторождений фосфоритов было указано Г. И. Бушинским (1963, 1966).

Исследуя историю осадконакопления в Керченском железорудном месторождении и Азово-Черноморской рудной провинции, Е. Ф. Шнюков показал, что оолитовые руды формировались, как правило, в береговой зоне остаточных бассейнов киммерийского времени. Длительная и четкая механическая дифференциация обломочного материала привела здесь к образованию богатых месторождений так называемых икрайных руд.

Приведенные материалы по генезису этих руд позволяют рассматривать их как типичное месторождение береговой зоны (Шнюков, Науменко, 1961; Шнюков, Кириченко, 1963; Шнюков, 1965).

Работа И. А. Шамрая (1968) еще раз подтвердила, что окончательное оформление рудного месторождения, в котором рудный компонент представлен сравнительно крупными частицами (оолиты, бобовины, желваки), происходит в заключительную стадию перемыва в условиях береговой зоны.

Н. М. Страхов (1960—1962, 1963) выделяет четыре естественных фациально-генетических типа гумидных рудных накоплений, исходя из различной геохимической подвижности соединений элементов и определенных черт фациальной обстановки их накопления.

К первой группе относятся россыпные месторождения золота, платины, алмазов, ильменита, касситерита и некоторых других тяжелых минералов. Соединения этой группы элементов практически нерастворимы в воде и во всех стадиях осадочного процесса перемещаются только механически.

Содержание полезных компонентов в руде обусловлено общим кларковым содержанием элемента в литосфере. Так, рудное содержание золота и платины измеряется единицами граммов на тонну продуктивного пласта, а содержание ильменита достигает десятков килограммов. Малая геохимическая подвижность и высокий удельный вес полезных минералов обуславливают формирование их концентраций в условиях подвижной среды, т. е. в фациях делювия, руслового аллювия и в береговой зоне бассейнов.

Ко второй группе рудных накоплений относятся соединения алюминия, железа и марганца, отличающиеся существенной геохимической подвижностью и соответственно более широким диапазоном фациальных обстановок, благоприятных для образования рудных накоплений.

Третью группу составляют соединения фосфора, кремния, карбонаты кальция и магния. Легкорастворимые соединения элементов этой группы накапливаются в водной массе конечного водоема стока и переводятся в осадок биогенно или химическим путем. Дальнейшее преобразование вещества происходит в диагенезе и заканчивается в стадии механической дифференциации в условиях береговой зоны.

Четвертую группу составляют горючие сланцы и угли. Условия образования промышленных месторождений в этом случае весьма специфические, а разнообразие фациальных обстановок достаточно велико.

Рудные скопления элементов минералов первой группы распределяются по трем типам отложений, образуя россыпи ближнего сноса, аллювиальные и береговой зоны водоемов (Страхов, 1963).

Это распределение обусловлено соотношением физических свойств минералов и динамическими характеристиками обстановок седиментации. В россыпях ближнего сноса накапливаются либо минералы малой механической прочности, которые быстро истираются на путях переноса, либо минералы, податливые к выветриванию. В обоих случаях имеет значение их удельный вес, с увеличением которого уменьшается механическая транспортабельность. В россыпях ближнего сноса типичны лопарит, пироклор, самородная медь, серебро и др.

В аллювиальных россыпях концентрируются благородные металлы и касситерит, обладающие высоким удельным весом и относительно большой механической прочностью. Россыпные месторождения золота, платины и касситерита обычно именно в аллювиальных отложениях и могут формироваться в значительном удалении от коренного источника. В береговой зоне рудные накопления золота и касситерита маловероятны, так как истирание в общей массе наносов пляжа обычно доводит их до пылевидных размеров, что отнюдь не способствует образованию месторождений.

Лишь в мнимое противоречие с этим утверждением вступают факты нахождения россыпей золота на побережье Аляски и касситеритовых морских россыпей в Индонезии, так как их аллювиальный генезис несомненен. На Аляске береговая линия в ходе послеледниковой трансгрессии совпала с уровнем, на котором были сформированы древние россыпи (Godwin, Suggate, Willis, 1958; Shepard, 1961, 1964).

По Бемелену (Bemmelen, 1949), прибрежные россыпи Индонезии также являются затопленными аллювиальными. Их строение, распределение и состав продуктивных горизонтов одинаковы с находящимися в том же районе аллювиальными россыпями.

Типичные месторождения золота, платины и олова формируются только в аллювиальных отложениях. Хотя россыпи касситерита Северо-Востока СССР чрезвычайно разнообразны по генезису, основным их типом остается аллювиальный, причем промышленные месторождения сосредоточены в фации долинного аллювия.

Редкометалльные минералы и минералы титана обладают относительно невысоким удельным весом и довольно устойчивы к выветриванию и механическому истиранию (Кухаренко, 1961). Россыпи их располагаются порой в очень значительном удалении от коренного источника и, как правило, в береговой зоне бассейнов, так как для их формирования необходима очень тонкая градационная сортировка песчаных наносов.

Прибрежные россыпи описаны в обширной геологической литературе и выделяются как самостоятельный генетический тип россыпных месторождений в многочисленных классификациях (Гинзбург, 1957, 1961а, б). Билибин (1955) относит их к категории россыпей, сформировавшихся в прибрежной зоне морей и озер. Пятнов (1956) считает их прибрежно-морскими, основываясь на материалах по современным пляжевым россыпям Индии, Австралии, Бразилии и США. Позднее стали различать прибрежно-морские и прибрежно-озерные россыпи пляжей и морских террас. Учитывая, что ряд ископаемых прибрежных россыпей находится в континентальных сериях, было предложено называть их россыпями водоемов (Херасков, Потемкин, Спицын, 1960; Потемкин и Спицын, 1963), объединяя этим термином несколько генетических групп: прибрежно-морские, дельтовые, часть эоловых и озерных россыпей. Хотя термин «россыпи водоемов» получил уже широкое распространение, его нельзя признать достаточно точным, так как с понятием «водоем» связано представление об относительно спокойной обстановке седиментации, когда ведущим процессом является механическое, химико-биогенное или химическое осаждение вещества. Образующиеся при этом осадки относительно однородны на большой площади дна водоема и заметно отличаются по вещественному составу от наносов береговой зоны.

Россыпи же формируются лишь в очень узкой прибрежной полосе водоемов, где динамика водной среды и твердого вещества имеет специфический характер и совершенно несходна с динамикой глубокого моря. Термин «россыпи водоемов» поэтому следует понимать как «россыпи береговой зоны водоемов», что равнозначно старому и, как нам кажется, более удачному термину «прибрежные россыпи». Условимся называть прибрежными россыпями *значительные скопления в обломочной горной породе зерен или кристаллов полезных минералов (устойчивых в экзогенных условиях), сформировавшиеся в специфической обстановке береговой зоны водоемов (озер, морей и океанов)*.

Автор намеренно не вводит более дробного деления прибрежных россыпей на россыпи пляжа и подводного берегового склона, хотя процессы их формирования неодинаковы в силу различия характеристик прибойного потока и колебательной волны, ибо это деление искусственно расчленяет на обособленные части единую картину динамики береговой зоны.

В отличие от аллювиальных прибрежные россыпи изучаются сравнительно недавно и об их происхождении существует довольно много различных предположений. Интерес к ним усилился в связи с развитием новых отраслей промышленности.

Прибрежные россыпи содержат в виде полезного компонента тяжелые минералы (уд. вес от 3,5 до 5 г/см³), являющие-

ся сопутствующими в различных изверженных и метаморфических породах. В промышленных россыпях это обычно ильменит, рутил, циркон, монацит.

Образование коры выветривания сопровождается обогащением ее устойчивыми минералами (в том числе ильменитом, рутилом, цирконом и монацитом) за счет разложения и выноса неустойчивых. Иногда при повышенном содержании полезных минералов в разрушающихся коренных породах уже на этой стадии образуются промышленные месторождения типа элювиальных или, в более общем случае, россыпей ближнего сноса (Херасков, Потемкин, Спицын, 1960). Но этот тип месторождений возможен только в коре выветривания, развитой по коренному месторождению.

При размыве коры выветривания, переносе, отложении и переотложении ее материала русловыми потоками происходит механическая дифференциация, способствующая разделению песчаных и глинистых фракций. В отличие от россыпных месторождений благородных металлов редкоземельные минералы и ильменит обычно не образуют крупных россыпей в стадии руслового переноса. Опробование современного аллювия в ряде районов Советского Союза ни в одном случае не показало богатого промышленного содержания минералов титана и не выявило значительных запасов россыпей (Малышев, 1957).

Образование промышленных россыпей происходит при сортировке материала в прибрежной зоне конечного водоема сноса. Процесс образования россыпи, в том числе прибрежной, есть прежде всего процесс длительного преобразования ее, когда последовательно увеличивается содержание рудного вещества во вмещающей породе (Билибин, 1955).

Прибрежные россыпи обычно четко ограничены в пространстве в виде узких, вытянутых вдоль береговой линии слоев и линз малой мощности. Ископаемые прибрежные россыпи являются главным источником титана и циркония в нашей стране, важнейшим источником минерального сырья для получения редких элементов вообще (Власов, 1957). Необходимо поэтому уделять больше внимания «... изучению палеогеографии с целью выделения прибрежных участков древних морей и депрессий, благоприятных для концентрации тяжелых минералов, а также широким поисковым работам в перспективных районах и детальным исследованиям состава прибрежных осадочных толщ» (Гинзбург, 1961а, стр. 74).

Общие закономерности перемещения песчаных наносов в настоящее время установлены относительно полно, однако в отношении прибрежных россыпей многое остается еще неясным. Недаром в известной монографии В. П. Зенковича «Основы учения о развитии морских берегов» (1962б) раздел о концентрациях тяжелых минералов отнесен к числу новых, малоисследованных вопросов динамики береговой зоны.

В настоящей работе мы касаемся главным образом третьей, завершающей стадии образования прибрежной россыпи в связи с тем, что процессы движения, накопления и сортировки обломочного материала в береговой зоне морей (а также крупных пресноводных водоемов) наиболее важны для понимания закономерностей формирования прибрежных россыпей и сравнительно мало исследованы. Кроме того, образование коры выветривания детально освещено в обширной литературе, а транспортировке и сортировке обломочного материала русловыми потоками посвящены многочисленные работы по динамике руслового потока и аллювиальным россыпям.

В процессе исторического развития береговая зона меняет свое пространственное положение, при этом характерные для нее формы рельефа оказываются выше или ниже современного уровня моря. При относительном понижении уровня моря на суше фиксируются морские террасы, при повышении его на дне захороняются элементы рельефа береговой зоны (аккумулятивные формы, абразионные террасы и др.). Современная береговая зона вместе с областью древнего взаимодействия суши и моря, лежащей выше уровня моря, относится к побережью (Зенкович, 1962б). Древняя береговая зона, расположенная ниже современной, входит в пределы материковой платформы или шельфа.

Прибрежные россыпи тяжелых минералов формируются лишь там, где сосредоточены большие массы песчаных наносов, содержащие какой-то процент полезных минералов. Если песчаные наносы образуют в береговой зоне накопления малой мощности и ограниченного протяжения, то в них не может образоваться россыпь, значительная по общим запасам полезного компонента. Если содержание тяжелых минералов в исходной рыхлой породе очень мало или в береговую зону поступает большое количество ракуши, промышленная прибрежная россыпь также не образуется. Следует еще раз подчеркнуть, что тяжелые минералы должны поступать в береговую зону в виде мономинеральных зерен, а не в составе обломков горных пород, и лишь в этом случае происходит обогащение массы прибрежных наносов. Иначе говоря, обломочный материал, поступающий в береговую зону, должен предварительно пройти стадию преобразования, в которой зерна полезных минералов будут извлечены из исходной горной породы и очищены.

В береговой зоне при неизменном среднем уровне моря происходит интенсивное перемещение песчаных наносов. Несмотря на чрезвычайную сложность этого явления, можно выделить перемещение песка по нормали к берегу и вдоль него. Соответственно тому, какой из этих двух переносов преобладает, возникают различные устойчивые накопления наносов — надводные и подводные аккумулятивные формы разных типов (Зенкович, 1962б). Поперечное перемещение песка происходит при

любом волнении, независимо от того, подходят волны по нормали к берегу или под острым углом. При этом действие волн, подходящих под острым углом, равносильно действию волн меньших размеров, распространяющихся по нормали (Лонгинов, 1963). Вдольбереговое перемещение наносов происходит только при косом подходе волн и при относительной выработанности профиля равновесия подводного склона.

Размеры, строение, очертания аккумулятивных форм береговой зоны меняются в очень широких пределах. В последней морфологической классификации Зенковича (1962а, б) аккумулятивные формы разделены на пять типов: примкнувшие (пляжи, надводные террасы, наволоки), свободные (косы и стрелки), окаймляющие (петлевидные, двойные, окаймляющие и скобковидные косы), замыкающие (пересыпи и переиры) и отчлененные (береговые бары и аккумулятивные острова). Все названные типы аккумулятивных форм относятся к надводным элементам береговой зоны. Широко распространены также подводные береговые валы и бары.

Генетические различия аккумулятивных форм выявляются прежде всего по составу наносов. Одни формы сложены таллагенными материалами, т. е. морскими наносами, например, Арабатская стрелка на западе Азовского моря, состоящая почти из чистой ракушки, целый ряд широких пляжей на северо-западе Черного моря, ряд разнообразных накоплений ракушки на берегах северной части Каспийского моря, аккумулятивные террасы из обломков кораллов на побережье Южного Китая и т. д.

Другие аккумулятивные формы слагаются терригенным материалом. В этом случае приходится сравнивать петрографический и минералогический составы наносов с исходным материалом аллювия и абразии. Применительно к песчаным наносам этот способ порой не дает эффекта, так как обычно в их составе обнаруживается сложный комплекс минералов из обширной области сноса.

Еще более осложняется дело, если аккумулятивная форма развивалась в резко меняющихся условиях, когда наносы в разные периоды поступали то со дна моря, то с соседних участков берега.

В зависимости от характера перемещения наносов аккумулятивные формы можно достаточно четко разделить на два вида: 1) формы, образующиеся при преобладании поперечного перемещения наносов в сторону суши, — надводные террасы, пересыпи и береговые бары; 2) формы, возникающие преимущественно при вдольбереговом перемещении наносов, — косы и стрелки, некоторые террасы и пляжи.

По своим размерам и объему наносов самыми крупными современными аккумулятивными формами являются бары и надводные террасы. Так, береговые бары Мексиканского залива

тянутся на протяжении 2000 км, ширина их надводной части достигает нескольких километров, а мощность слоя песка — 30 м (Fisk, 1959; Fisk, McClelland, 1959). Общий объем песчаных наносов, заключенных в этих барах, превышает 100 млрд м³. Значительно меньшие по размерам, но также крупные бары расположены в северо-западной части Черного моря. Длина их составляет десятки километров, а объем песка, заключенного в теле отдельных форм, — миллиарды кубических метров. Примером крупных надводных террас могут служить низменные берега, окаймляющие п-ов Индостан вдоль горных цепей Западных и Восточных Гат. Свободные и окаймляющие аккумулятивные формы никогда не достигают таких размеров. Таким образом, для накопления крупных масс песчаных наносов наиболее благоприятны условия, в которых либо происходит значительное перемещение материала со дна к берегу, либо с суши выносятся большие количества аллювия.

В любом случае возникновения аккумулятивных форм внешний край их является зоной действия прибойного потока. Следовательно, любая аккумулятивная форма состоит из элементов, каждый из которых был некогда пляжем. В рельефе поверхности крупных аккумулятивных форм почти всегда обнаруживаются серии береговых валов, которые своим положением фиксируют последовательные стадии роста и преобразования накопленных наносов. Нередко древние береговые валы осложнены последующими золотыми процессами и достигают значительной высоты. Обогащенный тяжелыми минералами песок древних береговых валов часто служит объектом промышленной эксплуатации.

Изучение морфологии современных надводных аккумулятивных форм и состава наносов, покрывающих подводный склон, приводит к некоторым общим выводам. В результате альпийского орогенеза и четвертичного покровного оледенения в водоемы поступало огромное количество обломочного материала. При этом береговая зона водоемов как бы фильтровала материал, поступающий с суши. Мелкие частицы проходили через этот фильтр и оседали на больших глубинах, песчаные и более крупные частицы откладывались в пределах береговой зоны, причем в их составе было значительное количество мономинеральных зерен песчаной фракции. Последующее смещение береговой зоны в связи с тектоническими движениями, наступлением и таянием ледников обуславливало неоднократный размыв и пересотложение прибрежных осадков.

Другим не менее важным событием в новейшей истории Земли была поздне- и послеледниковая трансгрессия Мирового океана. В работе Шепарда (Shepard, 1964) приведены наиболее полные материалы по радиоуглеродным датировкам морских отложений в разных районах, заведомо отличающихся относительной тектонической стабильностью. Они характеризуют

величину и скорость повышения уровня Мирового океана в позднем плейстоцене и голоцене. По данным Шепарда, уровень океана 20 000 лет назад был ниже современного на 120 м. В период 14—7 тыс. лет назад повышение уровня океана шло с наибольшей скоростью, достигающей 1 м в столетие. 7—5 тыс. лет назад уровень его стабилизировался и сохраняется относительно неизменным до настоящего времени.

Эвстатическое повышение уровня океана способствовало накоплению огромных масс песчаных наносов в береговой зоне на некоторых участках побережья. Длительная сортировка песков при относительно неизменном уровне океана в последние тысячелетия обусловила формирование там крупнейших россыпей.

Прибрежные россыпи тяжелых минералов встречаются в осадочных толщах самого различного возраста. Они обнаружены почти буквально во всех осадочных и метаморфических толщах Русской платформы, начиная с рифейской толщи Башкирского антиклинория (докембрий) (Гурвич, Болотов, 1968). Известные промышленные прибрежные россыпи, разрабатываемые в настоящее время в нашей стране, относятся к эйфельскому веку (в районе Тимана) (Калюжный, 1960, 1965; Кочетков, 1965; Сушон, 1963) и третичному времени (россыпи Украины и Зауралья). Возможно в недалеком будущем открытие прибрежных россыпей в Сибири (Казаринов, 1958, 1960).

При оценке перспективности того или иного района учитывается интенсивность химического выветривания горных пород области сноса и относительная активность тектонических восходящих движений суши. Примером областей, благоприятных для формирования россыпей, могут служить крайние зоны геосинклиналей в условиях гумидного климата, так как там обеспечивается поступление в береговую зону продуктов размыва коры выветривания и накопление обломочных терригенных толщ большой мощности. Подробные материалы находим в общих руководствах (Крейтер, 1960) и в монографии коллектива авторов «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 3 (1966), а также в специальных работах (Геология месторождений редких элементов, 1959, 1961; Красников, 1959).

Вопрос об оценке продуктивных толщ применительно к месторождениям титана рассмотрен в работах Г. С. Момджи (1960, 1964) и П. П. Сигова (1960, 1965). Основным показателем продуктивной толщи является коэффициент, характеризующий соотношение в тяжелой фракции терригенной части толщи устойчивых, промежуточных и неустойчивых к выветриванию минералов. Полученное из массовых определений среднее значение этого коэффициента показывает, насколько глубоко были охвачены выветриванием горные породы области сноса.

В зависимости от мощности коры химического выветривания

продукты ее размыва и переотложения могут обогащаться минералами разной степени устойчивости. Если это продукты размыва верхних горизонтов коры каолинового типа, то содержание устойчивых минералов будет наибольшим и значение коэффициента устойчивости (палеогеографического коэффициента, по Сигову) составит + 2, + 2,5 или более. Значения коэффициента от 0 до + 2 показывают, что данный горизонт образован продуктами размыва нижней части коры выветривания, содержащими значительное количество неустойчивых и промежуточных минералов. Отрицательная величина коэффициента означает, что данный горизонт сформирован свежим левыветрелым обломочным материалом и бесперспективен в целом для поисков прибрежных россыпей.

По изменению коэффициента устойчивости в вертикальном разрезе толщи можно судить и о характере тектонических движений в период формирования горизонта. В случае тектонического поднятия области сноса вверх по разрезу коэффициент уменьшается и становится отрицательным, так как отлагаются продукты размыва все более глубоких горизонтов коры выветривания. При изменении знака тектонических движений, а также в случае сложных дифференцированных глыбовых смещений на территории сноса изменения величины коэффициента устойчивости по вертикали могут быть очень усложненными. Это связано не только с самим тектоническим режимом области сноса, но и с неоднократным переотложением материала в самом бассейне и прежде всего в береговой зоне.

Существенный недостаток описанной методики связан с тем, что при вычислении коэффициента устойчивости не учитывается общее содержание тяжелой фракции. Для поисковых работ коэффициент устойчивости может служить поэтому скорее для «отбраковки» заведомо бесперспективных горизонтов (Гурвич, Болотов, 1968; Гурвич, Казаринов, Хмара, 1964), чем для оценки продуктивной толщи.

При исследовании прибрежных россыпей тяжелых минералов следует учитывать коренные источники, промежуточные продукты их преобразования на суше и состав материала, транспортируемого в береговую зону.

Тяжелые минералы (циркон, рутил, монацит, ильменит) содержатся в различных изверженных породах, главным образом гранитоидах и гнейсах, иногда в других метаморфических породах. Источником тяжелых минералов могут быть различные эффузивы среднего и основного состава, как, например, в районе Тихоокеанского вулканогенного пояса (Петелин, 1964), которые на побережье Берингова моря дают нередко богатый тяжелыми компонентами обломочный материал (Щербаков, 1958). В прибрежных отложениях Курильских островов очень высокие содержания тяжелых минералов явились результатом разрушения четвертичных туфов и пемз (Павлидис, 1968).

При размыве коры химического выветривания, развитой по указанным породам, и переработке рыхлого материала в прибрежной зоне могут быть образованы россыпи с очень высокой концентрацией полезного компонента, так как пороодообразующие минералы (в основном полевые шпаты) выносятся в виде конечных глинистых продуктов из прибрежной зоны на глубины бассейна. Возникновение таких месторождений теснейшим образом связано с определенными климатическими зонами — тропической и субтропической. Только там может сформироваться мощная кора химического выветривания. Многие исследователи считают такой путь образования прибрежных россыпей основным. Поэтому при анализе осадочных толщ обязательно стремятся увязать формирование отдельных продуктивных горизонтов с различными по возрасту эпохами формирования кор выветривания (Богачкий, 1958; Казаринов, 1960). Нам кажется это неправильным.

Далеко не всегда источником тяжелых минералов служит непосредственно материал коры выветривания, доставленный в береговую зону водными потоками. Скорее такое положение известно нам как исключение и справедливо лишь для прибрежных россыпей Индии (Rao, 1957). Источником рудных минералов крупнейших современных прибрежных россыпей Бразилии (Gillson, 1950) служат обломочные осадочные породы, которые являются промежуточным коллектором и имеют относительно низкое содержание полезных компонентов. Россыпи восточного побережья Австралии сформированы из продуктов размыва песчаников триаса и юры. Россыпные месторождения Флориды также нельзя считать возникшими непосредственно при размыве коры химического выветривания. Обломочный материал в этот район поступает со всего атлантического побережья Северной Америки, в том числе и Лабрадора. Не последнюю роль здесь, по-видимому, играют также различные отложения ледникового генезиса.

На Балтике (Ульст, 1963, 1964) продуктивные горизонты формируются при переработке ледниковых отложений с относительно редкими включениями рудных зерен. В работах по ископаемым прибрежным россыпям также отмечается, что концентрации тяжелых минералов образовались, как правило, на большом расстоянии от коренного источника и в процессе неоднократного перемива обломочных рыхлых пород (Геология россыпей, 1965). Поэтому очень важно исследовать процесс сортировки песка непосредственно в береговой зоне водоема.

На Курильских островах материнскими породами для прибрежных россыпей являются туфогенные толщи. Источником богатого тяжелыми минералами материала могут быть осадочные обломочные толщи (в основном песчаные) (Аксенов, Невесский и др., 1965а, б; Невесский, Щербаков, 1958, 1960; Павлидис, 1968; Щербаков, 1958).

Северные прибрежные отложения Азовского моря, например, давно уже известны сравнительно высоким содержанием тяжелых минералов (Щербаков, 1961, 1966).

Весь песчаный и другой грубообломочный материал поступает в береговую зону от абразии береговых обрывов, главным образом из горизонта песков и галечников, залегающих на скифских глинах и перекрытых лёссами. Это типичный аллювий с ярко выраженной косо́й слоистостью (срезающие друг друга серии косых слоев), образовавшийся при размыве Азово-Подольского щита. В этом в общем довольно грубом материале безусловно отсутствуют какие-либо элементы размыва коры выветривания метаморфических пород щита (нередко здесь присутствует гранитная дресва).

Для обогащенных тяжелыми минералами пляжевых наносов северо-западного побережья Черного моря источником также являются, по-видимому, песчаные горизонты из толщи отложений, выполняющих причерноморскую впадину.

Очень показателен в этом отношении пример россыпей Берингова моря (Щербаков, 1958). Источником обломочного материала для них являются широко распространенные эффузивно-осадочные породы среднего и основного состава, причем при-

Т а б л и ц а 6
Содержание тяжелой фракции в пляжевых песках Берингова моря, ‰
(по Щербакову, 1958)

В песках, поступающих из осадочных обломочных пород					В песках, поступающих из коренных, в основном вулканогенных пород				
ю.-з. берег Анадырского залива	Русская Кошка	Косы			п-ов Редкин	лугуна Дежнева	Корякское побережье	ю.-в. берег Чукотского п-ова	
		Уэлькаль	Мэзкын	Мачигмен					
15,2	5,3	22,0	Следы	12,0	10,0	40,0	7,0	3,0	
19,0	8,0	27,0	4,5	8,0	3,0	18,0	40,0	Следы	
17,4	48,0	10,6	3,0	14,0		52,0	Следы	4,0	
23,8		11,0		5,0		2,0	8,0	10,0	
20,7		7,3		6,0		12,0	2,0	5,0	
8,8		Следы		32,0		26,0	4,0	20,0	
4,2				34,0			20,0	8,0	
6,0							Следы	5,0	
							»	14,0	
							»	9,0	
							»	7,0	
Среднее содержание в нескольких пробах									
14,3	20	13	3,5	15	6,5	25	1	7,5	

брежные отложения, образованные при размыве молодых осадочных толщ (в основном ледникового генезиса), содержат в два раза больше тяжелой фракции (уд. вес более 2,9), чем непосредственно поступающий в прибрежную зону материал разрушения коренных материнских пород (табл. 6).

Осадочные породы оказываются часто промежуточными коллекторами тяжелых минералов, содержащими полезные компоненты в виде рассеянных мономинеральных зерен. Прибрежные наносы Балтийского, Берингова и арктических морей формируются путем переотложения флювиогляциальных и моренных толщ (Ульст, 1963, 1964). Следовательно, ледниковые отложения могут считаться перспективными для образования современных прибрежных россыпей. На лагунном побережье Анадырского залива Берингова моря уже отмечены высокие концентрации тяжелых минералов в песках пляжа и подводного берегового склона (Щербаков, 1958).

Таким образом, процесс формирования прибрежно-морских россыпей может протекать не только в тропической и субтропической зонах, но и в других климатических поясах, где он в основном связан с наличием мощных толщ осадочных обломочных пород.

Указанное положение отнюдь не опровергает очевидной связи процесса россыпеобразования с климатической зональностью. Так, в районах полярного и субполярного климата, не испытавших мощного покровного оледенения, условия для формирования прибрежных россыпей наименее благоприятны. Процессы выветривания сводятся в таких областях к физическому (морозному) разрушению коренных пород, в результате чего образуется грубый крупнощебенистый элювий и при пересеченном рельефе с короткими и быстрыми реками в прибрежную зону поступает почти исключительно галечный материал. Береговые аккумулятивные формы также состоят целиком из гальки, которая покрывает всю приурезовую часть подводного склона, заходя и в приглубую его часть. Подобным районом является, например, северное побережье Охотского моря (Аксенов, Ионин, Щербаков, 1965). Здесь нет условий для формирования прибрежных россыпей, которые образуются только в песчаных, обычно хорошо сортированных отложениях.

Формирование россыпей связано также с некоторыми палеогеографическими и структурными особенностями района. Как уже говорилось, одним из коренных источников тяжелых минералов являются гранитоиды и некоторые другие кислые метаморфические породы, обычные в пределах древних складчатых систем, молодых поднятых платформ и щитов. Большинство крупнейших россыпных месторождений приурочено к окраинам таких структур (например, современные россыпи Австралии, Индии и многих других районов).

На территории СССР ископаемые россыпи располагаются по

краям Западно-Сибирской равнины и Украинского кристаллического массива. Богаты тяжелыми минералами современные прибрежно-морские отложения южной окраины Азово-Подольского массива и Балтийского щита (Сидоренко, 1961).

Источником некоторых тяжелых минералов, например ильменита, магнетита и титаномагнетита, служат различные эффузивы основного и среднего состава. Эти породы широко развиты в полосе молодых складчатых стадий и в районе Тихоокеанского вулканического пояса. Богатые тяжелыми минералами отложения тянутся по периферии этих структур. Таковы современные месторождения ильменита и магнетита на западном побережье Новой Зеландии (Nicholson, Cornes, Martin, 1958).

Значительна концентрация минералов титана в современных песках побережья Берингова моря (Анадырский залив), прилегающего, с одной стороны, к области кайнозойской складчатости (Корякский хребет), а с другой — к зоне Тихоокеанского вулканического пояса (южное побережье Чукотского полуострова). Туфогенные и туфогенно-обломочные породы Курильских островов служат источником богатейших россыпей титаномагнетита (Павлидис, 1968).

Чаще всего, однако, источником материала прибрежной россыпи являются кора выветривания или осадочные обломочные толщи, которые образуются в процессе размыва и химического выветривания материнских пород.

Россыпеобразование начинается с наступления моря на низменные участки суши, выполненные обломочным материалом. Происходит переыв этих толщ, уже обогащенных тяжелыми минералами в процессе переноса и дифференциации, и дальнейшее их обогащение. Трансгрессия может наступить после тектонического опускания в пределах депрессии или в результате эпейрогенических движений береговой линии. К тем же последствиям привело и эвстатическое повышение уровня моря при позднеледниковой трансгрессии Мирового океана, когда уровень повысился на 100 м и более (Shepard, 1961). Характерным примером такого образования прибрежной россыпи является северное побережье Азовского моря. В непосредственной близости от побережья (в нескольких десятках километров) находится Азово-Подольский кристаллический массив. Само побережье располагается в пределах Азово-Черноморской впадины, вернее, на склоне кристаллического массива. В основании разреза четвертичных отложений лежат континентальные скифские глины, соответствующие, видимо, эпохе сравнительно спокойного тектонического развития района. Выше их тянется горизонт разнозернистых косослоистых песков — аллювий, образование которого связано, по-видимому, с довольно резким поднятием и последующим размывом Азово-Подольского массива в древне-четвертичное время. Этот горизонт перекрыт толщей лёссов, относящихся к ледниковому периоду.

Последледниковая трансгрессия Черного моря привела к образованию на месте Азово-Кубанской впадины Азовского моря. Начался размыв континентальных осадочных толщ. При этом пески, поступающие из горизонта древнего аллювия в прибрежную зону, образовали богатые тяжелыми минералами пляжевые и дюнные накопления (Щербаков, 1966).

При размыве гляциальных отложений тектонический фактор отходит на второй план, так как эрозионная деятельность ледника не связана с поднятием земной коры в данном районе. Обязательны лишь наличие геоморфологических структур, способствующих накоплению ледниковых обломочных толщ.

Благоприятными для формирования прибрежных россыпей считаются участки побережья, расположенные в пределах крупных депрессий, выполненных осадочными толщами. Они обычно тянутся по окраинам древних складчатых структур, молодых платформ и молодых складчатых структур с широким развитием эффузивов.

В тропической зоне накопление мощной коры химического выветривания и достаточно полное разложение материнских пород могут происходить и в тектонически стабильных условиях. Нарушение этой стабильности вызывает обычно интенсивный размыв коры выветривания и переотложение обломочного материала. В Индии, например, общее поднятие структуры, сложенной древними кристаллическими породами с хорошо сформированной корой выветривания, привело к размыву коры и выносу материала в береговую зону.

До конца еще не выяснено, имеют ли значение для развития россыпных месторождений пути поступления продуктов размыва и обогащения исходного материала, поэтому ограничимся лишь некоторыми соображениями.

В условиях горной страны, когда на побережье выходят вулканогенные или древние метаморфизованные осадочные породы, большая часть обломочного материала поступает из рек, так как абразия здесь малоэффективна. Таковы в нашей стране берега Охотского моря, Южного Приморья, восточной части Черного моря. Характер выносимого в море обломочного материала обусловлен не только геологическими, но и климатическими факторами. Так, в Южном Приморье реки несут мелкопесчаный, алевритовый и илистый материал, а на северном побережье Охотского моря — почти исключительно гальку (Аксенов, Ионин, Щербаков, 1965; Щербаков, 1965).

В районах, где берега сложены рыхлыми толщами, основная масса обломочного материала поступает в прибрежную зону в результате абразии. Преобладание материала абразии над аллювиальным при этом очень значительно, в особенности если реки впадают в широко развитые здесь прибрежные лагуны.

Очень велика роль абразии на побережье полярных морей. Здесь развита так называемая «тепловая абразия», связанная

с таянием скованных мерзлотой рыхлых обломочных пород, слагающих абразионные уступы. Кроме этих основных агентов переноса обломочного материала, существуют и другие, роль которых либо мало изучена, либо невелика по сравнению с остальными (ветер, процессы денудации склонов, обращенных к морю, и вулканические выбросы).

Роль ветра как поставщика обломочного материала в море существенна лишь в аридных областях (Страхов, 1960—1962). В районах гумидного климата она неизмеримо меньше по сравнению с речным выносом и абразионным питанием. К сожалению, количественная оценка всех этих факторов пока не производилась. Вместе с тем эоловые процессы играют большую роль в формировании прибрежных россыпей, вызывая переотложение накопившегося в береговой зоне обломочного материала и формирование эоловых аккумулятивных форм. Гранулометрический состав песка в них благоприятен для накопления сопутствующих акцессорных минералов. Средняя крупность эоловых песков, как правило, не более 0,3 мм, а преобладающая фракция — 0,1—0,25 мм — вполне соответствует размеру зерен рудных минералов. Кроме того, масса эоловых накоплений обычно очень велика, что, естественно, повышает интерес к ним при оценке россыпных месторождений.

Роль денудации склонов, обращенных к морю, в подготовке процессов россыпеобразования невелика, так как в береговую зону при этом поступает грубый обломочный материал.

Значение вулканогенного материала и вулканических выбросов в прибрежном осадконакоплении ощутимо только в районах современного или древнего вулканизма. Массы рыхлого материала, доставляемые в ходе извержений, могут быть колоссальны, причем сам выброс его происходит исключительно быстро. Так, например, вулкан Тамбора на о. Суматра в 1815 г. во время извержения выбросил около 309 км³ рыхлого материала.

Размер обломков бывает весьма различным: от крупных глыб до частиц крупноалевритовой фракции. Порой при извержении выбрасываются массы хорошо огранных кристаллов. Чаще всего это пироксены, магнетит, титанит, плагиоклазы и др. Роль подобных минералов в вулканических областях, по мнению Н. М. Страхова (19546), настолько велика, что они почти полностью «вытесняют» минералы осадочных и метаморфических толщ, таких, как кварц, циркон, гранат и т. п.

Значение вулканогенных пород для формирования прибрежных россыпей было показано Ю. А. Павлидисом (1968) на примере Курильских островов. Денудация и абразия рыхлых пемз и туфов приводят здесь к выносу зерен титаномагнетита в береговую зону, где в результате пересортировки песчаных наносов происходит их последовательное обогащение и формирование россыпи.

Для формирования прибрежных россыпей важны два основных условия: состав поступающего с суши материала и накопление значительных масс преимущественно песчаных наносов. Относительно состава материала вопрос в основном ясен. Это должен быть достаточно хорошо подготовленный дезинтегрированный и выветрелый материал коренных пород песчаной размерности, в котором тяжелые минералы содержатся в виде мономинеральных зерен. Условия накопления крупных масс наносов определить сложнее, так как приходится учитывать довольно длительный период исторического развития берега.

Возникновение, развитие и отмирание различных аккумулятивных форм зависят от ряда факторов: общей конфигурации берега и особенностей рельефа прибрежной зоны, режима волнения, поступления обломочного материала и относительных изменений уровня моря.

При достаточных запасах наносов в береговой зоне на определенной стадии ее развития, когда профиль динамического равновесия склона уже выработан, возникают вдольбереговые потоки наносов протяженностью нередко в десятки и сотни километров. На их пути могут возникнуть очаги аккумуляции обломочного материала в связи с изменением направления данного участка берега или вследствие резкого увеличения поступления наносов. Динамика такого потока в конечном счете определяется общим направлением берега и направлением преобладающего сильного волнения (Зенкович, 1962б). Между ними существует некоторый оптимальный угол, при котором перемещение наносов вдоль берега идет с наибольшей скоростью. Если на пути потока встречается изгиб коренного берега, то при неизменном режиме волнения происходит аккумуляция наносов (так образуются различные примкнувшие и свободные аккумулятивные формы).

Крупные очаги аккумуляции наносов возникают и при поперечном перемещении наносов по профилю подводного берегового склона. При трансгрессии моря в область низменной прибрежной равнины (обычно это случай аллювиальной равнины) происходит массовое смещение материала, слагающего ее, вверх по профилю, в результате чего формируется примкнувшая аккумулятивная терраса. В процессе развития того или иного участка морского берега периоды накопления обломочного материала могут сменяться периодами размыва. Образование и рост аккумулятивных форм происходит в зависимости от изменения энергии и направления волн, что связано не только с сезонностью климатических условий, но и с колебаниями общих и местных климатических условий от года к году и за более длительные периоды, отвечающие крупным изменениям атмосферной циркуляции (Зенкович, 1962б).

Важно отметить, что такого рода изменения в режиме волнения могут привести к существенной перестройке берега при

неизменном среднем уровне моря. С изменениями общих климатических условий связаны и пульсации в поступлении обломочного материала с территории бассейна вследствие усиления или ослабления абразии. Вертикальные движения берега, вызванные тектоническими причинами или эвстатическими колебаниями уровня океана, могут вызвать коренную перестройку берега, изменить самый тип его развития. Определенное сочетание перечисленных факторов может привести к накоплению больших масс обломочного материала в виде надводных аккумулятивных форм или, наоборот, к размыву, а также захоронению ранее сформировавшихся форм береговой зоны под отложениями глубокого моря. Поэтому при анализе условий формирования крупных песчаных аккумулятивных форм нельзя ограничиться рассмотрением признаков относительных изменений уровня моря, но следует изучить строение толщи прибрежных отложений и восстановить историю развития данного участка берега с основными особенностями его динамики.

Зоны накопления обломочного материала, помимо надводной части, как правило, имеют и подводное продолжение. На большинстве морей Советского Союза участки аккумуляции представляют собой сложно построенный комплекс из нескольких генераций аккумулятивных форм, чаще всего однотипных. Этот комплекс состоит не только из современных, но и более древних надводных накоплений. Значительная часть его располагается ниже уровня моря. По объему материала последняя нередко значительно превосходит надводную часть.

В толщах прибрежной зоны Черного моря от уреза до глубины 40—50 м (пробы брались вибропоршневой трубкой) постоянно встречаются грубозернистые прослои, состоящие из песка, гальки, гравия, окатанного ракушечного детрита. Это линзовидные скопления продолговатой формы, перекрытые более тонкозернистыми илесто-песчаными горизонтами. Со стороны берега к ним иногда примыкают слои тонкозернистого илесто-лагунного ила. Грубозернистые линзы оказались реликтами древних аккумулятивных тел, существовавших при более низких уровнях моря (Невесский, 1958, 1961, 1967; Невесский и Невеская, 1961).

Изучение фауны моллюсков дало возможность разделить их по возрасту на четыре группы, соответствующие определенному уровню древнего моря. Исследование же годовой микрослонистости лагунных илов, примыкающих к реликтам со стороны берега, позволило ориентировочно определить абсолютный возраст этих групп. Датировка была уточнена с помощью некоторых археологических данных. Наиболее древней является новозвксинская группа реликтов, существовавшая 7—9 тыс. лет назад. Далее последовательно идут бугазская группа — 5—6 тыс. лет, каламитская группа — 3 тыс. лет, современная группа — 1 тыс. лет.

Чем древнее реликтовая форма, тем дальше от берега и на больших глубинах она расположена. Особенно четко это прослеживается по разрезу донных отложений Каркинитского залива, где были обнаружены все четыре группы реликтов. Самый древний из них — новозвксинский — залегает на глубинах около 34 м; со стороны берега к нему примыкает линза лагунного ила. Ближе к берегу на глубине 23 м находится бугазский реликт тоже с линзой ила и т. д.

Сходная картина наблюдается в Анапском районе и Калмитском заливе.

Таким образом, разрезы донных отложений Черного моря в направлении от берега вскрывают трансгрессивную серию, где более древние горизонты стратиграфически всегда располагаются в нижних частях разреза. При этом в пространственном размещении фаций наблюдается чередование грубозернистых и тонкозернистых слоев как в вертикальном, так и в горизонтальном (по нормали от берега) направлении.

В течение последних 9—10 тыс. лет на акватории Черного моря четыре раза создавались условия, при которых резко активизировались процессы абразии, перестраивался профиль равновесия и в море поступали большие массы рыхлых наносов, миграция которых приводила к одновременному нарастанию в различных частях моря крупных аккумулятивных форм (Невесский, 1961, 1967).

По-видимому, эпохам ускорения трансгрессии соответствует активизация абразивных процессов с последующим усиленным ростом аккумулятивных форм. Периоды замедления трансгрессии ведут к уменьшению абразии и деградации аккумулятивных образований. Следующий скачок в развитии трансгрессии приводит к затоплению прежних деградировавших форм и обуславливает одновременное возникновение новых генераций аккумулятивных образований.

В результате неравномерного подъема уровня Черного моря в голоцене на подводном склоне возникала характерная трансгрессивная толща ступенчатого строения. Особенно отчетливо ступенчатая структура толщи выражена в отмелях районах моря, характеризующихся тектонической стабильностью или медленными движениями отрицательного знака.

Исследования, проводимые Лабораторией берегов Института океанологии в течение ряда последних лет, показали, что в прибрежной зоне многих морей СССР трансгрессивные толщи развиты так же широко, как и на Черном море. Явно трансгрессивное строение имеет толща прибрежных отложений на побережье Южного Приморья (Японское море). Здесь были также обнаружены захороненные под позднейшими морскими отложениями изолированные тела сравнительно грубозернистых отложений — древние реликты аккумулятивных форм. Берега этого района несут целый ряд геоморфологических признаков

современного тектонического поднятия, продолжавшегося в течение всего четвертичного периода. Поэтому установление трансгрессивного характера прибрежных толщ Южного Приморья особенно интересно. Оно показывает, что трансгрессия, во время которой формировались прибрежные отложения Южного Приморья, была эвстатической, не зависела от тектонических движений этой области.

В районе северного побережья Охотского моря под мало-мощной толщей сравнительно грубозернистых морских отложений вскрываются верхнечетвертичные континентальные образования, залегающие ныне на глубинах до 30 м (Аксенов, Ионин, Щербаков, 1965). В северной части Берингова моря на тех же глубинах найдены, по-видимому, моренные и флювиогляциальные отложения последнего оледенения (Щербаков, 1961). Этот факт подчеркивает послеледниковый возраст трансгрессии. Здесь же обнаружены затопленные и законсервированные на дне реликты древних аккумулятивных форм.

В толще прибрежных отложений южного побережья Балтийского моря были вскрыты реликты аккумулятивных форм и сохранившиеся элементы ледникового рельефа.

Трансгрессивный характер прибрежных отложений самых различных морей и даже тех участков побережья, которые испытывали и испытывают тектоническое поднятие, показывает, что формирование этих толщ шло под влиянием эвстатического поднятия уровня Мирового океана в послеледниковое время (Зенкович, Леонтьев, Невеский, 1960).

По своему литологическому облику трансгрессивные толщи разных районов и разных морей имеют много общего. В первую очередь это относится к реликтам древних аккумулятивных форм, которые могут образовывать вверх по разрезу своеобразную «лестницу» из однотипных фаций. Каждая «ступенька» такой лестницы характеризует определенный этап трансгрессии того или иного бассейна.

Хотя аккумулятивные формы являются достаточно устойчивыми образованиями на протяжении тысячелетий, их никак нельзя считать застывшими структурами. В результате изменения темпа трансгрессии или даже кратковременной регрессии моря они перестраиваются, размываются и вновь восстанавливаются, смещаясь при этом в той или иной степени по сравнению со своим первоначальным положением.

В процессе неравномерного смещения на дне могут консервироваться реликты аккумулятивных тел, представляющие собой локализованные очаги песка, захороненные под слоем донных осадков. С достаточной долей вероятности можно говорить о закономерности существования реликтов генетически однотипных аккумулятивных тел в сравнительно ограниченном пространстве около современной его генерации. Распространяя это положение, можно утверждать, что рядом с обнаруженной

древней аккумулятивной формой должны располагаться и несколько ее генераций.

В случае понижения уровня моря аккумулятивные формы оказываются вне зоны действия волн и их дальнейшее развитие под влиянием субаэральных факторов приводит к образованию дюнных массивов.

Следует, однако, учитывать возможность образования достаточно широкой зоны дюн и без изменения среднего уровня моря, при последовательном нарастании аккумулятивного берега и выдвижении зоны пляжа в сторону моря.

Таким образом, в создании крупных очагов песчаных наносов, кроме поперечных и вдольбереговых их миграций, большую роль играют унаследованность в развитии аккумулятивных форм и сохранение серии подобных образований в толще прибрежных отложений, создающих значительный очаг длительной аккумуляции песка. Устойчивые «ядра» аккумуляции песчаных наносов сохраняются при достаточно сложных переменах обстановки и значительных колебаниях уровня бассейна (Зенкович, 1962б). В связи с этим нельзя считать «медленную регрессию» решающим условием для возникновения крупных накоплений песчаных наносов в береговой зоне, как это делает, например, В. С. Трофимов (1960а, б).

Береговая зона является областью, через которую терригенный материал транспортируется в конечные водоемы стока, причем значительная часть его оседает в ее пределах. Поэтому в береговой зоне мощности и общие абсолютные массы осадков значительно выше, чем одновозрастные мощности области шельфа и больших глубин. В схематизированном фашиальном профиле «вздувание мощностей» совпадет, как правило, с береговой зоной.

На песчаных берегах вся береговая зона складывается обычно относительно однородным по крупности песком, поэтому сортировка наносов по размеру частиц не является основным процессом. Зато дифференциация песка по удельному весу проявляется там достаточно четко и приводит к возникновению зон обогащения тяжелыми минералами, а при некоторых условиях и к образованию россыпей промышленного значения.

Песок в береговой зоне движется и перемещается при сильном и умеренном волнении, в движение вовлекается обычно вся его масса от нижней границы береговой зоны до пляжа включительно. В зависимости от величины придонных скоростей и гидравлической крупности частиц время нахождения их во взвеси может сильно меняться. Формирование профиля динамического равновесия происходит в этом случае в процессе движения большой масс песка, резкой трансформации формы профиля и заметного изменения глубин.

При предельном динамическом равновесии профиля отсутствует направленное перемещение частиц наносов, а сама фор-

ма профиля соответствует процессу трансформации волны с минимальной удельной энергией.

Распределение наносов в рельефе береговой зоны как бы фиксирует последствия штормов различной силы. Если нижняя часть подводного склона отражает действие лишь наиболее сильных штормов, то верхняя часть склона и пляж интенсивно перестраиваются умеренными, а порой и слабыми волнениями.

В зоне возрастания положительных асимметрий придонные скорости обычно соответствуют сдвигающим критическим скоростям песка легкой фракции. Частицы при этом испытывают колебания того или иного размаха и временный отрыв от дна. Для тяжелых частиц эти же скорости не превосходят значительной неразмывающей критической скорости. Для простоты рассуждений будем считать размеры и форму частиц кварца и тяжелых минералов одинаковыми. Таким образом, возникает обеднение тяжелыми частицами верхнего подвижного слоя песка и как бы постепенное погружение их на некоторую глубину в толщу наносов.

Через достаточно длительное время тяжелые минералы сосредоточатся в определенном горизонте песчаной толщи. Возрастание мощности обогащенного слоя тормозится из-за обеднения вышележащей массы песка. Это явление можно назвать начальной стадией минералогической дифференциации. При неоднократных поступлениях порций тяжелых минералов в береговую зону могут образоваться серии обогащенных пластов в толще. В природе существование подобного обогащенного слоя было обнаружено в одном из береговых районов Курильских островов (Павлидис, 1968).

В зоне разрушения волны и вообще резкого изменения уклона возникают скорости, достаточные для взвешивания легкой фракции песка и превосходящие величины сдвигающих скоростей для тяжелых частиц. Легкая фракция песка при этом подхватывается вдольбереговым течением, а на морских склонах подводных валов и их гребнях происходит резкое обогащение поверхностного слоя наносов тяжелыми минералами. Вместе с тем идет постепенное проникновение тяжелых частиц на предельную глубину, на которую вообще распространяются сдвигающие скорости легкой фракции или проникает размыв. Обогащение песка тяжелыми минералами в зоне разрушения волн несомненно может привести к образованию достаточно мощного накопления, равноценного рудной залежи (Невесский, Шербаков, 1958, 1960).

Процесс концентрации тяжелых минералов при стабильности подводного вала (или серии валов) имеет ограниченный характер, так как глубина на вершине вала может уменьшаться лишь до известного предела. Если же вал (или система валов) испытывает постепенное смещение к берегу, то дифференциация наносов резко усиливается, в результате чего про-

исходит формирование обширной зоны песка, обогащенной тяжелыми минералами.

Весьма перспективной зоной является пляж. Концентрация тяжелых минералов на пляже имеет в настоящее время наибольшее практическое значение, и все наиболее крупные эксплуатируемые современные месторождения сосредоточены в пределах надводной части пляжа.

Под действием потока здесь происходит последовательное обогащение приурезовой полосы и образование естественных шлихов в виде прослоев мощностью от нескольких миллиметров до десятков сантиметров.

В зависимости от характера последнего разрушения волны и ее параметров ширина зоны действия прибойного потока и ее гипсометрические границы могут сильно варьировать. Естественный отмыв тяжелых минералов имеет место при некоторых оптимальных условиях, которые пока еще нельзя описать конкретно. Отметим, однако, что появление и исчезновение пятен и полос тяжелых минералов обычно наблюдаются в разные фазы развития шторма.

Наконец, концентрации тяжелых минералов нередко образуются выше уреза воды в области эоловой сортировки песка.

На аккумулятивных берегах громадные массы песка вовлекаются в песко-ветровые потоки. Лишь легкая фракция песка при этом испытывает интенсивное перемещение, тяжелые же частицы остаются практически неподвижными.

В результате происходит систематическая сортировка песка по удельному весу и возникают отдельные очаги с высокой концентрацией полезных минералов в поясе эолового переноса.

Очень велика, например, роль ветра при образовании современных морских россыпей Нового Южного Уэльса (Австралия). По Фишеру (Fisher, 1948), юго-восточные ветры выдувают мелкие компоненты песка из приурезовой полосы, повышая концентрацию тяжелых минералов. Последующие штормы влекут за собой еще более глубокую переработку песка с образованием линзообразных слоев шлиха мощностью до 1 м. При этом в основании песчаных гряд на побережье также образуются прослойки песка, обогащенного тяжелыми минералами. Изучение дюн в Траванкоре (Индия) показало, что они образованы двумя системами ветров. Одни, более сильные, сдувают песок от моря к суше, другие, более слабые, сносят его обратно в море, оставляя на месте пласт песка, обогащенного тяжелым шлихом. Мощность таких слоев в дюнах достигает 2—5 см (Пятков, 1956).

В районе мыса Железный Рог (Таманский п-ов, Черное море) на пляже скопления тяжелых минералов наблюдаются в ряби прибрежной дюны. Характерно, что концентрация тяжелых зерен происходит не на вершинах рябей, как в морских рябях, а в верхней половине их пологого склона.

Следует подчеркнуть, что основными источниками тяжелых минералов в береговой зоне служат продукты абразии и аллювий, поэтому наиболее перспективными являются районы побережья, куда систематически поступают с суши значительные количества тяжелых минералов.

При очень большом объеме аллювия на предельно отмелом профиле концентрация тяжелых минералов наблюдается лишь в редких случаях, особенно сильных штормовых нагонов, обычная же деформация волны здесь слишком равномерна. Обогащение тяжелыми минералами аллювиальных выносов происходит эпизодически, и для возникновения очагов концентрации потребуется очень длительное время, даже если в составе аллювия полезных компонентов будет достаточно много.

На морском крае такой дельты накапливается тяжелый песок, но область эта ограничена зоной больших уклонов. По-видимому, в этом частном случае не следует ожидать крупных очагов концентрации.

Если источником тяжелых минералов служит абрадируемая толща, слагающая клиф (особенно если это рыхлая толща, как, например, на северном берегу Азовского моря), то возможны два пути возникновения зон концентрации.

При относительно больших уклонах профиля береговой зоны и общей массе песка, недостаточной для формирования «условно отмелого песчаного профиля», подводные валы не образуются. Зона разрушения волн располагается в непосредственной близости к берегу, и сортировка песка по удельному весу осуществляется в зоне действия прибойного потока. За пределы этой зоны незначительное количество тяжелых минералов может быть вынесено лишь в области разрывных течений или других компенсационных течений береговой зоны. Концентрация практически ограничивается полосой пляжа.

При сложном рельефе береговой зоны (профили второго типа) процессы концентрации имеют наибольшее практическое значение. Во время паводков и после особенно сильных штормов (усиление абразии) значительные количества тяжелых минералов поступают в береговую зону и выносятся в ее глубокую часть.

В периоды между паводками и в сезоны действия умеренных волнений минералогическая дифференциация следует обычной схеме, т. е. в зоне деформации волны наблюдается накопление тяжелых минералов на некоторой глубине в толще песка. В зоне разрушения волны происходит замещение тяжелыми минералами легких частиц в теле подводных валов. В зоне пляжа накапливаются слои чистого концентрата.

Слои, прослой и линзы песка, обогащенного тяжелыми минералами, вытянуты в определенном направлении на большое расстояние узкими полосами и в поперечном разрезе характеризуются малой мощностью и ограниченной шириной. Особенно

ярко проявляется эта особенность прибрежно-морских россыпей при изучении современных пляжевых месторождений Бразилии (Gillson, 1950) и Австралии (Gardner, 1955). Довольно часто наблюдается обогащение тяжелыми минералами песка, слагающего оконечность свободных аккумулятивных форм; нередко тяжелые минералы концентрируются в районах размыва аккумулятивных форм. Иногда обогащенные пласты приурочены к устьям рек или районам интенсивной абразии.

Распределение продуктивных горизонтов в той или иной степени связано со вдольбереговым перемещением песка, хотя основной процесс сортировки и подчиняется закономерностям поперечного перемещения наносов.

Обогащение материала далеко не всегда происходит вблизи от источника его поступления. В случае слишком грубого и несортированного материала там скапливается лишь крупнозернистая часть наносов, мелкие же компоненты, включая и тяжелые минералы, выносятся из этой зоны.

Примером может служить район Белосарайской косы на северном побережье Азовского моря с прилегающим к ней участком абразионного берега. Эта коса имеет форму неправильного треугольника с основанием около 10 км и высотой более 10 км. Это типичная свободная аккумулятивная форма с двусторонним питанием (так называемая коса «азовского типа»). На восточном морском берегу (выпукло-вогнутом) наносы в основном песчаные с примесью гальки, гравия и ракуши, причем ракуша скапливается в дистальной части, у корня же косы на пляже больше гравия и гальки. Подводный береговой склон с ее восточной стороны сложен мелкозернистым, хорошо отсортированным песком. Западный берег косы вогнутый, сложен в основном ракушей с небольшой примесью песка.

Коренной берег, прилегающий к косе с востока, интенсивно абрадируется, чему способствуют значительные оползни. Материал, поступающий от абразии, вовлекается в поток наносов, проходящий вдоль восточного берега косы вплоть до ее дистальной части. Вдоль коренного берега, от основания косы тянется узкая полоса пляжа, которая дальше сменяется участками обнаженного бенча, выработанного в плотных глинах. С увеличением глубин глины уходят под покров илов (Аксенов, 1955; Щербаков, Павлидис, 1962). В составе пляжевых наносов происходит даже некоторое относительное обеднение наносов тяжелой фракцией, так как пляжевый материал в целом довольно крупный, а тяжелые минералы обычно не выйдут за пределы фракций мелкого песка и крупного алеврита.

Если в береговую зону поступает мелкий и хорошо отсортированный материал, содержащий тяжелые минералы, то максимальные содержания тяжелых минералов в пляжевых песках приурочены к участкам, расположенным непосредственно у источника обломочного материала.

Так, на черноморском побережье между устьями рек Риони и Потанебы, где состав пляжевых наносов очень однороден (Щербаков, Павлидис, 1962), содержание тяжелой фракции в алеврите составляет более 60%, в мелком песке — около 80%, с резким преобладанием авгита и магнетита. Магнетит слагает тяжелую фракцию алеврита (до 70%), а авгит концентрируется в мелком песке (до 80%).

На о. Итуруи (Курильские острова) (Павлидис, 1968) обломочный материал поступает в береговую зону в результате абразии пемзовых туфов, которые в большом количестве содержат кристаллы минералов, в том числе и тяжелых. Эти кристаллы по размерам довольно однородны и соответствуют в среднем песчаным фракциям. При размыве пемз они являются основным компонентом, который остается в прибрежной зоне. Наибольшие концентрации тяжелых минералов титаномагнетита обнаружены непосредственно у источников их поступления.

Ф. А. Щербаков и Ю. А. Павлидис (1962) полагают, что в образовании участков и зон повышенной концентрации очень большую роль играет вдольбереговое перемещение песка. В более осторожной форме эти же мысли высказывает и В. Г. Ульст (1963, 1964). В. П. Зенкович (1962б) также считает, что формирование прибрежных россыпей зависит в первую очередь от режима потоков песчаных наносов.

Подчеркнем, однако, тот факт, что в поперечном к берегу направлении происходит четкая сортировка наносов, обусловленная закономерным изменением скоростей, их асимметрии и асимметрией импульсов.

Как бы ни были значительны перемещения наносов вдоль берега, их последствия сказываются только в изменении баланса наносов. Преобладающим процессом дифференциации, а следовательно, и концентрации тяжелых минералов остается сортировка по профилю береговой зоны. Кроме того, методика отбора проб наносов, их анализов и истолкования результатов, использованная Ф. А. Щербаковым и Ю. А. Павлидисом, дает основание оспаривать правомерность их выводов об обогащении наносов тяжелыми минералами в зависимости от изменения емкости потоков наносов. Длительное изучение динамики пляжа на южном берегу Балтийского моря и очень большое число проб наносов показали полную однородность гранулометрического и минералогического составов на всем протяжении аккумулятивного берега. Обогащение тяжелыми минералами и резкое изменение гранулометрического состава строго совпадало с участками поступления несортированного материала абразии. При этом фактические изменения сортировки наносов по фазам волнения превышали различия, наблюдавшиеся вдоль берега (Гуделис и др., 1966).

Вдольбереговое перемещение песчаных наносов, являясь регулятором баланса наносов в пределах некоторой геоморфоло-

гически однородной области побережья, создает значительные накопления в виде аккумулятивных форм, что может послужить началом образования прибрежной россыпи. Поперечная же сортировка, приводящая к возникновению локальных зон концентраций тяжелых минералов, создает собственно прибрежные россыпи.

Для изучения минералогической сортировки песка в волновом потоке и получения соответствующих количественных характеристик в Южном отделении Института океанологии были проведены экспериментальные работы в волновом лотке (Волков, 1965а, б). Уклоны и профиль дна были выбраны с учетом обычных условий песчаного аккумулятивного берега.

В качестве наносов использовались искусственные смеси из кварцевого песка (удельный вес 2,65) с содержанием частиц крупнее 0,1 мм около 75% (в пределах фракции 0,25—0,1 мм), зерна пироксена (удельный вес 3,5) гидравлической крупностью 5,4 см/сек и титаномагнетита (удельный вес 4,5) гидравлической крупностью 8,4 см/сек. Условия эксперимента были максимально приближены к природным условиям; учитывалось, в частности, поступление новых порций тяжелых минералов в зону взаимодействия с волновым потоком. Продолжительность каждого опыта была около двух суток; время окончания опыта устанавливалось по мере стабилизации профиля дна, сформированного данным волновым режимом.

В первом опыте песчаная смесь была уложена ровным горизонтальным слоем. Высота волны была 20 см, длина — 260 см, период — 1,4 сек. Глубина потока составляла 40 см, максимальная придонная скорость — 37,4 см/сек. За время опыта профиль дна усложнился: образовалось три небольших вала, разделенных неглубокими ложбинами, а тяжелые минералы сконцентрировались в верхних горизонтах валов и одновременно на дне ложбины.

Во втором опыте дно имело профиль симметричного вала с пологими откосами. Наносы сместились по направлению распространения волны, и профиль вала стал асимметричным. Глубина потока была 40 см, высота — 11,2 см, длина — 500 см, период — 3 сек. Полученные диаграммы распределения тяжелой фракции песка показали обогащение в нижней части склонов вала поверхностного слоя песка. На этом основании Волков счел ошибочным утверждение, что гребни подводных валов и их морские склоны служат очагами локальной концентрации тяжелых минералов. Однако результаты его опытов не имеют в сущности прямого отношения к механизму формирования прибрежных россыпей, так как в эксперименте не был воспроизведен важнейший элемент режима наносов в зоне подводных валов — переход наносов во взвешенное состояние — и максимальные придонные скорости не достигали 40 см/сек.

В последующих двух опытах с откосами дна 1:30 и 1:20

вырабатывался четкий профиль с одним подводным валом и возвышенным «штормового вала», а в сортировке наносов самым характерным было формирование в песке четкого тонкого слоя концентрата (рис. 18).

Проведенные эксперименты показали, что даже слабое волнение за короткий срок способно осуществлять четкую минералогическую сортировку песка. Следствием такой дифференциации по удельному весу являются тонкие слои тяжелых минералов, погруженные на некоторую глубину в общей массе наносов.

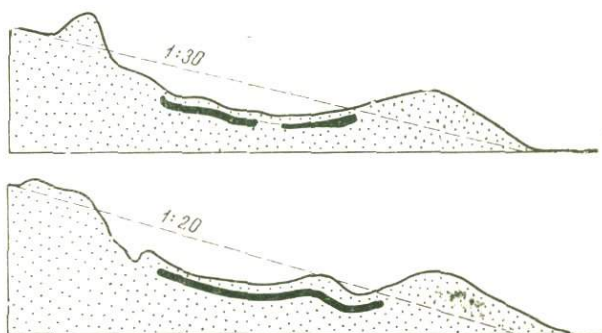


Рис. 18. Распределение тяжелых минералов в слое песка (эксперимент) (по Волкову, 1965б)

Понимание процесса захоронения и вообще перехода россыпи в ископаемое состояние очень важно для поисковых работ.

Можно выделить три различных пути, по которым идет захоронение обогащенных слоев в осадочной толще и образование россыпи. Во-первых, формирование шлиховых слоев концентрата в косослоистой толще пляжа. Оно происходит при каждом наращивании пляжа в фазу ослабления волнения. При обработке волнами на поверхности пляжа отмывается слой шлиха, мощность которого зависит от длительности отмыва. Поступает следующая порция материала со дна, и такой слой захороняется. Примеры такого последовательного наращивания тонкослоистого продуктивного горизонта достаточно хорошо известны.

Во-вторых, захоронение или консервация в теле аккумулятивной формы продуктивного горизонта. Берег всякой аккумулятивной формы и вообще аккумулятивного участка побережья неоднороден; обычно он состоит из чередующихся участков размыва и намыва (вогнутостей и выпуклостей). В процессе вдольберегового перемещения наносов они непрерывно смещаются. Аккумулятивный выступ наползает на участок размыва, а на его месте образуется вогнутость, бухточка размыва.

Бухточка размыва служит местом интенсивного локального шлихования. Надвигающийся на нее выступ погребает под собой часть пляжа, представляющего собой продуктивный

горизонт из серии косых слоев. Погребенный пласт имеет вид слегка изогнутой линзы. Мощность ее зависит от состава материала (содержания полезного компонента), а длина и ширина — от размеров участка (бухточки) размыва. Длина последней может составлять несколько десятков, а иногда и сотни метров. При стабильном или слабо нарастающем берегу в результате образуется цепочка из подобных линз, вытянутая параллельно берегу. Заметим, что это вполне соответствует процессу взаимодействия вдольбереговых течений с приурезовой частью пляжа (Шадрин, 1966).

Подобное явление можно себе представить и в более крупном масштабе и охватывающим значительный период времени. В пределах области аккумуляции, на всю зону дефицита, где шло интенсивное шликование, может надвинуться аккумулятивный выступ. Многочисленные сформировавшиеся там и законсервированные в толще пляжа продуктивные линзы, горизонты и прослой теперь окажутся глубоко захороненными в теле аккумулятивной формы. Они могут образовать значительную закладку длиной в сотни метров и километры.

Изменения уровня моря придают этому процессу определенные специфические черты. При трансгрессии моря на отломленном берегу пляж нарастает за счет причленения к нему ряда береговых валов, причем каждый последующий вал является более высоким, чем предыдущий (Зенкович, 1957б). В процессе захоронения образуется пласт обогащенного в зоне прибоя песка, имеющий наклон по направлению от моря к суше. Такой же наклон приобретает и слой мелкозернистого донного песка.

В случае регрессии наиболее молодые валы являются самыми низкими, а продуктивный горизонт получает наклон от суши к морю.

В-третьих, происходит процесс захоронения в толще прибрежных отложений аккумулятивной формы или группы форм на большом участке берега. Вместе с ними переходят в ископаемое состояние и заключенные в них россыпные тела. В процессе образования и накопления россыпей большую роль играют не только колебания уровня моря, но и их темп и размах. Развитие трансгрессии является неравномерным «пульсирующим» процессом (Невесский, 1961). Сравнительно короткие периоды быстрого повышения уровня сменяются длительными периодами относительной стабилизации. По-видимому, темп регрессий также неравномерен. Ускорение трансгрессии ведет к некоторому омоложению береговой линии и одновременно к резкому нарушению установившегося ранее динамического равновесия. Периоды, следующие непосредственно за эпохами ускорения трансгрессии, характеризуются активизацией абразивного процесса и общим увеличением объема наносов в береговой зоне. Именно в это время при благоприятных условиях идет широкое образование россыпных месторождений,

связанных с процессами возникновения и роста аккумулятивных форм. Для эпохи замедления трансгрессии характерны в конечном счете ослабление роста аккумулятивных тел и усиление процессов дифференциации. Углубленная сортировка песка может привести к формированию россыпей на ряде участков. Не менее вероятны, однако, размыв и деградация аккумулятивных форм, а с ними и обогащенных горизонтов.

Размыв может охватить и переработать все наносы, слагающие аккумулятивную форму; тогда весь песок будет перераспределен по дну и обогащенные горизонты уничтожены. При неполном размыве аккумулятивной формы остатки ее вместе с возникшими при этом шлиховыми прослоями могут быть погружены в море и перекрыты донными отложениями. Так возникает донная россыпь тяжелых минералов. Если же аккумулятивная форма размыва частично, но не погружена под уровень моря, возможно образование локальных концентраций на отдельных участках размыва.

Так, перед фронтом современной Анапской пересыпи было обнаружено два хорошо выраженных равновозрастных песчаных вала. Содержание тяжелой фракции в их толще крайне неравномерно, причем максимум приходится на кровлю древних валов. Это позволяет предположительно считать их погребенными штормовыми валами пляжей. В промежуточных зонах, выполненных отложениями, генетически не связанными с древней аккумулятивной формой, концентрация тяжелых минералов ниже даже в песчаных слоях, а распределение тяжелой фракции по разрезу гораздо более равномерно (Невесский, 1958, 1960, 1967).

В районе Каламитского залива (Западный Крым) в донных отложениях обнаружено два реликта древних пересыпей, перегораживавших когда-то залив при более низких уровнях моря. Содержание тяжелых минералов также увеличено в верхнем слое погребенного вала, расположенного сейчас на глубине около 30 м и перекрытого более молодыми илстыми осадками. Та же закономерность отмечена и при изучении разрезов донных прибрежных отложений в Каркинитском заливе и в районе Одесской банки.

Эти весьма характерные примеры раскрывают последовательные этапы палеогеографических событий, приведших к образованию захороненных россыпей: вначале возникновение аккумулятивной песчаной подводной формы, сопровождавшееся четкой грануломинералогической дифференциацией песчаного материала, затем ее частичный размыв, погружение под уровень моря и более или менее длительное существование в виде подводной банки. В процессе морфологической перестройки, уже будучи донной формой, такое образование может сместиться, испытать новый размыв, а иногда даже и нарасти, если прибрежная седиментация на данном участке интенсивна. Но само

существование подводной остаточной формы как обязательного этапа в цепи палеогеографических событий представляется несомненным. Об этом свидетельствует, в частности, и то, что большинство обнаруженных реликтов выражено в рельефе дна в виде валообразных поднятий или цепочек отдельных небольших куполов.

Процесс образования в поверхностном слое древнего вала повышенных концентраций тяжелых минералов сходен с процессом накопления тяжелой фракции на вершинах современных подводных валов. Особенно активно он идет в период сильного размыва рудиментарной формы, сразу после ее погружения под уровень моря.

Последним этапом эволюции подобной аккумулятивной формы является ее захоронение под слоем осадков подводного склона. Как показали исследования строения толщи прибрежных отложений, в частности на Черном и Азовском морях, скорость такого захоронения весьма различна и, по-видимому, непосредственно связана с неравномерным развитием последней трансгрессии. Захоронение подводного песчаного вала в период, когда штиховой отмыв дал максимальный эффект, ведет к образованию россыпи.

Изучение распределения тяжелых минералов в Одесской банке показало, что они концентрируются на границе верхних морских погребенных и эоловых песков. Продуктивный пласт мощностью в несколько десятков сантиметров проходит через всю банку и сформирован во время трансгрессии.

В современных осадках содержание тяжелой фракции ниже, причем не только в илистых отложениях на окраинах банки, но и в песчаных осадках на ее гребне. В эоловой толще содержание тяжелых минералов довольно высокое, однако ниже, чем в обогащенном слое.

Таким образом, в песчаных валах, погруженных под уровень моря и перекрытых более молодыми осадками, продуктивные горизонты находятся в кровле вала. Эта закономерность, видимо, может быть использована при поисках ископаемых прибрежных россыпей тяжелых минералов.

Существующий в литературе взгляд, что трансгрессия делает невозможным сам процесс образования россыпей, так как сопровождается непрерывным срезанием берега и рассиванием пляжевых концентратов по дну бассейна, и что только в период регрессии создаются благоприятные условия для формирования прибрежных россыпных месторождений, представляется упрощенным. Основным условием процесса формирования россыпи является рост аккумулятивной формы при одновременном штиховании песчаного материала в прибрежной полосе. Но рост аккумулятивных форм в пределах более или менее значительного берегового региона возможен и при стабильном, и при повышающемся или понижающемся уровне моря. Он опре-

деляется не только местными условиями, но и общим ходом динамического развития всей береговой полосы.

В этом отношении очень интересные результаты дало изучение распределения тяжелых минералов в районе косы Тузла в Керченском проливе. Эта коса находится сейчас в состоянии деградации, связанной с современным замедлением черноморской трансгрессии. Питание рыхлыми наносами ослабло, и в 1923 г. она была прорвана в корневой части; образовался остров. И остров, и остаток корня косы испытывают размывы, на их окраинах усилилась минералогическая дифференциация песков и активизировался шлиховой отмыв, в особенности на стороне, обращенной к Черному морю.

Трансгрессивные серии прибрежных осадков современных морей представляют собой ритмически построенные толщи, что связано с неравномерным ходом послеледниковой трансгрессии Мирового океана (Невесский, 1967; Павлидис, 1968; Щербаков, 1966). Нередко наблюдается и аналогичное распределение тяжелой фракции в осадочных породах. Так, в районе Анапской пересыпи изменение по вертикали гранулометрического и минералогического составов осадков оказалось по большей части возможным грубо увязать с периодами ускорения и замедления трансгрессии. Количество тяжелых минералов возрастает в слоях, соответствующих периодам замедления трансгрессии, что можно объяснить усилением процессов дифференциации в условиях стабилизировавшегося подводного берегового склона и уменьшением поступления продуктов абразии (Невесский, 1967). В периоды ускорения трансгрессии количество тяжелых минералов уменьшается из-за ухудшения сортировки материала и интенсивного поступления продуктов абразии.

Полоса продуктивных песков обычно гораздо уже пляжа, но имеет значительную протяженность.

Ширина пачек песков, обогащенных шлихом, на бразильских россыпях, например, не превышает 20—50 м при длине от нескольких сотен метров до 2,5 км (Gillson, 1950; Leonardos, 1953, 1955).

В Новом Южном Уэльсе (Австралия) сравнительно узкие горизонты продуктивных песков, приуроченные к пляжам и береговой линии разных уровней (Gardner, 1955), прослеживаются на сотни километров, имеют мощность до 1,2 м и часто перекрыты дюнами.

Сходная картина, но в значительно меньших масштабах, наблюдается в районе о. Джарылгач и на придунайском участке побережья Черного моря.

На восточном берегу Рижского залива близ г. Айнажи при рекогносцировочном бурении на двух береговых валах у внутреннего края литориновой аккумулятивной террасы на глубине 1,5 м от поверхности были обнаружены линзовидные прослои песков с повышенной концентрацией тяжелых минералов. Две

полосы из чередующихся тонких слоев обогащенных и пустых песков тянутся на несколько километров при ширине до 20—30 м и мощности 30—34 см (Лунц и Майоре, 1960).

В районе Лемме—Пийскапи на древнем пляже была также вскрыта на глубине 2 м продуктивная зона шириной 10—15 м и длиной около 2 км, приуроченная к береговому валу.

Формирование узких зон большого протяжения, обогащенных тяжелыми минералами, может быть обусловлено различными причинами.

Увеличение в какой-то момент общего количества тяжелых минералов в составе поступающих песчаных наносов могло повлечь за собой усиленное накопление их в приурезовой полосе, а при нарастающем пляже и захоронение обогащенных прослоев. Этот процесс мог быть эпизодическим или сезонным и связан с размывом массы песка в области, откуда поступают наносы.

Зона обогащения могла возникнуть и за счет размыва фронтальной части пляжа при каком-либо существенном изменении береговой линии и подводного склона на данном или соседнем участке берега, когда произошло нарушение общего динамического режима песчаных наносов.

При очень высокой сортированности всей массы песка в формировании подобных пляжей, видимо, может играть большую роль и отмыв тяжелой фракции песка в верхней части заплеска потока, разумеется, при достаточной длительности действия. Наиболее интенсивный отмыв происходит во время сильных штормов, поэтому тяжелые минералы концентрируются в верхней части пляжа. В пределах латвийского побережья, например, в направлении от уреза воды к авандюнам наблюдается незначительное, но четко выраженное увеличение валового содержания тяжелых минералов (Ульст и Майоре, 1960).

Узкие полосы концентратов образуются также при размыве штормовыми волнами авандюн. На их склонах видны черные и фиолетовые прослои шлиха миллиметровой мощности, опускающиеся вниз по мере размыва авандюны. В нештормовые дни ветер восстанавливает авандюны, а очередной шторм снова их размывает, все более и более обогащая полосу пляжа у подножия авандюн тяжелыми минералами (Ульст и Майоре, 1960).

Подобный процесс может протекать и на участках побережья приливных морей, где во время приливов подвергаются размыву основания прибрежных дюн.

В заключение следует еще раз подчеркнуть два важных положения:

а) образование прибрежной россыпи связано со специфическим динамическим режимом береговой зоны и возможно даже при небольшом содержании полезного компонента в массе поступающего в эту зону обломочного материала;

б) захоронение и вообще переход в ископаемое состояние прибрежной россыпи не обязательно связаны только с определенными условиями медленной регрессии моря, но зависят от темпа изменения уровня бассейна и одинаково вероятны в стадии трансгрессии и регрессии.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРИБРЕЖНЫЕ РОССЫПИ

Начиная с работ Гиллсона (Gillson, 1950, 1959), в литературе укоренилось положение, что при формировании промышленных редкометальных россыпей основное значение имеют размыв (абразия) рыхлых толщ, слагающих берег, в волноприбойной зоне пляжа и последующая сортировка песка придонными течениями, т. е. способ поступления несортированной массы песка в береговую зону и процесс шлихования тяжелых минералов. Описание самого механизма сортировки песка дано Гиллсоном в столь общем виде, что трудно говорить о его достоверности. Близких Гиллсону взглядов придерживается Малышев (1957) и некоторые другие геологи, рассматривающие генезис ископаемых россыпей Советского Союза (Момджи, 1964).

Предложенная нами схема основывается на характеристиках береговой зоны, установленных с достаточной степенью достоверности. Независимо от того, каким путем поступает в береговую зону обломочный материал (в виде аллювия или продуктов абразии), сортировка его происходит по единым законам, и концентрация тяжелых минералов является результатом этой сортировки. Прибрежные россыпи — это типичные рудные накопления в береговой зоне.

О прибрежных месторождениях существует обширная литература. По экономике различных редкометальных месторождений, в том числе комплексных прибрежных россыпей, обстоятельная сводка дана в монографии Б. И. Когана (1961). Обзор современных россыпных месторождений минералов титана сделан И. М. Малышевым.

Следует сослаться также на серию «Минеральные ресурсы капиталистических стран», выпущенную Всесоюзным Институтом минерального сырья, справочные руководства по отдельным видам минералов (Миллер, 1955; Пятнов, 1947, и др.), обзорные работы по некоторым видам минерального сырья, где описаны прибрежные россыпи как основной тип промышленных месторождений (Власов, 1957; Коган, 1959, 1960; Каганович, 1957, 1960), исследования по месторождениям тория (Котляр, Кристальный, 1958).

В книге К. В. Потемкина и А. Н. Спицына (1963) и в монографии по редким элементам, изданной Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (1966), приведены материалы по месторождениям циркона и монацита,

которые являются, как правило, комплексными прибрежными россыпями, и помещены карты мировых месторождений редких элементов, достаточно полно учитывающие известные к настоящему времени прибрежные россыпи.

Из иностранных работ о природных ресурсах тория, редких земель, циркония, титана можно назвать книгу Найнингера (Ninninger, 1955), некоторые теоретические статьи (Prater, 1957), монографию Хейнриха (Heinrich, 1958) по радиоактивному минеральному сырью, а также сводку Мера (Mero, 1965), в которой подчеркивается большое экономическое значение прибрежных россыпей.

Во всех упомянутых работах исследуются коренные источники тяжелых минералов, возможные промежуточные коллекторы, характеризуются форма залегания, мощность слоев, общее содержание полезных компонентов и их запасы. Что касается самого механизма обогащения прибрежной россыпи, то обычно авторы не отступают от схемы Гиллсона или ограничиваются кратким указанием на «сортирующую деятельность» моря. Иногда делаются, впрочем, неудачные попытки связать распределение прибрежных россыпей со схемой общей циркуляции вод Мирового океана (Потемкин, Спицын, 1963).

В связи с этим представляется необходимым остановиться на особенностях процессов дифференциации в некоторых важнейших районах развития прибрежных россыпей.

Один из крупнейших районов широкого распространения комплексных прибрежных россыпей — восточное побережье Австралии. По составу полезных минералов россыпи Австралии могут быть названы пльменит - рутил - цирконовыми. Содержание монацита — характерного компонента других комплексных россыпей в тяжелой фракции австралийских песков не превышает 0,3%, тогда как циркона там в среднем 30%, рутила — 25%, а ильменита — 45% (Миллер, 1955; Gardner, 1955). Разведанные прибрежные россыпи так богаты, а перспективные неразведанные площади так обширны, что, по оценкам геологов, запасы тяжелых минералов исчисляются там астрономическими величинами и вполне достаточны для обеспечения сырьем всей мировой металлургии титана (Jennings, 1956; Dunn, Morgan, 1955; Raggat, 1953). Представление о практической неисчерпаемости запасов минерального сырья, сосредоточенного в прибрежных россыпях, широко распространено в зарубежной литературе по экономической геологии. В связи с этим на западе уделяется недостаточное внимание чисто геологическим исследованиям рудных накоплений береговой зоны.

Первая серьезная работа по геологии прибрежных россыпей Восточной Австралии, открытых еще в прошлом веке и интенсивно эксплуатируемых с 1930 г., появилась только в послевоенное время (Fisher, 1948). По данным Фишера, в результате опускания суши на 30—60 м в конце плейстоцена здесь

сформировались песчаные бары, отделившиеся от моря обширную область лагун и заболоченных маршей. На высоте около 6 м над современным уровнем моря были отложены толщи песка. Сейчас это полоса шириной в 500—600 м, состоящая из нескольких рядов параллельных берегу дюн. Рудный горизонт расположен в основании дюн, имеет обычно мощность около 1 м и состоит из горизонтальных тонких слоев и пачек с четкими поверхностями раздела. Фишер выдвинул положение о так называемом «полном цикле концентрации», приводящем к образованию продуктивного горизонта. В периоды умеренных волнений («нормальная погода») волны перемещают песок на пляжах и формируют крутой склон (около 8°). Сильное преобладающее волнение смещает кварцевый песок в сторону дюн и одновременно производит шлихование тяжелых минералов. Неоднократное повторение этого процесса приводит к образованию серии обогащенных слоев. Наиболее сильные штормы вызывают интенсивную концентрацию тяжелых минералов, выстилают склон пляжа до 4° и сносят на глубины кварцевый песок.

Источником материала россыпей служит аллювий р. Кларенс, бассейн которой охватывает обширную область песчаников (иногда конгломератов) так называемой кларенской серии юрского возраста. Речные наносы перемещаются к северу преобладающими штормами и равномерно распределяются вдоль берега.

Песчаные образования, которые Фишер называет дюнами, на самом деле представляют собой древние береговые валы, сформированные в период поздне- и послеледниковой трансгрессии. Такие серии береговых валов широко известны на побережьях, сравнение их высот используется для определения знака относительных вертикальных движений (Зенкович, 1962а; Леонтьев, 1961).

Формирование обогащенного тяжелыми минералами слоя Фишер считает регулярным процессом с последовательной сменой волновых режимов. В действительности образование россыпи является гораздо более сложным явлением, которое не может быть сведено к простейшей схеме.

В сводной работе Гарднера (Gardner, 1955) приведен огромный фактический материал. Критический анализ ее палеогеографической части был сделан в монографии «Берега Тихого океана» (1967), и нам нет надобности на нем останавливаться.

Исследуя данные о составе тяжелой фации аллювия рек, дренирующих область развития пермских гранитов, Гарднер показал, что из этого коренного источника тяжелых минералов полезные компоненты непосредственно в прибрежную зону почти не поступают. Это связано также и с очень близким расположением водораздела к восточному берегу Австралии

Главным источником тяжелых минералов служат обломочные породы кларенской серии, являющиеся в данном случае промежуточным коллектором. В тяжелой фракции пород этой серии содержится 20—30% циркона, 14—20% рутила, 10—20% ильменита, 1,5—6% монацита. Другим источником служат песчаники триаса и юры области Морестон. В составе их тяжелой фракции также наблюдается повышенное содержание тяжелых минералов: циркона — в среднем 22%, рутила — 18%, монацита — 2—3%.

Заметное обогащение песчаников тяжелыми минералами происходит уже в стадии руслового переноса. Так, в тяжелой фракции аллювия р. Кларенс содержание циркона повышается до 40%, рутила — до 22%, ильменита — до 30%, монацита — в среднем до 6% (данные приводятся по составу шлихов из современного аллювия). В области собственно месторождения Гарднер различает зону трансгрессивных дюн (наиболее древние береговые валы) со средним содержанием тяжелых минералов до 0,5—1%, полосу современных дюн (штормовые валы) с содержанием их в среднем 2% и область пляжа, где тяжелые минералы составляют почти 10%, а отдельные небольшие слои состоят из почти чистого концентрата.

Состав тяжелой фракции песков различается по участкам побережья, но в среднем он следующий: 50% циркона, 30% рутила, 20% ильменита, 0,5—0,8% монацита. Таким образом, наиболее богатые прибрежные россыпи расположены в области современного пляжа, причем не только в надводной его части, но и в подводной. Следует обратить внимание на, очевидно, приближенную оценку общего содержания тяжелых минералов в различных по типу россыпях. Для современных пляжей эта величина характеризует средний состав продуктивных песков, подвергающихся промышленной разработке, т. е. является результатом осреднения данных по обогащению. Для области дюн величины содержания тяжелых минералов определены из серии разведочных шурфов и кернов и имеют случайный характер.

Россыпи современных пляжей и древних береговых валов, перевеянных в дюны, формировались в области действия прибойного потока. По мере нарастания аккумулятивного берега береговые валы оказывались на суше и нижний обогащенный горизонт перекрывался эоловыми песками. Хотя и нет оснований считать, что этот обогащенный слой претерпел существенные изменения в континентальных условиях, но некоторое рассеяние полезных компонентов с его поверхности могло произойти, и в целом дюнные массивы оказались более бедными, чем исходные пляжевые пески.

Поскольку выходы пород кларенской серии на восточном побережье Австралии имеют ограниченное распространение, а р. Кларенс и другие реки, дренирующие обширную область песчаников, служат локальным источником тяжелых минералов,

Гарднер высказывает предположение о систематическом смещении песчаных наносов на север, тем более что все крупные эксплуатируемые прибрежные россыпи расположены к северу от устья р. Кларенс.

Восточное побережье Австралии геоморфологически расчленяется на ряд вогнутых береговых аккумулятивных дуг, опирающихся на скалистые мысы в местах выходов третичных базальтов. Распределение россыпей в целом достаточно равномерное и не обнаруживает зависимости от вдольберегового потока наносов. Во всяком случае, незаметно существенных направленных изменений вдоль берега (рис. 19, 20). Оно не может быть связано с потоком наносов, направленных от р. Кларенс к северу, так как м. Байрон, лежащий близ ее устья, не служит непреодолимым препятствием для перемещения их вдоль берега. Более того, правильнее считать данный район областью разнонаправленного вдольберегового перемещения наносов, а образование продуктивного слоя связывать с процессом естественного шлюхования в прибойном потоке. Ошибочность гипотезы Гарднера совершенно очевидна. По всей видимости, при низком стоянии уровня океана в береговую зону поставлялся здесь обломочный материал из обширной области денудации и эрозии кларенских осадочных толщ, формировавших предгорную аллювиальную равнину. В процессе неравномерного повышения уровня моря в позднем плейстоцене и голоцене часть этого материала последовательно смещалась вверх по пологой наклоненной поверхности аллювиальной равнины. Неравномерный ход повышения уровня моря отражен в современной морфологии побережья в виде нескольких генераций береговых валов (по определению Гарднера, трансгрессивных дюн). При каждом стоянии уровня океана в прибрежных толщах выработывались ступени, сохранившиеся в геологическом разрезе в виде слоев «черного песка». Вдольбереговое перемещение песчаных наносов привело к созданию относительно однородной по минералогическому составу массы песка и формированию аккумулятивных террас (рис. 21).

Прибрежные россыпи имеются на северном, западном и южном берегах Австралии, а также на о. Тасмания. Однако в геологической литературе об этих районах нет сколько-нибудь подробных сведений.

В 1948 и 1949 гг. были открыты крупные месторождения титаномагнетита и ильменита на западном побережье Новой Зеландии. Запасы тяжелых минералов были подсчитаны на основании массового мелкого бурения, обеспечивающего высокую точность определения мощности обогащенного слоя песка. Источником железистых песков здесь служат размываемые толщи вулканического пепла (Nicholson, Cornes, Martin, 1958; Nicholson, Fyfe, 1958; Martin, 1955).

Судя по опубликованным материалам, прибрежные россыпи

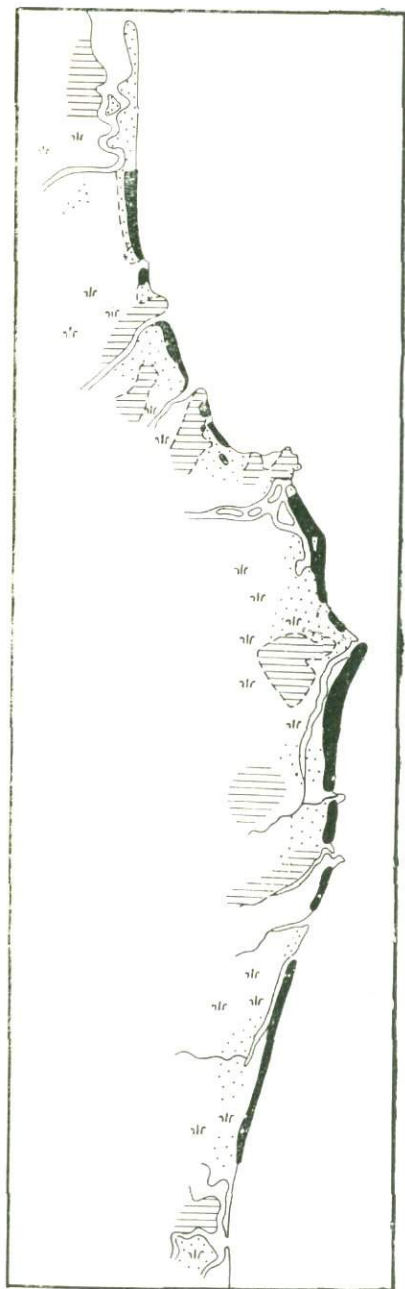
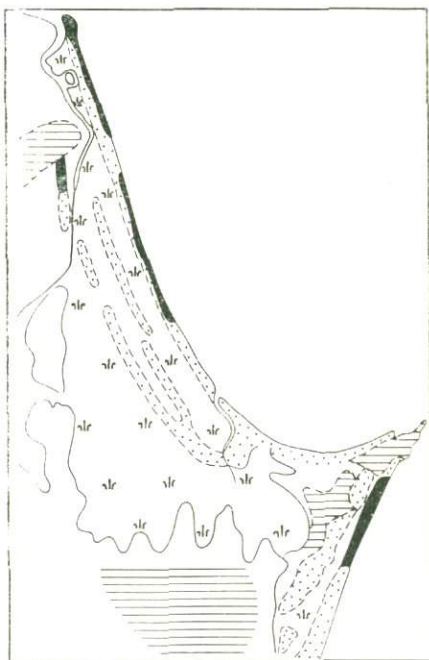


Рис. 19. Схема размещения россыпей на восточном побережье Австралии (Gardner, 1955)

Россыпи показаны черной заливкой

Рис. 20. Размещение россыпей в районе Байрон Бэй (Gardner, 1955)



Новой Зеландии обнаруживают большое сходство с россыпями титаномагнетита в береговой зоне Курильских островов (Павлидис, 1968).

Ново-Зеландский океанографический институт провел сбор осадков трубкой и дночерпателем на 11 разрезах до глубин 100 м у западного берега северного острова Новой Зеландии. Обработка материалов выявила два устойчивых максимума содержания титаномагнетита: один в области современного пля-



Рис. 21. Строение россыпи на восточном побережье Австралии (Gardner, 1955)

Россыпи показаны черной заливкой

жа, второй — на глубинах около 30 м. Существование подводной погребенной россыпи увязывается с временем низкого стояния уровня в позднем плейстоцене (McDongall, 1961).

Не менее крупным районом прибрежных россыпей тяжелых минералов является восточное побережье Бразилии. На протяжении 150 км вдоль берега расположено 20 комплексных россыпных месторождений с высоким содержанием монацита. Зависимость формирования этих россыпей от режима прибойного потока столь очевидна, что нашла отражение даже в своеобразных приемах их разработки. До недавнего времени в малую воду (в отлив) просто сгребали тяжелый песок с поверхности пляжа и отправляли на переработку. Однако вскоре обнаружилось, что содержание тяжелого песка стало уменьшаться, следовательно, процесс естественного возобновления россыпи не может компенсировать изъятия при добыче. В настоящее время производится широкая промышленная эксплуатация россыпей, причем отдельно извлекаются монацит, рутил, ильменит, циркон, силлиманит.

Прибрежные россыпи Бразилии описаны Гиллсоном (Gillson, 1950, 1959) и Леонардусом (Leonardos, 1955). Они указывали коренной источник и промежуточные коллекторы тяжелых минералов, а также произвели оценку запасов по каждому из месторождений. Породы Бразильского щита подвергались интенсивному выветриванию и пепленизации в меловое и третичное время. Продукты размыва коры выветривания были снесены в предгорную депрессию и образовали толщи грубозернистых обломочных пород, которые послужили промежуточными коллекторами для тяжелых минералов.

После затопления окраинной низменности в ходе последне-никовой трансгрессии и до настоящего времени происходит абразия обломочных толщ промежуточного коллектора. Материал абразии вместе с аллювием систематически сортируется в области пляжа, где и расположены все современные россыпные месторождения. Процесс повторного шлихования на пляжах Бразилии идет довольно медленно, так как недостаточен объем материала, поставляемого в береговую зону.

На восточном побережье п-ова Флорида и южном берегу Мексиканского залива расположены крупнейшие комплексные прибрежные россыпи (Gasperson, 1948; Оверстрит и др., 1958; Твенхофел, Бак, 1958). Промышленная эксплуатация была начата в области пляжа на севере Флориды, но вскоре основными районами добычи тяжелых минералов стали дюнные месторождения в Трейл-Ридж, Джексонвилле и в окрестностях Пенсаколы, удаленные от берега моря. Дюнные пески беднее пляжевых полезными минералами, но зато общие разведанные запасы их очень велики, а перспективные запасы огромны и пока не поддаются оценке (Твенхофел, Бак, 1958; Detweiler a. oth., 1953; Gillson, 1959).

Россыпь в Джексонвилле вытянута на 10—12 км при ширине в сотни метров и мощности обогащенного слоя от нескольких до десятков метров. В Трейл-Ридже мощность пачки продуктивных песков (1,5×30 км) достигает 10 м. Рудный горизонт перекрыт толщей кварцевого песка: среднее содержание тяжелой фракции в нем не превышает 5%. Тяжелая фракция содержит обычно ильменита 40%, рутила — 7%, циркона — 10—12%, монацита — 0,5%.

Генезис россыпей Флориды еще недостаточно ясен. Весьма кратко описан лишь коренной источник тяжелых минералов — породы древней горной системы Аппалачей, входящие в состав так называемого монацитового пояса. Общее направление сноса продуктов выветривания этих пород на юг определило мощное накопление песков в береговой зоне юго-востока США. По Гиллсону (Gillson, 1959), далее происходили систематическая абразия обломочных толщ и сортировка песка «подводными течениями», которые также имеют общее направление на юг вдоль восточного берега Флориды.

Исследуя минералогический и гранулометрический составы прибрежных (пляжевых) песков этого района. Мак-Карти пришел к выводу, что состав песков вдоль берега мало изменяется. Одновременно, однако, он указал, что пески Чесапикского и Делаварского заливов более окатаны, чем пески пляжей Флориды. Таким образом, вдольбереговое перемещение песка на юг, о котором свидетельствует сравнительная однородность его минералогического состава, не является основным в общем массовом перемещении наносов. Пески пляжей Флориды, по всей вероятности, имеют иной основной источник и являются переотложенными песками области, прилегающей к основанию полуострова.

Материалы Мартенса (Martens, 1934) подтверждают общее положение об эффективной сортировке песков прибойным потоком в поперечном к берегу направлении и формировании одновременно, в силу их продольного перемещения, достаточно однородной массы песка на больших протяжениях выровненного аккумулятивного берега.

Добавим к этому, что широко известный факт нахождения минералов, специфических для области Лабрадора, в пляжевых песках Флориды служит дополнительной иллюстрацией к сказанному о большом значении вдольберегового перемещения наносов для формирования однородной их массы.

Зависит ли содержание тяжелых минералов от обстановки седиментации и в какой мере — вопрос до сих пор дискуссионный. На аккумулятивных участках южного и западного берегов Мексиканского залива было взято несколько проб песка с поверхности пляжа, с подводного склона залива из дюнных массивов (Bradley, 1957; Poole, 1958) и со дна лагун, отгороженных баром.

Различия среднего содержания тяжелых минералов в этих зонах оказались столь заметными, что авторы сочли возможным вообще отличать по этому признаку отложения субаэральные от морских, считая, что в первых содержание тяжелых минералов всегда значительно выше, чем в отложениях залива (глубина 9 м) и лагуны. Однако далеко не во всех береговых областях может быть применен такой критерий различия обстановки седиментации. Кроме того, сами данные Брэдли (Bradley, 1957)¹, если учесть элемент случайности в отборе образцов (судя по тексту, их брали у подножия дюн), говорят лишь о том, что наибольшее содержание тяжелых минералов приурочено к пескам пляжа, и никак не характеризуют другие особенности режима береговой зоны.

В работе Пилки (Pilkey, 1965) приведены данные о составе тяжелой фракции песков шельфа и склона на пространстве от м. Гаттерас до южной оконечности п-ова Флорида. Распределение тяжелых минералов в этом районе не связано с поступлением современного аллювия, а было определено еще в плейстоцене при ином составе аллювия и ином гидродинамическом режиме. В составе песков шельфа атлантического побережья обнаружено большое сходство с песками шельфа Мексиканского залива, что свидетельствует о широких миграциях наносов в период низкого стояния уровня океана и об отсутствии в то время крупной аккумулятивной формы на месте современного п-ова Флорида.

Исходя из этих материалов и учитывая некоторые особенности структуры разрабатываемых месторождений Джексонвилль, Трейл-Ридж и Пенсакола, можно следующим образом представить этапы формирования прибрежных россыпей Флориды.

В плейстоцене и в более раннее время происходил снос продуктов выветривания из области монацитового пояса на юг и юго-восток. В позднем плейстоцене вместе с эвстатическим повышением уровня океана смещалась вверх по склону аллювиальной предгорной равнины часть песчаного материала.

Одновременно происходило формирование прибрежных россыпей, которые могли создать устойчивые накопления тяжелых минералов. В голоцене, когда произошло общее замедление трансгрессии (по некоторым данным, однако, уровень в отдельные периоды был даже выше современного), активизировались процессы аккумуляции песка и образования массивных аккумулятивных форм типа баров; одновременно происходило интенсивное вдольбереговое перемещение наносов. Так возникла крупная и сложная аккумулятивная форма — п-ов Флорида.

Месторождения тяжелых минералов сосредоточены на севере Флориды и южном побережье Мексиканского залива; это дает

¹ Содержание тяжелых минералов в осадках мелководного залива — от 0,2 до 12%, в песках дюн — 36—60%, в лагуне — не более 12%, в песках пляжа — от 16 до 64%.

основание считать их прибрежными россыпями периода развития берега при высоком уровне океана, в период его относительной стабилизации в течение последних тысячелетий. Генезис флоридских россыпей обнаруживает достаточно сходства и общности в последовательности событий с россыпями Восточной Австралии, что связано с планетарным проявлением поздней и послеледниковой трансгрессии Мирового океана.

Очень богато тяжелыми минералами побережье южной части п-ова Индостан (Мальшев, 1957; Коган, 1961). Основным интерес представляет здесь монацит. Хотя его содержится не более 1% в промышленном комплексном концентрате, но он значительно превосходит по качеству монацит россыпью Бразилии.

Геологии индийских прибрежных россыпей посвящено довольно много исследований (Кришнам, 1954; Leonardos, 1953, и др.). Сведения о поисковых и разведочных работах можно найти в реферативном обзоре Скобикова (1957); о составе и содержании минералов титана публикуется эпизодическая информация (Viswanathan, 1950). Разведанные запасы тяжелых минералов (рутила, ильменита, циркона и монацита) очень велики, а неразведанных запасов, видимо, еще больше (Ширке, Чаттерджи, 1959).

Схема формирования прибрежных россыпей Индии может быть названа классической. Материал коры выветривания горного кристаллического щита переносится в береговую зону. Сортировка обломочного материала в береговой зоне имеет сезонный характер, причем наиболее тонкая сортировка осуществляется в период умеренных штормов.

Наиболее сильные штормы интенсивно размывают пляжи и смещают часть наносов на подводный склон (Rao, 1957). В береговой зоне непрерывно накапливаются продукты размыва коры выветривания, обогащенные тяжелыми минералами в стадии руслового переноса, а сортировка ведет к непрерывному образованию обогащенных слоев и «самовозобновлению россыпей».

Рао (Rao, 1957) считает, что обогащение тяжелыми минералами происходит в верхней части пляжа в результате трех стадий размыва: штормовым волнением, при понижении уровня (в период ноябрь — февраль) и при общем отступлении берега. Ошибка Рао становится ясной, если вспомнить схему сортировки наносов на пляже и в зоне заплеска. В последнее десятилетие разведка прибрежных россыпей идет довольно планомерно (Rao, Chetty, 1955), но данные по добыче монацита (и его разведанным запасам) почти не публикуются.

Вдоль восточного побережья п-ова Индостан обнаружены две области продуктивных пластов в донных мелкопесчаных и крупноалевритовых осадках. На глубине 36 м в песках отмечены значительные прослой, обогащенные черным шлихом, а на глубине 22 м содержание тяжелой фракции оказалось более 30%. Минералогический состав ее — магнетит, гранат, ильменит, цир-

кон, монацит, т. е. однотипный с пляжевыми песками. Это служит, по мнению авторов, достаточно ярким признаком подводной рудоносной области. Разведаны и эксплуатируются прибрежные месторождения Цейлона (Wadia, Fernando, 1944).

Сравнительно недавно открыты комплексные прибрежные россыпи на Мадагаскаре (Behier, 1960; Lecoq, 1957; Ленобль, Ганглоф, 1959), причем есть данные, указывающие на существование подводных россыпей у южного берега острова; несколько небольших россыпей имеется на северном и западном побережьях Африки (Орлова, 1950; Потемкин, Спицын, 1963).

Прибрежные россыпи касситерита в Индонезии (Маркова, Орлова, 1956; Wetmelan, 1949), Бирме и Малайзии содержат минералы титана, циркона и монацит в виде примесей и, судя по всему, являются затопленными аллювиальными.

Сравнительно недавно появились в печати сообщения о типичных прибрежных россыпях на о-вах Хайнань, Тайвань и в Южной Корее. Небольшие россыпи титаномагнетита найдены в Японии (Попов, 1949; Потемкин, Спицын, 1963). Следует упомянуть о россыпях на песчаных пляжах южного побережья Балтийского моря (Winkler, 1957; Rogge, 1962), где производится небольшая промышленная добыча минералов титана.

Относительно небольшие и бедные прибрежные россыпи разрабатываются в Норвегии, Дании, Польше, на берегах Пиренейского полуострова (Потемкин, Спицын, 1963).

Источником тяжелых минералов в недавно открытых россыпях нередко оказываются осадочные породы, в которых содержание полезных компонентов очень мало. Это служит лишним доказательством справедливости положения о возможности тончайшей сортировки песков в специфических условиях береговой зоны.

Довольно широко распространено мнение об отсутствии в нашей стране месторождений промышленного значения в береговой полосе. Оно основывается на данных о сравнительно низком содержании тяжелых минералов в пляжевых песках. Высокие же кондиции минералов титана и циркона исходят из данных по крупным очень богатым ископаемым россыпям СССР. Однако при удешевлении технологии плавки ископаемые россыпи могут быть выработаны за короткий срок. Тогда и современные россыпи окажутся в сфере разработки.

Работы М. Г. Барковской дают основание назвать несколько перспективных районов береговой зоны Черного моря (Барковская, 1960, 1963) с достаточно высокими концентрациями ильменита и титаномагнетита. Источником материала этих россыпей служат рыхлые песчано-глинистые породы, выполняющие Причерноморскую впадину.

На северном берегу Азовского моря пляжевые россыпи ильменита известны давно и некоторое время даже эксплуатировались.

Довольно значительные прибрежные россыпи найдены в береговой зоне Курильских островов (Павлидис, 1968). В частности, может представлять практический интерес разработка ванадистых титаномагнетитовых россыпей (Васильчиков, Павлидис, Словинский-Сидак, 1966). Полезным компонентом в них является титаномагнетит, обычно содержащий пятиокись ванадия. Генетически прибрежные россыпи связаны главным образом с разрушением вулканических пород основного и среднего состава, причем для их образования не обязательно глубокое химическое выветривание пород. Включения полезных минералов в виде зерен песчаной размерности легко высвобождаются из сравнительно рыхлых туфогенных накоплений типа пемз (Павлидис, 1968).

На аккумулятивном побережье открытого залива о. Итуруп (Павлидис, 1968) развиты среднезернистые хорошо отсортированные пески, слагающие широкий пляж, дюны и покрывающие довольно мощным слоем пространство подводного склона (табл. 7). Огромное количество обломочного материала поступает в береговую зону при интенсивной абразии массивов пемз, выходящих к берегу в центральной части залива; видимая толщина их составляет 200—300 м.

Перераспределение компонентов в процессе сортировки в береговой зоне достаточно типично (табл. 8).

От центрального абразионного участка обломочный материал разносится по дуге берега, причем на восток поступает преимущественно мелкозернистый песок, а к западу — среднезернистый. К востоку количество титаномагнетита сначала падает, а затем резко возрастает в месте наиболее интенсивного отмыва мелкозернистого песка, близкого по размерам зерен кристаллам титаномагнетита. Песок в области развития дюн равномерно обогащен. К западу от источника обломочного материала максимальные концентрации титаномагнетита переходят из пляжевых песков в дюнные, где содержание тяжелых минералов увеличивается до 10—30%.

В наносах подводного склона залива полезных компонентов значительно меньше, чем в отложениях пляжа и дюн, что связано с менее интенсивной сепарацией материала в условиях колебательной волны по сравнению с естественным шлихованием наносов прибойным потоком и эоловой дифференциацией. Довольно сильно обогащены лишь полоса подводных валов и средняя часть склона, где в наносах начинает преобладать мелкозернистый песок. Чисто отмытые концентратовые прослои на некотором расстоянии от поверхности дна были обнаружены на глубинах 15—30 м, их мощность достигала 15—20 см.

Ю. А. Павлидис оценивает запасы титаномагнетита в обследованном заливе до 3,5 млн. т (табл. 9).

Аналогичные данные получены и по другим участкам береговой зоны Курильских островов (Павлидис, 1968), что позволяет

рассматривать этот район как зону типичных прибрежных россыпей. Такие зоны вообще широко развиты по берегам Тихого океана. В. П. Петелин (1964) увязывал их с комплексами коренных пород, выделяя четыре основных типа пляжевых концентратов в береговой зоне островов и материков:

1) концентраты, связанные с разрушением континентального комплекса пород, представленные ильменитом, рутилом, цирконом, монацитом, реже касситеритом (россыпи Австралии, Таиланда, о. Тайвань);

2) концентраты, связанные с разрушением андезито-базальтовых пород, представленные титаномагнетитом, магнетитом, ромбическими пироксенами, роговой обманкой, в меньшей степени — оливином; экономическую ценность представляет ванадиеносный титаномагнетит (россыпи Алеутских островов, Камчатки, Курильских островов, Японии, Новой Зеландии);

3) смешанный комплекс, представленный и «континентальными» минералами, и минералами, связанными с эффузивной вулканической деятельностью (россыпи западного побережья Америки);

4) концентраты, распространенные на Гавайских островах, представленные титаномагнетитом, оливином, авгитом, титанавгитом; в отличие от песков андезитового пояса здесь отсутствуют ромбические пироксены, а титаномагнетит содержит больше двуокиси титана (до 14%) и гораздо меньше пятиокиси ванадия (0,16%).

Следует при этом подчеркнуть, что условия формирования россыпных месторождений определяются в первую очередь динамическим режимом береговой зоны и их локализация мало связана с составом и распространением горных пород, служащих коренным источником тяжелых минералов.

В береговой зоне Курильских островов (как и на западном побережье Новой Зеландии) формирование россыпей и их широкое развитие определяются прежде всего высоким темпом денудации и абразии рыхлых вулканических пород. В береговую зону систематически поступают большие массы обломочного материала, сортировка его идет достаточно интенсивно на открытых океанскому волнению участках берега, формирование россыпей происходит в относительно короткое время и может непрерывно возобновляться.

Перспективным районом прибрежных россыпей в СССР является юго-восточное побережье Балтийского моря (Ульст, 1957, 1959, 1963, 1964).

В береговой зоне песчаного аккумулятивного берега существуют две характерные области обогащения песка тяжелыми минералами. В области пляжа прибойный поток осуществляет четкую минералогическую дифференциацию и повышает содержания тяжелых минералов обычно связаны с систематической сортировкой относительно крупнозернистого песка (меднан-

Т а б л и ц а 7

Гранулометрические характеристики прибрежных отложений залива о. Итуруп
(Павлидис, 1968)

Элементы берегового профиля	Количество исследованных образцов	Содержание фракций, %: размер частиц, мм					Md, мм	S ₀
		1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1		
Дюны	10	—	6,0	53,0	40,0	1,0	0,3	1,4
Пляж	50	—	16,0	62,0	21,0	0,1	0,4	1,35
Подводный склон, зона подводных валов	15	0,1	9,0	75,0	16,0	0,2	0,4	1,2
Подводный склон, глубина 10—20 м	10	4,0	4,0	32,0	57,0	3,0	0,2	1,5
Подводный склон, глубина 30—40 м	6	15,0	28,0	35,0	11,0	1,0	0,5	1,8

Т а б л и ц а 8

Минералогический состав пемзы, аллювия ручья и прибрежных отложений образцового участка берега залива, % (по Ю. А. Павлидису, 1968)

Минералы	Пемза	Аллювий	Отложения пляжа	Отложения подводного склона
Титаномагнетит	1,6	22,0	48,5	6,5
Пироксены	3,8	30,0	29,0	21,5
Плагиоклазы и кварц	16,0	35,0	22,0	70,0
Вулканическое стекло	76,5	12,0	—	1,5

Т а б л и ц а 9

Запасы титаномагнетита в прибрежной россыпи залива о. Итуруп

Области береговой зоны	Объем, млн. м ³	Масса, млн. т	Запасы титаномагнетита по элементам береговой зоны, млн. т
Дюны	3,3	13,2	1,7
Пляж	2,1	3,4	0,6
Подводный склон	17,5	28,0	1,2

ный диаметр от 0,36 до 0,24). Содержание тяжелых минералов в песке достигает 40%, хотя в исходных глинистых ледниковых отложениях оно не превышает 2%.

В зоне подводного склона наибольшие концентрации тяжелых минералов обнаруживаются в песке, имеющем медианный диаметр 0,08—0,13 мм, т. е. переходный уже к фракции крупного алеврита.

Образование продуктивных слоев на подводном склоне В. Г. Ульст тесно связывает с динамикой вдольберегового потока наносов. Нам представляется это малоказательным, так как вдольбереговое перемещение наносов приводит к созданию относительно однородной массы песка на выровненном аккумулятивном берегу, а также крупных накоплений в виде песчаных надводных и подводных аккумулятивных форм. Минералогическая же дифференциация песка подчинена закономерностям «поперечной» сортировки, а на оконечностях аккумулятивных форм она усиливается благодаря выносу с пляжа легкой фракции вдольбереговым течением.

Считалось, что перспективным районом развития современных прибрежных россыпей может быть южное побережье Кольского полуострова (Сидоренко, 1961), однако специальные работы по исследованию береговой зоны, проведенные здесь Институтом океанологии в 1964—1965 гг., не дали пока оснований для подтверждения этого предположения. Главный фактор, препятствующий формированию прибрежных месторождений в этом районе,— это, по-видимому, малая интенсивность прибрежной седиментации и длительное развитие береговой зоны в специфических условиях сурового климата и оледенения.

Прибрежные осадки собственно морского происхождения с характерной фауной, сортированностью и слоистостью развиты в виде слоя небольшой мощности в узкой зоне пляжа и верхней части подводного склона.

На примере южного берега Кольского полуострова, таким образом, можно проследить зависимость процесса формирования прибрежных россыпей от климата, определяющего здесь денудацию и объем поступающего в береговую зону обломочного материала.

ИСКОПАЕМЫЕ РОССЫПИ СССР

Россыпи тяжелых минералов в древних осадочных толщах на территории СССР открыты сравнительно недавно. По составу тяжелых минералов это россыпи титано-циркониевые, с очень высоким общим содержанием тяжелых минералов. До сих пор продолжают обсуждаться по поводу происхождения этих россыпей. Одни авторы считают прибрежные россыпи не только самыми крупными, но и самыми богатыми месторождениями титана и циркония (Гурвич, Казаринов, Хмара, 1964); другие,

по нашему мнению, ошибочно относят некоторые известные россыпи к дельтовым и увязывают эпохи россыпеобразования с общим тектоническим режимом территории, преувеличивая возможности обогащения песчаных толщ в условиях дельтовой седиментации. Вместе с тем решение вопроса о генезисе ископаемых россыпей важно для правильного планирования поисков россыпных месторождений и прогнозирования запасов минерального сырья. Изданный в 1962 г. «Атлас палеогеографических и палеотектонических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» помог сосредоточить разведку в районах прибрежных зон морей геологического прошлого, что привело к обнаружению целой серии россыпей, в том числе некоторых промышленных (Гурвич, Болотов, 1968).

Предварительная оценка перспективности мезозойско-кайнозойских осадочных толщ на территории СССР была сделана В. А. Блиновым и С. Н. Калюжной (1964). Разделение продуктивных формаций было проведено по величине «коэффициента устойчивости». При этом были отмечены периоды интенсивного размыва мощной коры выветривания каолинового типа, установлены наиболее благоприятные условия тектонического режима, приводящие к формированию прибрежных россыпей, и указана решающая роль фациальной обстановки береговой зоны в процессе россыпеобразования.

В генезисе «дельтовых» россыпей, в частности в области Тургайского прогиба (Трофимов, 1959, 1960а,б, 1964б), особое значение имеет режим внешней части дельты. Авандельта, или, точнее, предустьевое взморье (Самойлов, 1952), является районом собственно береговой зоны в смысле определения ее характерного литодинамического ландшафта. Так, наиболее важная и богатая часть олигоценовых оолитовых железорудных месторождений Приаралья заключена именно в отложениях предустьевого взморья дельты (Формозова, 1960, 1963), где происходил, возможно, неоднократный, вторичный переувлажнение рудного материала и соответствующему обогащению. Таким образом, разногласия в дискуссии о генезисе прибрежных комплексных россыпей в сущности не слишком велики. Если формационный анализ доказывает связь данной россыпи с районом типичной дельтовой седиментации, то наибольшее обогащение полезным компонентом все равно связано с типичными процессами береговой зоны.

Весь имеющийся геологический материал свидетельствует о прямой зависимости общего роста запасов титана и циркония от поисков погребенных прибрежных россыпей (Трохачев, 1965; Гурвич, Алексеевский, 1967). С разведкой последних связано и увеличение запасов редкоземельных элементов, так как прибрежные россыпи титана и циркония одновременно являются важнейшими источниками этого вида минерального сырья.

На севере Европейской части СССР в районе Тимана в отложениях верхнего девона (эйфельский ярус) было открыто и исследовано очень крупное россыпное месторождение титана, довольно своеобразное по составу минералов и генезису (Калюжный, 1960, 1965). Россыпи характеризуются значительным преобладанием в тяжелой фракции лейкоксена (80—90%) с размерами зерен 0,2—0,5 мм. При этом основная масса зерен циркона сохраняет обычный размер — 0,1 мм и сосредоточена в мелкозернистых пачках прибрежных отложений (Гернгардт, 1963; Кочетков, 1965; Калюжный, 1965). Эту особенность россыпей Тимана связывают с тем, что в размытых докембрийских отложениях минералы титана возникли в условиях метаморфизации.

Генезис россыпей был изучен В. А. Калюжным (1960), А. Р. Сушоном (1963) и О. С. Кочетковым (1965) и описан в сводной работе по россыпям Русской платформы (Гурвич, Болотов, 1968). Район россыпей был в течение длительного времени побережьем открытого залива. Условия поступления обломочного материала, содержащего крупнозернистый лейкоксен и другие тяжелые минералы, изменялись в зависимости от изменений тектонического режима области сноса. Рыхлые прибрежные толщи стратиграфически четко разделяются на три пачки. Происходили неоднократный размыв и переотложение рыхлых пород в связи с некоторыми колебаниями уровня бассейна.

Однако, как ни была сложна история развития этой области в период формирования россыпей, основное значение имела сортировка грубозернистого терригенного материала в береговой зоне крупного открытого залива.

Песчаные отложения россыпей Тимана одновременно являются коллекторами нефти эксплуатируемого здесь месторождения (Гернгардт, 1963). Довольно значительная часть россыпей Украины относится к типу аллювиальных, и их локализация связана с русловым переносом продуктов коры выветривания Украинского кристаллического массива (Дядченко, 1961; Дядченко, Ткаченко, 1960; Дядченко, Хатунцева, 1960; Баранова, Веклич и др., 1960; Баранова, Борисенко и др., 1960). Россыпи расположены на довольно значительном расстоянии от коренного источника, и формирование их обусловлено неоднократным переотложением песков и песчано-глинистых осадков.

Тектонический режим, определявший интенсивность денудации и формирование рельефа, существенно влияет на формирование россыпей. В периоды восходящих движений формируются обычно дельтовые россыпи, в периоды трансгрессий — прибрежные. Частные особенности россыпей и минералогического состава песка связаны с геоморфологическими условиями того или иного района (Веклич, Заморий, 1959; Веклич и др., 1960, 1965).

Некоторые возражения вызывает описание Векличем процесса дельтового россыпеобразования при регрессии моря. «В условиях преимущественной регрессии морей размыв отложенных ими в прибрежных зонах осадков был незначительным, поэтому здесь не могли образоваться крупные россыпи тяжелых минералов. Исключением являются дельты, где в процессе осадконакопления создавались чрезвычайно благоприятные условия для аккумуляции тяжелых минералов путем естественной отмывки шлама. При непрерывной регрессии моря с сохранением той же интенсивности процесса наращивание обогащенных тяжелыми минералами дельтовых отложений приводило к образованию богатых россыпей значительной протяженности» (Веклич и др., 1965, стр. 220). Автор не подвергает сомнению основной механизм формирования прибрежных россыпей — сортировку и минералогическую дифференциацию песка в береговой зоне. Речь, следовательно, идет не об этом, а о способе поступления обломочного материала в береговую зону, но тогда россыпи предустьевого взморья должны быть отнесены к типу прибрежных.

Одна из крупнейших ископаемых прибрежных россыпей на территории Украины стратиграфически приурочена к полтавской свите тонкозернистых песков, имеющей мощность до 125 м и развитой на территории Днепровско-Донецкой впадины (Жердева, Абулевич, 1960; Романов, 1961; Эльянов, Даниленко, 1964). Отсутствие (или очень редкие находки) морской фауны в песках полтавской свиты обычно служит основанием считать ее по происхождению аллювиальной, реже аллювиально-прибрежной. Вероятнее всего, полтавская свита формировалась в обширном сильно опресненном и мелководном заливе, в который поступало много обломочного материала со склонов Воронежского и Украинского кристаллических массивов.

В пределах полтавской свиты выявлено шесть районов комплексных титано-циркониевых россыпей. Обогащенные горизонты обычно имеют вид относительно узких полос, иногда вытянутых линз небольшой мощности. Эксплуатируемое месторождение богато ильменитом, рутилом и цирконом. В плане россыпь разделяется на три зоны обогащения, имеющих одинаковое простирание и охватывающих общую территорию длиной около 20 км и шириной до 3 км. Одна из зон мощнее и богаче, две другие имеют безрудные участки и несколько обеднены.

В разрезе продуктивные горизонты имеют достаточно хорошо выраженную крупную ритмическую слоистость, характерную для осадков подводного склона и, возможно, зоны развития подводных валов. Эта крупная слоистость осложнена текстурами второго порядка, часто полого наклоненными косыми и пересекающимися, что, как известно, служит признаком неоднократного пересотложения песка в области развития подводных валов. Гранулометрический состав песков россыпи, его однообра-

зии на большом протяжении свидетельствуют о неоднократном переотложении в условиях динамического режима береговой зоны.

И. С. Романов (1961) указывает на полное сходство генетических признаков этой россыпи с прибрежными россыпями Тургая. В обоих случаях россыпи сосредоточены в мелкозернистом песке, гранулометрические характеристики песков совпадают, а сортировка песков настолько совершенна, что почти не удается отмыть шлик. Единственное отличие россыпей заключается в том, что россыпи Тургая стратиграфически относятся к среднему олигоцену, а Украины — к миоцену. Поскольку коренные источники тяжелых минералов в обоих случаях удалены на расстояние сотен километров от россыпи, это отличие несущественно.

Таким образом, россыпи полтавской свиты Украины служат весьма показательным примером рудного накопления минералов титана и циркония в береговой зоне крупного водоема. Спорные вопросы их генезиса относятся не к процессу формирования россыпей, а к общей обстановке седиментации. Во всяком случае, не обнаруживается четких признаков зависимости распределения россыпей от трансгрессий или регрессий, но, вероятнее всего, локализация россыпей может быть связана с неравномерностью изменения уровня и длительностью его колебаний в небольших пределах.

Очень крупным перспективным районом третичных прибрежных титановых россыпей является Зауралье (Малышев, 1957; Батищев-Тарасов, 1958). Вся эта громадная область до Тургайского прогиба включительно была в нижнем олигоцене прибрежной зоной. И. П. Малышев не сомневается в прибрежном генезисе этих россыпей. «Олигоценовые россыпи теперь установлены в Зауралье, от Тюмени на севере, до Иргиза на юге... Следует полагать, что областью их развития является вся прибрежная зона нижнеолигоценового моря, покрывавшего огромные пространства Западно-Сибирской низменности, поскольку в этот период, в связи с поднятием и интенсивной денудацией, с Урала, Мугоджар и Казахской горной страны в прибрежную зону моря приносились огромные количества продуктов коры выветривания, образованной на кристаллических породах в мезозойское время. В результате сортировки этого материала в прибрежной зоне моря должны были образоваться морские и лагунные дюны, сложенные титаноносными песками» (Малышев, 1957, стр. 162).

Тобольские месторождения титана — это целая группа прибрежных россыпей. Все они лежат на определенном гипсометрическом уровне — в пределах разности высотных отметок не более 10—20 м. Поверхность продуктивных горизонтов имеет небольшой наклон, совпадающий с направлением, по которому продуктивные пески постепенно замещаются алевритовым без-

рудным илом. Очень хорошая сортировка продуктивных песков также служит признаком отложения их в береговой зоне.

Наиболее серьезные возражения по поводу прибрежного генезиса тобольской группы россыпей были высказаны в работах по стратиграфии третичных осадочных толщ Зауралья (Лавров, 1956; Лавров, Соболева, 1958). Основываясь на том, что в титаноносных песках не обнаружена морская фауна, но, наоборот, отмечаются листовая флора и остатки крупных наземных животных, В. В. Лавров считает эту область обширной заболоченной равниной, а продуктивные слои относит к дельтовым образованиям.

В. С. Трофимов (1960а,б) на основе формационного анализа олигоценовых толщ Тургая и текстурных особенностей песчаных отложений полагает, что россыпные месторождения в этом районе сформировались в дельтах крупных рек в период медленной регрессии олигоценового моря.

В статье А. И. Имшенецкого (1964) приведены новые материалы по геологическому строению и вещественному составу среднего горизонта тургайской серии олигодена Зауралья. В полосе длиной 45 км и шириной 10 км расположено 17 россыпей и обнаружено большое количество рудопроявлений. Стратиграфически тургайская серия подстилается чаганскими глинами и перекрыта аральской свитой миоцена. Продуктивные горизонты слагаются мелкозернистым песком, в котором частицы мельче 0,25 мм составляют в среднем 90—95%, а зерна рудных минералов — 0,06—0,10 мм. Легкая фракция песка — кварц с примесью калиевого полевого шпата, альбита, слюды. Тяжелая фракция на 50—80% состоит из ильменита и небольшого количества рутила, лейкоксена и эпидота. Отмечая поразительную однородность продуктивных песков по гранулометрическому и минералогическому составам, А. И. Имшенецкий указывает, что эти пески сформировались в береговой зоне обширного водоема (вероятно, пресноводного) в процессе перебива и переотложения глинистых песков чиликтинской свиты, т. е. в данном случае имел место перебив серии конусов выноса или дельт в береговой зоне. Этот вывод лишний раз подчеркивает справедливость нашего общего утверждения о решающем значении сортировки песка в береговой зоне для процесса формирования прибрежных россыпей.

Сходное по генезису и общим геологическим признакам месторождение открыто недавно в районе Ставропольского поднятия (Казаринов, 1965). Здесь в миоценовых песках, отличающихся высокой степенью сортировки, обнаружены слои, обогащенные минералами титана и цирконом, причем налицо все признаки характерной обстановки седиментации береговой зоны. По-видимому, это район периферии крупной аккумулятивной формы, сформировавшийся в области сноса обломочного материала с Кавказа. Вполне вероятно открытие новых россыпей

прибрежного генезиса в Предкавказье и вообще в районах развития рыхлых третичных толщ южной окраины Русской платформы.

Титано-циркониевые россыпи прибрежного генезиса в пределах Русской платформы обнаружены в разных по возрасту осадочных толщах среднего и верхнего девона, карбона, средней юры, валанжинского и аптского ярусов нижнего мела, сеноманского и сантонского ярусов верхнего мела, среднего и верхнего палеогена, нижнего и среднего неогена (Гурвич, Болотов, 1968).

В работах по генезису сибирских россыпных месторождений титана и циркония (Казаринов, 1958, 1960; Богацкий, 1958) отмечается наличие трех металлогенических эпох и трех соответствующих «рудных этажей» в мезо-кайнозойских отложениях периферии Западной Сибири.

На юге Западной Сибири найдены значительные титано-циркониевые россыпи, образованные в береговой зоне третичных морей и отличающиеся довольно высоким содержанием тяжелых минералов (Григорьева, 1965; Даргевич и др., 1960; Даргевич, 1965).

Источниками тяжелых минералов в россыпях являются палеозойские пояса по окраинам Западной Сибири. Отмечено по крайней мере две эпохи интенсивной денудации и сноса продуктов коры выветривания в береговую зону (Лебедев, 1964; Соколов, 1963; Гурвич и др., 1960; Еселевич и др., 1959). Прибрежный генезис наиболее крупных россыпей несомненен. Большинство исследователей указывают, что они формировались в отложениях эпох крупных трансгрессий и начала регрессий (эоцен-нижний олигоцен, альб-сеноман). Даргевич считает, что прибрежные россыпи образовались в процессе перетолжения осадков, т. е. в период трансгрессий, когда снос с суши был незначительным (Даргевич, 1965). К аналогичным выводам приходит и Григорьева (Григорьева, 1965), оговаривая, однако, что в регрессивную фазу развития окраины бассейна сохранность ранее сформированных прибрежных россыпей маловероятна.

В работах Ю. Б. Файнера (1960, 1963) рассматриваются общие вопросы транспортировки зерен тяжелых минералов в русловом потоке и связанные с этим особенности титано-циркониевых россыпей. В русловом потоке на поверхности мелких рудных зерен концентрируются отрицательно заряженные чешуйки каолина, поэтому они обладают меньшей гидравлической крупностью, чем чистые рудные зерна, и область их переноса во взвеси значительно шире. Вероятно, утверждение Ю. Б. Файнера правильно, но оно не имеет существенного значения для понимания процесса формирования прибрежной россыпи в целом, а лишь объясняет совместное отложение тяжелых минералов и каолина.

Таким образом, общие предпосылки или условия для форми-

рования прибрежных россыпей сводятся к накоплению продуктов химического выветривания изверженных и метаморфических пород, в которых полезные тяжелые минералы находятся в виде мономинеральных зерен. Такие условия возникают в краевых частях поднятых геологических структур, где и накапливаются осадочные толщи.

Определение величины коэффициента устойчивости осадочных формаций служит первым шагом к получению оценок перспектив россыпеобразования. Локализация собственно прибрежных россыпей как типичных месторождений подчинена более сложным закономерностям. В ходе геологического развития той или иной территории неизбежны колебания уровня окружающего или примыкающего бассейна. Вместе с колебаниями уровня, независимо от их знака, смещаются и границы береговой зоны. Наиболее важной характеристикой трансгрессии и регрессии является неравномерность повышения (понижения) уровня бассейна. Сортировка и более глубокое преобразование материала литосферы в береговой зоне совершаются достаточно интенсивно с относительно большой скоростью (по сравнению со скоростью тектонических движений).

Каждому периоду замедления в ходе трансгрессии или регрессии соответствует формирование типичного распределения осадков в береговой зоне и в частности рудных накоплений в виде россыпей. В зависимости от скорости изменения уровня бассейна в последующий период рудные накопления могут быть захоронены или вновь преобразованы и смещены на новые гипсометрические уровни. Чередование периодов резкого изменения уровня с периодами относительной его стабильности, установленное для Черного моря в течение голоцена, можно считать достаточно общей закономерностью. Иначе говоря, сохранение прибрежных россыпей в ископаемых осадочных толщах связано с неравномерностью изменений уровня бассейна.

Береговая зона — это единственный в природных условиях литодинамический ландшафт, в котором может образоваться рудное накопление в виде россыпи из исходного материала, имеющего малую и весьма малую концентрацию рудного вещества.

Характерным примером в этом отношении могут служить прибрежные россыпи юго-восточного побережья Балтийского моря.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРИБРЕЖНЫЕ ОСАДКИ
И ЭВОЛЮЦИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ
В ГОЛОЦЕНЕ

За последние 10—15 лет появилось много новых материалов, свидетельствующих о весьма сложном строении толщ современных осадков прибрежной зоны. Общий обзор истории развития верхней части шельфа в голоцене был сделан недавно коллективом сотрудников Института океанологии (Каплин, Невеский и др., 1968).

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ТОЛЩ
СОВРЕМЕННЫХ ПРИБРЕЖНЫХ ОСАДКОВ

Состав и строение прибрежных осадков изучены наиболее полно в Черном море. В 1955 г. в прибрежной зоне Таманского полуострова впервые были получены колонки грубозернистых осадков с глубин до 30 м. Для этой цели была применена специальная вибрационно-поршневая трубка конструкции Е. И. Кудинова. В последующие годы аналогичные работы были выполнены в Балтийском, Азовском, Японском, Охотском морях, и соответствующие материалы опубликованы в серии статей (см. Аксенов, 1965б).

В работах Е. Н. Невеского (1958, 1961, 1967) приведены описания серии разрезов в районах, примыкающих к Анапской пересыпи и Керченскому проливу. В колонках, полученных с различных глубин, отчетливо прослеживается чередование слоев однородного мелкозернистого песка, грубозернистых осадков с галькой и крупными обломками раковин и типичного лагунного ила. Границы между разнородными слоями отчетливы и свидетельствуют о резком изменении обстановки седиментации. По мере расширения района исследований все более четко выявлялись закономерная пространственная изменчивость прибрежных осадков и смена типов осадка в разрезе.

В районе Каркинитского залива была вскрыта трансгрессивная толща, состоящая из нескольких разновозрастных генераций однотипных аккумулятивных форм. Каждой такой генерации соответствует сочетание полосы мелкозернистого песка, линзы пляжевых грубозернистых наносов и слоя лагунного ила. Аналогичная смена типов осадка была вскрыта бурением в Каламитском заливе. Эти материалы позволили обосновать общее

положение о неравномерном развитии голоценовой трансгрессии в Черном море. В дальнейшем были получены аналогичные материалы по северо-западной части Черного моря, правда, столь четкого ступенчатого строения прибрежной толщи не удалось обнаружить. Материал по Кавказскому побережью (Невесский, Шербаков, 1958; Невесский, 1967) и колонки, полученные у берегов Южного Крыма, не дают такой полной картины изменения состава прибрежных осадков. Они показывают лишь смену осадков в разрезе, связанную с переслаиванием типичных морских мелководных отложений и аллювиальных, по-видимому, дельтовых.

На северном побережье Черного моря вся изученная толща расчленяется на четыре разновозрастных горизонта, каждый из которых содержит определенный комплекс фауны. В обширном районе от Западного Крыма до Анапской пересыпи были выделены новоэвксинские, бугазские, каламитские и джеметинские отложения. Каждый из этих горизонтов занимает определенное гипсометрическое положение, связанное с изменением уровня бассейна в ходе трансгрессии. Повышение уровня моря происходило неравномерно: довольно резко в начале каждого из периодов продолжительностью в 2000—2500 лет, а затем очень медленно. Эпохи ускоренного повышения уровня длились десятки или сотни лет (Невесский, 1967). Общее повышение уровня моря за 8—10 тыс. лет составило 35—40 м.

Е. Н. Невесский отрицает возможность стояния уровня Черного моря в прошлом на более высоких отметках, чем современный. Он обосновывает это отсутствием признаков недавнего понижения уровня в колонках прибрежных осадков.

В итоговых кривых хода уровня моря, построенных Е. Н. Невесским (1961, 1967), превышение уровня над современным в джеметинское время оказывается возможным только для Анапского района.

П. В. Федоров (1956, 1959, 1963) на основании детального изучения молодых низких береговых террас и стратиграфии четвертичных отложений обширной области показал, что в послеледниковую эпоху трансгрессия Черного моря развивалась неравномерно, и современный уровень моря стоит ниже уровня новочерноморской эпохи, которая сменилась фанагорийской регрессивной фазой. Пределы колебаний уровня составляют от +2 м в новочерноморской трансгрессии (над современным уровнем) и приблизительно до -2 м в фазу фанагорийской регрессии.

В связи с этой дискуссией возникает более общий вопрос о процессе захоронения тех или иных прибрежных осадков береговой зоны при повышении уровня бассейна.

Сохранение серии реликтовых аккумулятивных форм, образующих своеобразную лестницу в трансгрессивной толще, связано с очень большой устойчивостью надводных валов (баров)

из грубозернистого материала. На палеогеографических схемах отчетливо видно, что наибольшую сохранность имели аккумулятивные формы в районе Каркинитского залива, где были широкие пляжи и пересыпи, отгораживающие лагуны внутри залива (Невеский, 1967). В районе Анапской пересыпи столь четких ступеней нет, а в северо-западной части моря вообще прослеживается четко на разрезе лишь одна крупная древняя аккумулятивная форма.

Надводные аккумулятивные формы, возникавшие в периоды замедления трансгрессии, при дальнейшем повышении уровня моря смешались, напользали на лагунные осадки и, расчленившись на отдельные острова, уцелели, постепенно погружаясь под уровень моря.

В связи с этим становится объяснимым отсутствие признаков фаагорийской регрессивной фазы и максимума новочерноморской трансгрессии в колонках осадков.

Неравномерное развитие трансгрессии оказало решающее влияние на изменение пространственного распределения характерных зон осадконакопления в прибрежной полосе. В периоды быстрых подъемов уровня, когда береговая линия (контур берега) сильно усложнялась, возникала очаговая локализация фаций. Распределение и состав осадков при этом резко различались на небольших протяжениях берега.

По мере выравнивания берега и приближения прибрежного рельефа к общему состоянию динамического равновесия, распределение зон седиментации упрощается и наступает период линейного распределения фаций. Е. Н. Невеский объясняет эту смену очаговости и линейности характерных зон седиментации только интенсивностью абразии (Невеский, 1967). Однако при этом следует учитывать также и вероятное увеличение общего объема обломочного материала, поступающего в береговую зону при интенсивном повышении уровня из-за усиленного сноса с суши в плевниальные периоды.

Довольно хорошо изучены прибрежные отложения Азовского моря. На юге, у Таманского полуострова (Павлидис, 1961), вскрыта маломощная песчано-ракушечная трансгрессивная толща, залегающая на коренных глинах и суглинках. Мощность отложений возрастает по направлению к берегу, но не превышает 4,5 м, иногда метровая свита осадков покрывает и глинистый бенч. Характерная их особенность — смена галечно-песчаного слоя горизонтом хорошо отсортированного ракушечного детрита. На глубине 7—10 м и в 1,5—2 км от уреза воды прибрежные осадки сменяются илстыми ракушечниками, выполняющими дно моря (Аксенов, 1965а). На аккумулятивных участках северного и западного берегов вскрыты древние генерации современных кос и пересыпей, образованные в начальный период трансгрессии (Щербаков, 1961, 1966). Современные аккумулятивные формы подстилаются типичными илстыми осадками

лагуна. Во всех прибрежных осадках много ракуши, некоторые аккумулятивные формы сложены из нее целиком (Аксенов, 1955, 1965а). Исследование осадков Азовского моря и его прибрежной зоны позволило уяснить историю этого водоема. В карангатское время в Азовском море отлагались прибрежные осадки с соленолобивой фауной. Они были найдены в основании прибрежной толщи на северо-западе моря (Хрусталеv, 1966). Затем наступила регрессия моря, и до начала древнечерноморской трансгрессии на его пространстве формировались континентальные осадки (Вронский, Хрусталеv, 1967; Панов, 1965; Демин, Хрусталеv, 1964). Достаточно четко прослеживается последовательное расширение границ бассейна (Аксенов, 1965а). Распределение современных осадков связано не только с источниками поступления терригенного и биогенного материалов, но главным образом с особенностями гидродинамического режима бассейна (Панов, Александров, 1964; Александров, Резников, 1964; Мамыкина, Хрусталеv, 1966; Аксенов, 1965а). Высокая скорость осадконакопления связана со значительной продуктивностью бентоса и активностью абразионно-денудационных процессов, обеспечивающих поступление больших масс терригенного материала. Гидродинамические условия Азовского моря характеризуются широким размахом колебаний уровня, что способствует образованию устойчивых аккумулятивных форм на некотором расстоянии от берега (Аксенов, 1957), а малые глубины обуславливают резкие изменения в распределении прибрежных наносов по сезонам и штормовым периодам.

Осадки береговой зоны сильно отличаются по составу от морских; в них почти нет мелкозернистого терригенного материала и очень высоко содержание ракуши, особенно в области пляжа. Осадки открытого моря почти повсеместно представляют собой илестый ракушечник, смесь целых раковин с илом. При дальнейшей эволюции Азовского моря, протекающей как процессе заполнения наносами его впадины, современные осадки в геологическом будущем должны превратиться в известняк-ракушечники. В отличие от обычных представлений о максимальном содержании терригенного материала в прибрежных ракушечных известняках, в Азовском море примесь глинистого терригенного материала возрастает от берега к центральной части моря.

Хотя прибрежные отложения Балтийского, Японского, Берингова и Охотского морей изучены еще недостаточно, некоторые важные особенности строения их толщ удалось все же выявить.

В распределении осадков береговой зоны Берингова моря песчано-гравийные осадки области пляжа и верхней части подводного склона сменяются на больших глубинах галькой и валунами. Полоса гальки и валунов протягивается по всей внешней области береговой зоны Анадырского залива. Такое укрупнение наносов с глубиной объясняется размывом моренных отложе-

ний, затопленных в период послеледниковой трансгрессии. По мере их размыва прибрежным волнением наиболее подвижные компоненты морен (песок, гравий, мелкая галька) последовательно смещались к берегу, создавая наносный покров пляжа и аккумулятивных форм, а более крупные и менее подвижные части — валуны и крупная галька — образовали своеобразную отмостку во внешней области береговой зоны (Щербаков, 1958, 1961).

В южной части Японского моря на глубинах от 10 до 15 м были вскрыты слои и линзы галечно-песчаных осадков, слагающих при низком стоянии уровня надводные аккумулятивные формы. Эти реликтовые образования остались незамытыми в ходе послеледниковой трансгрессии, что не только подтверждает общий вывод о неравномерном повышении уровня, но и указывает на общее сходство строения прибрежных осадков с хорошо изученными голоценовыми отложениями Черного моря.

Верхние горизонты прибрежной толщи Южного Приморья сложены песчано-алевритовым материалом, причем отчетливо выступают различия в распределении осадков, связанные с морфологией берега и составом аллювия. В закрытых бухтах, куда аллювия поступает относительно много, мощности песчано-алевритовых осадков велики, и сортировка их несовершенна. В открытых районах побережья темп осадконакопления ниже, а сортировка наносов значительно глубже. По сравнению с прибрежными осадками Охотского моря, развитыми в морфологически сходных условиях, осадки Японского моря гораздо более тонкозернисты, что связано с различиями в климатических условиях и в поступлении обломочного материала в эти бассейны (Щербаков, 1965).

В прибрежных осадках южного побережья Балтийского моря (Павлидис, 1961; Невеский, Павлидис, 1963) отчетливо выделяются два горизонта. Верхний горизонт мощностью от 1 до 3 м сложен среднезернистым кварцевым песком с современной морской фауной, с включениями и линзовидными прослоями гальки и гравия (у нижней границы). Очевидно, это морские осадки заключительного этапа послеледниковой трансгрессии, явно континентального происхождения. В этих осадках имеются слои озерного ила и обильные растительные остатки. В других районах современные пески непосредственно граничат с размытой поверхностью морены. Мощность песчаных наносов измеряется несколькими метрами. Полоса их распространения ограничена глубинами до 10 м. В целом, прибрежные пески состоят из перемытого и отсортированного ледникового материала.

Прибрежные толщи Охотского моря исследованы более детально (Аксенов, Ионин, Щербаков, 1965). Колонки отобраны на глубинах от 3 до 28 м при наибольшем расстоянии от берега до 30 км в открытом заливе, расположенном на приморской аллювиальной равнине, в глубоко врезанной бухте и в заливе

почти лагунного типа, сообщающимся с морем лишь узким мелководным проливом.

В открытом заливе галька, слагающая современные аккумулятивные формы (главным образом бары и широкие пляжи), залегает на подводном склоне до глубины 3 м. Далее возрастает примесь гравия и среднезернистого песка, причем на глубинах от 4 до 12 м отмечены слои чистого кварцевого песка мощностью до 50 см. Сплошная лента песчаных наносов тянется по поверхности дна параллельно берегу, частицы размером 0,1—0,25 мм составляют в них немногим более половины общей массы. Мощность песчано-галечных осадков подводного склона обычно колеблется в пределах от 2 до 5 м, тогда как мощность галечных баров достигает 10—15 м. По мере удаления в море содержание песка в осадках быстро уменьшается и с глубины 18—20 м дно покрыто галькой. Слой ее не превышает десятков сантиметров.

Поверхностные грубозернистые осадки подстилаются отложениями, резко отличающимися от них по составу. Особенно ясно это видно в более глубоководных колонках (18—28 м). Подстилающая толща лишена гальки, состоит из мелкого песка (на 30%) и алевритовых и пелитовых частиц (на 70%). В ряде колонок в составе алевритовой толщи обнаружены довольно мощные слои торфа, а иногда небольшие линзы илистого материала. Один из горизонтов, лежащий на глубине около 2 м от поверхности дна, состоял даже из слабо перегнивших обломков древесины и мха.

Алевритовая нижняя толща лишена остатков морской фауны. В верхней песчано-галечной толще обильны раковины моллюсков, обитающих в Охотском море.

Различаются верхние и нижние горизонты прибрежных осадков и по минералогическому составу песчаной и крупноалевритовой фракции. Содержание рудных минералов в нижних горизонтах не превышает 2—4%, причем резко преобладают обломки пород. В верхнем горизонте рудные минералы составляют 13—23% песчаной фракции, содержание же обломков незначительно.

Колонки со дна бухты вскрывают сходное строение толщи прибрежных отложений. На глубине 20 м поверхностный слой с современной фауной достигает 1,2 м; затем лежат прослой торфа, их подстилает чистый песок без морской фауны и без включений гальки. С приближением к берегу, где интенсивно размывается континентальная песчано-галечниковая толща, мощность верхнего горизонта резко возрастает. На глубине 10 и 12 м колонки уже не выходят за пределы этого слоя, хотя длина их достигает 2,5 м.

Сопоставление данных спорово-пыльцевого анализа подтверждает различие в условиях образования верхнего и нижнего горизонтов прибрежных осадков. В верхнем горизонте больше всего спор зеленых мхов, а пыльца березы, ольховника и кед-

рового стланика встречается реже. В торфе нижнего горизонта, наоборот, преобладает пыльца древесно-кустарниковых и травянистых растений, а пыльца кедрового стланика исчезает. Споры зеленых мхов при этом вытесняются спорами сфагнумов и грибов.

Несколько иное строение имеют осадки изолированного залива. Полученные здесь колонки длиной до 4,5 м не вышли за пределы грубообломочной галечниково-песчаной толщи с современной морской фауной. В целом эти осадки довольно однородны и отличаются в разных точках залива лишь соотношением гальки и песка. На севере залива преобладает песчаная фракция, к югу возрастает содержание гальки и ухудшается сортировка.

В некоторых прибрежных колонках удалось все же обнаружить нижний горизонт континентальных песков, однотипный с ранее описанным.

Дополнительное подтверждение континентального генезиса нижней песчано-алевроитовой толщи было получено в результате определения основных форм диатомовых в торфяных слоях.

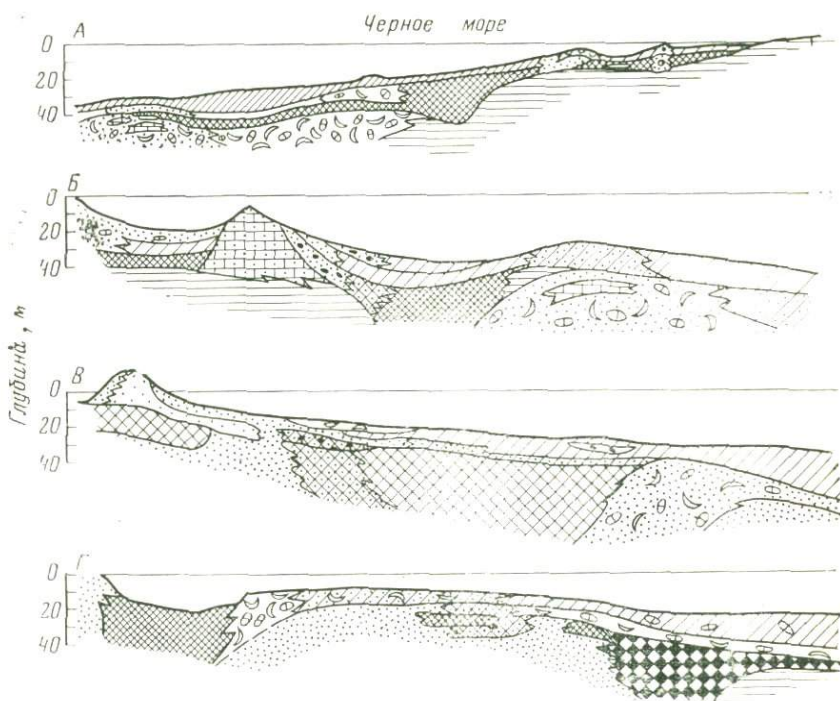


Рис. 22. Схемы строения прибрежных толщ (Черное море — по Невесскому, 1967; Балтийское море — по Павлидису, 1961; Охотское море — по Аксенову, Нонину, Щербакову, 1965)

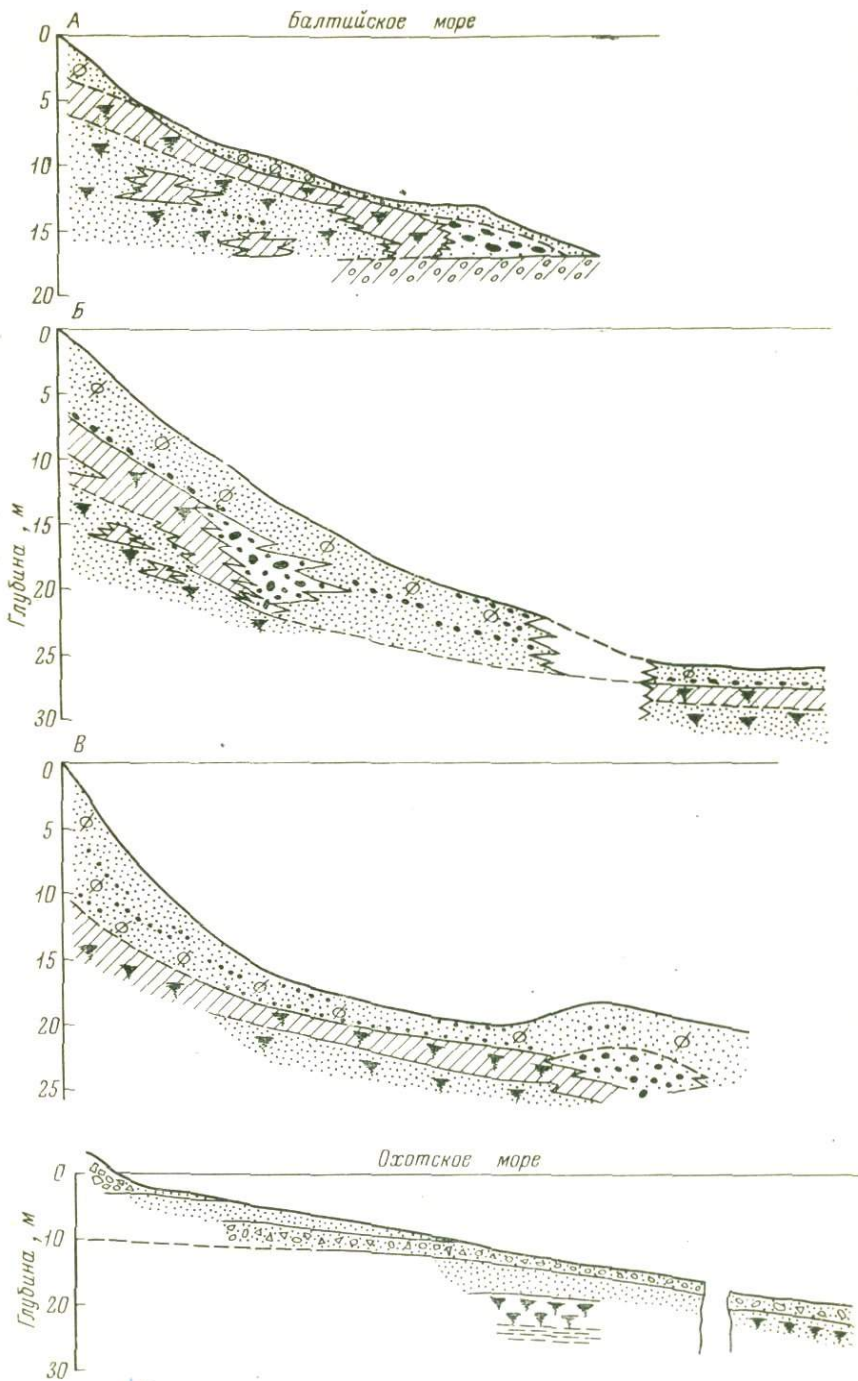


Рис. 22 (продолжение)

Все они оказались пресноводными и идентичными по составу комплексов с диатомовыми песчаных отложений низменных пространств приморской равнины.

Таким образом, в Охотском море удалось выявить двучленное строение толщи прибрежных осадков, свидетельствующее о решающем влиянии на эволюцию береговой зоны повышения уровня во время поздне- и послеледниковой трансгрессии. При этом не были обнаружены следы более высокого стояния уровня по сравнению с современным. Относительно низкие аккумулятивные и абразивные террасы на побережье с достаточной определенностью свидетельствуют о новейших дифференцированных тектонических движениях и глыбовой тектонике (Аксенов, Ионин, Щербиков, 1965).

Формирование прибрежных толщ связано прежде всего с трансгрессией Мирового океана (Зенкович и др., 1960; Зенкович, 1962; Невеский, Павлидис, 1963; Каплин и др., 1968). Привлечение материалов по прибрежным осадкам Мексиканского залива (Fisk, 1959; Shepard, 1956) и Нидерландов (Jelgersma, 1961) подтверждает общее положение о трансгрессивном залегании позднейших морских отложений на размытой поверхности континентальных.

В пределах современных толщ осадков береговой зоны выявляется сложное ступенчатое строение, отражающее неравномерность повышения уровня в ходе трансгрессии и достаточно четкую смену конкретных условий седиментации на пространстве береговой зоны. Особенно важным признаком неравномерности трансгрессии служит захоронение линз и слоев лагуны осадков и надводных аккумулятивных форм, сложенных грубозернистым материалом (рис. 22).

Не менее характерным проявлением неравномерности трансгрессии является отчетливая смена пространственного распределения различных типов осадков. Смена очаговости и линейности фаций береговой зоны, которую достаточно четко удалось проследить в Черном море, является специфической чертой прибрежных отложений. В современной береговой зоне закономерно чередование относительно крупных областей выровненного берега с линейным распределением типов осадков и районов расчлененных бухтовых берегов с очаговым распределением фаций.

Мощность толщ прибрежных осадков (общих абсолютных масс) резко возрастает с приближением к береговой линии. Области максимальной аккумуляции обломочного материала сохраняются в процессе исторического развития береговой зоны и часто фиксируются в разрезе толщи, будучи перекрыты осадками подводного склона.

Очаги аккумуляции песчаных наносов обычно связаны с перемещением песка по дну малого уклона (измеряемого несколькими тысячными) по направлению к берегу. По-видимому, эта особенность характерна лишь для современного этапа развития

береговой зоны и является частным случаем. В процессе переформирования береговой зоны мощные бары могут возникнуть в результате повышения уровня моря и затопления прибрежных аллювиальных равнин.

В балансе обломочного материала известную роль играют подводные каньоны.

В статьях Е. Н. Егорова и Л. Г. Галанова (1966а, б) приведены результаты многолетних экспериментальных исследований каньонов Кавказского побережья Черного моря. Трудно оценить массу наносов, уходящих из береговой зоны по каньонам, но скорость их смещения на глубины по тальвегу каньона свидетельствует о большом значении такого пути выноса материала из береговой зоны. На одном участке побережья, например, наносы из устья реки переместились в вершину каньона и достигли глубины более 100 м за 18 дней.

ЭВОЛЮЦИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ В ГОЛОЦЕНЕ

По мнению всех ученых, исследовавших изменения уровня океана в голоцене и верхнем плейстоцене, в течение последних 20 тыс. лет произошло повышение уровня на 100 м (Shepard, 1964; Fairbridge, 1960). При этом в начальный период трансгрессии скорость повышения уровня океана была очень высокой, затем примерно в последние 5—6 тыс. лет наступила фаза относительной его стабилизации.

Многочисленные материалы по строению современных осадков береговой зоны достаточно убедительно свидетельствуют о том, что трансгрессия была эвстатической и не связана с тектоническими движениями суши. Дискуссионным остается до сих пор вопрос о колебаниях уровня океана в последние тысячелетия, а также вопрос о неравномерном ходе трансгрессии.

Выше уже упоминались работы П. В. Федорова (1956, 1963) по Черному морю, доказывающие, что уровень океана в недавнем геологическом прошлом был выше современного. В Азовском море были также найдены низкие морские террасы, отмечающие более высокое стояние уровня, чем современный (Панов, 1965).

Позднее в работах Фербриджа (Fairbridge, 1960, 1961, 1962) было последовательно обосновано заключение о высоком стоянии уровня океана — на 1,5—3 м выше современного в период, отделенный примерно 5—3 тысячелетиями от нашего времени. Это было подтверждено и дополнительными радиоуглеродными датировками низких морских террас, преимущественно в Австралии и Новой Зеландии (Bellair, 1963; Cotton, 1963; Kriewaldt, 1966; Schofield, 1960).

О. К. Леонтьев, говоря о причинах повсеместного широкого распространения береговых баров и лагунных берегов, связывает это явление с двумя причинами: 1) с накоплением тол-

щи наносов в современной береговой зоне в эпоху альпийского орогенеза и четвертичного оледенения; 2) с понижением уровня (возможно, неоднократным) в процессе формирования мощных накоплений наносов в виде подводных валов. Подводные накопления наносов оказывались тогда выше уровня моря и продолжали свое развитие в виде уже надводных форм — баров. При анализе эволюции береговой зоны Каспийского моря при современном его обмелении на основании специально поставленных экспериментов было показано, что превращение подводных валов и подводных аккумулятивных форм в бары возможно лишь при условии временного понижения уровня моря (Леонтьев, 1957; Никифоров, 1964).

В более общей форме этот вопрос рассматривается в некоторых работах по лагунным берегам (Леонтьев О. К., Леонтьев В. К., 1957; Леонтьев, 1960; Леонтьев, Никифоров, 1965), где приводятся дополнительные ссылки на многочисленные исследования фландрской террасы, которая сформировалась при относительно повышенном уровне.

Другую точку зрения, отрицающую возможность такого оптимума трансгрессии в течение последних 6—7 тыс. лет, поддерживает, в частности, Шепард (Shepard, 1956). Он обосновывает положение о том, что в ходе послеледниковой трансгрессии уровень океана никогда не превышал современный (Shepard, 1964). При этом, по мнению Фиска и Мак Фарлана (Fisk, 1959; McFarlan, 1961), уровень оставался неизменным в этот период, а по материалам Шепарда, уровень океана медленно повышался и достиг современного положения сравнительно недавно (Shepard, Suess, 1956; Shepard, 1956, 1961).

В целом ряде других исследований по южному побережью США, а также берегам Нидерландов доказывается неизменность уровня океана в течение последних тысячелетий (Could, McFarlan, 1959; Fisk, McClelland, 1959; Jelgersma, 1961; Bakker, 1958). Аналогичные заключения делают авторы на основании радиоуглеродных датировок морских отложений (Godwin, Suggate, Willis, 1958). Обзору этой дискуссии посвящена специальная статья Керрея (Curray, 1961), в которой делается заключение о неравномерности трансгрессии и существовании по крайней мере двух периодов ее замедления в течение последних 20 тыс. лет.

В монографии «Берега Тихого океана» (1967) П. А. Каплин, обсуждая материалы той же дискуссии, пришел к выводу о том, что уровень океана не превышал современный. Датировки низких террас, которые остаются вне сомнений, он объясняет не повышением уровня в недавнем прошлом, а новейшими тектоническими поднятиями.

Вероятно, все же следует допустить возможность более высокого, чем современный, стояния уровня, может быть, даже неоднократные повторения подобных колебаний уровня в ходе

трансгрессии. Доводы О. К. Леонтьева достаточно убедительно показывают необходимость хотя бы относительно кратковременного понижения уровня для формирования береговых баров. На Каспийском море эти явления произошли геологически мгновенно, и в настоящее время целая серия надводных аккумулятивных форм существует и нарастает.

Кратковременные повышения уровня океана в пределах 1—2 м несомненно повторялись не только в ходе послеледниковой трансгрессии, но и в иных масштабах времени. Именно колебаниями уровня на фоне общего повышения объясняются широко известные ступени подводных абразионных террас и широкое развитие баров. Даже понижение уровня океана при сгоне оставляет подчас необратимые последствия в виде устойчивых надводных аккумулятивных форм. Продолжающееся нарастание таких форм моделирует процесс отчленения лагуны (Аксенов, 1957).

В настоящее время объем материалов по строению прибрежных толщ так велик, что нельзя говорить о случайном характере тех или иных резких изменений в составе осадков. Это закономерное следствие общей неравномерности позднейшей трансгрессии, что является наиболее важной характеристикой эволюции береговой зоны в голоцене и верхнем плейстоцене.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеогеографические реконструкции свидетельствуют о важной роли береговой зоны в развитии осадочных формаций и в осадочном рудном процессе. В процессе исторического развития седиментационные структуры могут быть смещены в область шельфа или на сушу. Неравномерность трансгрессии и регрессии оказывается важнейшим условием сохранения этих структур при смещении за пределы литодинамического ландшафта береговой зоны.

В работе С. Г. Саркисяна и Н. А. Михайловой (1961) описано геологическое прошлое обширной Волго-Уральской области, где когда-то море граничило со слабо расчлененной равниной.

По структурным, текстурным и минералогическим показателям авторы выделяют четыре разновидности песчаников, алевролиты, две разновидности глинистых пород (чистые и известковистые аргиллиты), а среди известняков еще и раковинные песчаники. Значительная часть этих пород формировалась в мелководной зоне шельфа или в прибрежной зоне моря, постепенно наступающего к западу. Трансгрессия не была равномерной, на ее общем фоне отмечены и кратковременные регрессивные фазы.

В нижней части шельфа в силу ограниченности приноса терригенного материала скапливались преимущественно отложения глинисто-карбонатного ила. Осадки верхней зоны шельфа отличались гораздо большей пестротой и пятнистостью, в особенности на участках расчлененного берега.

В осадочной толще переслаиваются песчаники, алевролиты и глины, наибольшие мощности приурочены к грубозернистым породам. Нередко линзы песчаников сохраняют контуры баров или других береговых аккумулятивных форм.

Под руководством С. Г. Саркисяна позднее (1964) были исследованы отложения визейских терригенных пород в краевой части этого морского бассейна.

В начальный период трансгрессии, в условиях относительно глубокого моря, там скапливались карбонатные тонкозернистые осадки. В радаевское время, когда море отступило и образовалось несколько реликтовых бассейнов, постоянно менявших свои границы, осадочные толщи приобрели весьма сложное строе-

ние, так как береговая зона смешалась на большом пространстве. Значительная часть этой заболоченной приморской равнины была затем затоплена вновь. Реликты относительно мощных песчаных аккумулятивных форм указывают на характерную особенность седиментации прибойной зоны (зоны пляжа).

Впоследствии трансгрессия продолжала развиваться, и песчано-алевритовые отложения береговой зоны бобриковского моря были замещены карбонатными породами тульского горизонта.

В. И. Марченко (1967) в неокомских отложениях Копет-Дага, относящихся к области древнего шельфа геосинклинальной области, выделил ритмы различного характера и размаха, отражающие неравномерный ход трансгрессии: макроритмы мощностью в сотни метров и мезоритмы мощностью 5—30 м. В них четко выражена трансгрессивная часть и более слабо — регрессивная, что соответствует длительным периодам опускания и кратковременным поднятиям. Отмеченные микроритмы от долей до десятков сантиметров, как правило, не связаны с тектоникой.

В. И. Марченко выделяет прибрежно-морские, мелководные, переходные и умеренно-глубоководные фации. Очень четко выявляется при этом общая закономерность литодинамики — скопление больших масс обломочного материала у верхней границы шельфа. Мощность осадков, отложившихся за одинаковые промежутки времени в прибрежной части шельфа, вдвое больше, чем в средней части, и в 10 раз больше, чем в глубоководной части бассейна.

Структура прибрежных осадков сохраняется даже при крупных и радикальных изменениях обстановки седиментации. Так, на границе бобриковского и тульского горизонтов у восточной окраины Русской платформы можно легко проследить замещение терригенной толщи песчаников известняками, происшедшее при наступлении моря. Найдены там и типичные лагунные отложения: в терригенной толще сохранились горизонты глины и алевrolита с отдельными углистыми прослоями. В толще алевrolитов нижне-визейского яруса обнаружены прогибы слоев и разрывы, заполненные грубозернистым песчаником. Деформация пластов была обусловлена давлением быстро образовавшейся толщи песчаников. Видимо, здесь имело место «наползание» аккумулятивной формы на лагунные осадки, что отмечено ранее для Азовского и Черного морей (Невесский, 1967; Щербаков, 1966).

Соотношение скорости тектонического опускания и темпа накопления осадка может быть весьма различным (Страхов, 1960). Обычно опускание бывает относительно быстрым, а наслоение осадков происходит в течение длительного последующего периода, причем по мере их накопления прогибание усиливается. В областях платформенных структур возрастание мощности

осадков связано, как правило, с усиленным поступлением терригенного материала (в районе дельт, например).

Структура Актаныш-Чисминского некомпенсированного прогиба в северо-западной и центральной частях Башкирской платформы относится к верхнему девону и нижнему карбону (Надежкин и др., 1968).

Наряду с карбонатными рифами по бортовым частям прогиба отмечены серии крупных линз песчаников. В терригенной толще визейского яруса на северо-западе Башкирии, в слое мощностью 50—85 м, выделено до семи пластов кварцевых песчаников, разделенных пачками аргиллитов и алевролитов. Иногда песчаники тянутся сплошной полосой. Отмечена, например, вытянутая на 35 км песчаная структура шириной от 2 до 6 км и мощностью в осевой части до 12 м. Вне этой структуры заметно ухудшение сортировки и возрастание примеси глинистых частиц.

Разновозрастные линзы песчаников образуют толщу ступенчатого строения, что хорошо согласуется с данными Невесского (1967) по голоценовым толщам Черного моря. Реликтовые песчаные образования относятся здесь к барам и прибрежным грядам. Наиболее древняя из ископаемых аккумулятивных форм возникла на границе турнейского и визейского времени. В конце тульского времени произошло значительное повышение уровня моря и песчаная гряда была перекрыта глинистыми и карбонатными осадками.

Формирование песчаных валов происходило в береговой зоне визейского моря в условиях неравномерного повышения уровня моря и пульсирующего притока терригенного материала. А. Д. Надежкин и соавторы необоснованно выделяют в качестве главного фактора изменение скорости морских течений. Они полагают, что песчаные осадки скапливались на неровностях дна только в сравнительно короткие периоды усиления течений, в периоды же замедления течений вместо песчаных гряд в толще отложений появлялись аргиллиты и алевролиты. На самом деле последние характерны для отчлененных барами лагун, тем более, что в них обнаружены многочисленные углистые прослои. Б. П. Жижченко (1959, 1965) вообще считает, что восстановление гидродинамического режима по «свидетелям течения» методологически неверно.

В осадочных толщах довольно четко выделяются горизонтальная, ритмическая и градационная текстура осадков подводного склона: горизонтальная в сочетании со слабонаклонной градационной и косой слоистостью текстура осадков подводных валов и сложная косослоистая текстура пляжа, отличающаяся видимой пестротой и причудливостью расположения слоев.

Петтидзон (Pettijohn, 1962) на основании обширных материалов показал, что по ориентировке косой слоистости осадочных пород можно определить падение «палеосклона» и положение

ние береговой линии бассейна, иначе говоря, общее направление смещения обломочного материала по нормали к берегу.

А. В. Хабаков (1951), сопоставляя результаты массовых замеров косой слоистости с другими параметрами, используемыми при палеогеографических реконструкциях, выделяет косую слоистость различных генетических типов — эоловую, русловых потоков, дельтовую и мелководную морскую.

Если прибрежные ритмические толщи формируются в основном под влиянием гидродинамического режима береговой зоны, то слоистые структуры на относительно больших глубинах имеют другую природу.

Наиболее спорным представляется генезис флишевых толщ.

Кюнэн экспериментально доказывает, что флиш формируется перемежающимися мутьевыми потоками (Kuenen, 1950, 1953, 1967; Kuenen, Migliorini, 1950).

Внезапный широкий мутьевой поток выносит обломочный материал из береговой зоны на значительные глубины. В процессе его движения и затухания формируется характерная сортировка наносов, которая фиксируется в виде градационной слоистости. Во время длительного спада накопление осадка идет очень медленно. Следующий мутьевой поток формирует новый ритм флиша и т. д.

Концепция Кюнэна получила широкое распространение, и появление признаков градационной слоистости в осадочных толщах обычно истолковывается как проявление мутьевых потоков (Хворова, Елисеева, 1963).

П. Б. Вассоевич и В. А. Гроссгейм настаивают на определяющем влиянии во флишевом прогибе изменчивых придонных течений (Вассоевич, 1951; Гроссгейм, 1964, 1965). «...В момент формирования флишевых ритмов возникают мощные, четко ориентированные донные течения, способные перемещать частицы даже гравелитовой размерности. В дальнейшем эти течения теряют свою скорость и ... к началу второго элемента ритма они уже перестают фиксироваться в виде текстур осадков» (Гроссгейм, 1965, стр. 10).

Общим в рассмотренных концепциях является признание того, что неравномерный приток обломочного материала, смена режимов спокойного моря и течений большой скорости являются обязательным и весьма характерным условием для формирования флиша.

В Атлантике измеренные скорости придонных течений на глубине в несколько тысяч метров обычно не превышали 20—30 см/сек (Пыркин, Пивоваров, Хунджуа, 1968), в центральной же части Черного моря были получены поразительно высокие скорости — до 3 м/сек. Такой придонный плотностный поток несомненно может формировать градационную слоистость в донных осадках на больших глубинах. Сделанные на основании теории трехмерной циркуляции расчеты показывают, что подоб-

ные скорости в природе отнюдь не редкость. Это позволяет говорить об общности важных особенностей гидродинамического режима береговой зоны и области больших глубин. Необратимые и существенные преобразования рыхлых осадков происходят в периоды резкого возрастания придонных скоростей, сформированные же текстуры сохраняются в толще осадка.

Исследование береговой зоны с позиций литодинамики позволяет определить ведущие литодинамические процессы и показать конкретные вещественные отражения этих процессов в строении и составе осадков. Оно несомненно окажет влияние на развитие палеогеографии, геотектоники и общей теории седиментации.

В основе литодинамики лежит математическое описание циркуляции всей взволнованной толщи воды и изменений динамики вод по стадиям развития волнения. Следует вместе с тем уяснить роль течений, способных выносить за пределы береговой зоны взвешенные наносы, в особенности роль так называемых противотечений. Это даст немало и для понимания некоторых закономерностей литодинамики шельфа, где, вероятно, основным экзогенным агентом являются приливные течения с весьма значительными скоростями в контактной зоне.

В исследованиях процессов абразии наиболее важны сейчас конкретные оценки разрушения коренных пород от ударов гальки, измельчения и окатывания обломков различных минералов в зависимости от физических свойств и интенсивности движения. Для этого надо проводить систематические измерения фактического распределения силы волновых ударов в разных точках дна и клифа. Разрешить эти задачи можно путем организации многолетних наблюдений за стационарными участками побережий, что позволит собрать весь необходимый материал для расчетов, в частности, составить точную схему движения наносов в продолжении одного шторма и целой серии штормов. Очень многое может дать и обсервация процессов перемещения и измельчения ракушки как одного из типичных видов наносов береговой зоны.

Наименее ясным остается вопрос о движении частиц песчаной размерности. Если начальные фазы смещения песка, включая рифельную, изучены достаточно подробно, то движение его при больших скоростях (гладкая фаза) почти не исследовано. Для составления же схемы полного расхода наносов в верхней зоне шельфа нужно знать механику движения песка в различных частях береговой зоны.

До сих пор еще не представляется возможным назвать конкретные числа, характеризующие баланс обломочного материала в прибрежной полосе всех морских и океанических бассейнов.

Качественная оценка различных составляющих такого баланса учитывает, как правило, только взвешенные или дисперсные речные наносы. При этом расчетами и измерениями охва-

тывается менее половины действительного их расхода. Суммарные средние величины твердого стока характеризуют лишь объем обломочного материала, который в основном проходит транзитом через береговую зону.

Приблизительно равный объем грубозернистого материала (влекомые русловые наносы) удерживается в пределах береговой зоны, составляя главную приходную часть баланса. Значительное количество обломочного материала поступает в виде продуктов абразии и ракуши.

Расходную часть баланса составляют потери на истирание, заведомо меньшие, чем поступление (так как истирание идет очень медленно и до определенного предела), и вынос взвеси в область шельфа. Некоторую роль при этом играет уход материала из береговой зоны через вершины подводных каньонов.

Общим итогом поступления и расходования материала служит интенсивная аккумуляция в пределах береговой зоны и так называемое «вздувание» мощностей.

Очень важной задачей литодинамики остается детальное изучение строения прибрежных отложений. Оно дает представление о соотношении различных вещественных результатов смены режимов и позволит более четко определить генетические признаки осадочных структур.

В расчете баланса следует, по-видимому, как-то принять во внимание движение подводных гряд. Подвижки песчаных масс при этом бывают весьма значительными, а происхождение подобных образований еще до конца не выяснено.

Толщи прибрежных отложений являются наиболее полной и детальной геологической летописью. Для правильного «чтения» природных «записей» необходимо, кроме изучения их структуры и текстуры, также и более тщательное наблюдение за подводными аккумулятивными формами. Исследование реликтовых образований позволяет подчас судить о строении прибрежных толщ с гораздо большей степенью достоверности, чем общепринятая классификация и описание надводных песчаных накоплений. Надо знать, как далеко простираются подводные бенчи, каковы их параметры и уклоны, есть ли на них остатки древних террас, клифы, каков их состав и строение и т. п. Эти морфологические элементы говорят о тектонических движениях побережья в далеком прошлом и о процессах осадконакопления в древней береговой зоне.

Восстанавливая историю формирования аккумулятивных форм, не следует забывать, что при их возникновении гидродинамический режим мог существенно отличаться от современного. Исследование древних береговых валов и бенчей помогает реконструировать далекое прошлое побережья и получить приблизительные представления о гидрологическом режиме того времени.

Палеогеографические изыскания древней береговой линии, контуров дельт и эстуариев необходимы и для геологических определений тектонических структур, что, в свою очередь, является основой построения правильных прогнозов в разведке россыпных месторождений.

Дальнейшие исследования в области литодинамики верхней зоны шельфа несомненно позволят выявить новые перспективные районы ископаемых прибрежных россыпей, являющихся в СССР основными источниками тяжелых минералов.

- Айбулатов Н. А.* Изучение вдольберегового перемещения наносов с помощью люминофоров. М., «Наука», 1965.
- Айбулатов Н. А., Дологов Ю. С., Орлова Г. А., Юркевич М. Г.* Некоторые черты динамики отмелого песчаного берега.— В сб.: Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М., «Наука», 1966.
- Айбулатов Н. А., Шадрин И. Ф.* Роль разрывных течений в перемещении песчаных наносов в береговой зоне.— Тр. Ин-та океанологии, т. 53, 1961.
- Аксенов А. А.* Морфология и динамика северного берега Азовского моря.— Тр. ГОИН, вып. 29 (41), 1955.
- Аксенов А. А.* Некоторые особенности абразии берегов Азовского моря.— Тр. ГОИН, вып. 34, 1957.
- Аксенов А. А.* О биогенной аккумуляции в береговой зоне.— В сб.: Экспериментальные и теоретические исследования процессов береговой зоны. М., «Наука», 1965а.
- Аксенов А. А.* Некоторые результаты изучения современных фаций прибрежной зоны моря.— В кн.: Литология и полезные ископаемые, т. 2, 1965б.
- Аксенов А. А., Ионин А. С., Щербаков Ф. А.* Особенности развития берегов и накопления толщ прибрежных отложений на севере Охотского моря в послеледниковое время.— Тр. Ин-та океанологии, т. 76, 1965.
- Аксенов А. А., Невеский Е. Н., Павлидис Ю. С., Щербаков Ф. А.* Вопросы формирования прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов.— Тр. Ин-та океанологии, т. 76, 1965а.
- Аксенов А. А., Невеский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А.* Изучение процессов образования и захоронения современных прибрежных россыпей.— В сб.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965б.
- Аксенов А. А., Петелин В. П.* О распределении тяжелых минералов в полосе пляжа.— Океанология, 1964, т. IV, вып. 2.
- Александров А. Н.* Донные отложения Азовского моря.— Океанология, 1964, т. IV, вып. 5.
- Александров А. Н., Резников А. П.* Малые элементы в осадках Азовского моря.— Океанология, 1964, т. IV, вып. 4.
- Баранова Н. М., Борисенко С. Т., Геворкьян В. Х., Молякко Г. И.* Условия формирования третичных россыпей Приазовья и их акцессорная минерализация.— В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Киев, Изд. АН УССР, 1960.
- Баранова Н. М., Веклич М. Ф., Дядченко М. Г., Заморий П. К., Крашенинникова О. В., Молякко Г. И.* Условия формирования и закономерности размещения кайнозойских россыпей на территории Украинской ССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, 1960.
- Барковская М. Г.* Закономерности распределения тяжелых минералов в полосе пляжа и на шельфе советского побережья Черного моря.— Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых. АН Латв. ССР, т. IV, Рига, 1960.
- Барковская М. Г.* Некоторые закономерности образования в водоемах промышленных концентратов тяжелых минералов.— Геология рудных месторождений, 1963, № 1.
- Багичев-Тарасов С. Д.* Минеральные ресурсы Большого Тургая и задачи дальнейших геологических, геофизических и поисково-разведочных работ.—

- Труды Объединенной Кустанайской научной сессии, т. I. Алма-Ата, Изд-во АН Казах, ССР, 1958.
- Берега Тихого океана. М., «Наука», 1967.
- Бигелов Г. Б., Эдмонсон В. Т.* Морские ветровые волны и прибой. М., ИЛ, 1951.
- Билибин Ю. А.* Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Блинов В. А., Калужная С. Н.* Закономерности размещения комплексных цирконий-титановых россыпей в мезозойско-кайнозойских отложениях.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 6.
- Богацкий В. В.* О закономерностях концентраций титана и особенностях его металлогении на примере Красноярского края.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Божинский А. П.* Некоторые вопросы методики разведки россыпей.— Материалы по геологии цветных, редких и благородных металлов, вып. 4. М., 1959.
- Божич П. К., Джунковский Н. Н.* Морское волнение и его действие на сооружения и берега. М., Машстройиздат, 1949.
- Болдырева В. Л.* Изучение потоков песчаных наносов и проблема поисков прибрежно-морских россыпных месторождений.— Тр. Ин-та геологии АН Латв. ССР, т. VI, 1960.
- Бородин Л. С., Коган Б. И.* Ниобий и тантал.— В сб.: Минеральные ресурсы капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Ботвинкина Л. Н.* Слоистость как генетический признак осадочных пород.— В сб.: Вопросы седиментологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Ботвинкина Л. Н.* Слоистость осадочных пород.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 59, 1962.
- Ботвинкина Л. Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. М., «Наука», 1966а.
- Ботвинкина Л. Н.* О характере связи текстуры с вещественным составом и структурой пород.— Литология и полезные ископаемые, 1966б, № 4.
- Буданов В. И.* Методика экспедиционных исследований береговой зоны моря. М., «Наука», 1964.
- Бушинский Г. И.* О мелководности фосфоритовых отложений и их генезисе.— В сб.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бушинский Г. И.* Древние фосфориты Азии и их генезис.— Тр. ГИН, вып. 149. М., «Наука», 1966.
- Бхола К.* и др. Обзор месторождений урана и тория в Индии.— В кн.: Тр. Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 8. Геология атомного сырья. М., Главатомиздат, 1959.
- Бэтман А. М.* Промышленные минеральные месторождения. ИЛ, 1949.
- Вадия Д.* Месторождения бериллия и циркония в Индии.— В кн.: Тр. Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 8. Геология атомного сырья. М., Главатомиздат, 1959.
- Васильчиков Н. В., Павлидис Ю. А., Словинский-Сидак Н. П.* О ванадиевых титано-магнетитовых прибрежных россыпях Дальнего Востока.— Океанология, 1966, т. VI, вып. 5.
- Вассоевич Н. Б.* Условия образования флиша. М.—Л., Гостоптехиздат, 1951.
- Веклич М. Ф., Заморий П. К.* Геоморфологические основы поисков россыпных месторождений в юго-западной части Русской платформы.— В сб.: Материалы 2-го геоморф. совещания ОГГН. М., 1959.
- Веклич М. Ф., Дядченко М. Г., Кондрачук В. Ю., Хатунцева А. Я.* Особенности образования россыпей до третичного возраста на территории Украинской ССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, 1960.
- Веклич М. Ф., Дядченко М. Г., Кондрачук В. Ю., Хатунцева А. Я., Цымбал С. Н.* Этапы образования и вещественный состав россыпей Украины.— В сб.: Геология россыпей. М., «Недра», 1965.
- Вендров С. Л.* О динамике береговой зоны Цимлянского водохранилища.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1955, № 5.

- Венус Б. Г., Тырин А. К. О титаноносности современных пляжей Онежского озера.— Вестник ЛГУ, № 12, 1965, сер. геол. и геогр., вып. 2.
- Вильнер А. И. Минеральные ресурсы Филиппин, Малайи и Индонезии.— В сб.: Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 13. М., Госгеолиздат, 1949.
- Виноградов Б. Г. Распределение титановых минералов и циркона в осадках яснополянского надгоризонта в Подмосковном бассейне.— Сов. геология, 1962, № 4.
- Власов К. А. Основные генетические типы редкометальных месторождений и факторы их образования.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 12.
- Волков П. А. О значениях максимальных донных скоростей в береговой зоне при волнении.— Океанология, 1961, т. I, вып. 3.
- Волков П. А. О связи между неразмыывающей и срывающей критическими скоростями волнового потока.— Океанология, 1962, т. II, вып. 6.
- Волков П. А. Гидравлические характеристики ракуши.— Океанология, 1963, т. III, вып. 4.
- Волков П. А. Экспериментальное исследование механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря.— Тр. Ин-та океанологии, т. 76, 1965а.
- Волков П. А. Исследование процессов взаимодействия волнового потока с дном.— В сб.: Экспериментальные и теоретические исследования процессов береговой зоны. М., «Наука», 1965б.
- Волков П. А., Ионин А. С. О величине неразмыывающих волновых скоростей для гальки.— Океанология, 1962, т. II, вып. 3.
- Воробьев В. П. Бенгос Азовского моря.— Тр. АзЧерниро, вып. 13. Симферополь, 1949. То же, вып. 15. Сборник работ по Азовскому морю.
- Вронский В. А., Хрусталеv Ю. П. К биостратиграфической характеристике позднечетвертичных и голоценовых отложений акватории Азовского моря.— В сб.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей. Киев. Изд-во Киевского ун-та, 1967.
- Геология месторождений редких элементов, вып. 3. Редкоземельные элементы и их месторождение. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Геология месторождений редких элементов, вып. 14. Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. М., «Наука», 1966.
- Гернгардт Н. Э. Титановая и редкометальная минерализация в песчаниках-коллекторах некоторых нефтяных месторождений Южного Тимана.— Советская геология, 1963, № 5.
- Гершанович Д. Е., Забелина Э. К. Геоморфологические и литологические исследования аккумулятивного берега Охотского моря в районе Охотска.— Тр. ГОИН, вып. 34, 1957.
- Гинзбург А. И. Генетические типы месторождений редких элементов.— Разведка и охрана недр, 1957, № 6.
- Гинзбург А. И. Типы месторождений редких элементов. Геология месторождений редких элементов, вып. 14. М., Госгеолтехиздат, 1961а.
- Гинзбург А. И. Основные вопросы образования кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений.— Геология рудных месторождений, 1961б, № 5.
- Горецкий Ю. К. Об условиях формирования и некоторых закономерностях в размещении осадочных и осадочно-метаморфических рудных месторождений.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 1.
- Горшков В. С. Попутная добыча редкометальных минералов при разработке песчано-гравийных месторождений способом гидромеханизации.— Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых АН Латв. ССР, т. 6, 1960, Рига.
- Григорьева А. И. Особенности формирования древних прибрежных россыпей Западно-Сибирской низменности.— В сб.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965.
- Гроссгейм В. А. Методы реконструкции течений в ископаемых бассейнах.— В сб.: Методы палеогеографических исследований. М., «Недра», 1964.

- Гроссгейм В. А.* Донные течения и тектоника.— Советская геология, 1965, № 9.
- Гроссгейм В. А., Вассоевич Н. Б.* Опыт изучения литологической изменчивости флишевых отложений.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1960.
- Гроссгейм В. А., Смирнов Л. С.* О новом типе косой слоистости.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 2.
- Гузняк Я. Э.* Формирование волнением профиля песчаного подводного склона.— В сб.: Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М., «Наука», 1966.
- Гуделис В., Кирлис В., Стаускайте Р., Янвявичюте-Мочякене С.* Динамика потока заплеска и литодинамика пляжей литовского берега Балтийского моря.— В сб.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, «Валгус», 1966.
- Гурвич С. И., Алексеевский К. М.* Титано-циркониевые россыпи.— В сб.: Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР. М., 1967.
- Гурвич С. И., Болотов А. М.* Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. М., «Недра», 1968.
- Гурвич С. И., Казаринов Л. Н., Хмара Н. В.* Древние редкометалльно-титановые россыпи, методы их поисков и оценки. М., «Недра», 1964.
- Даргевич В. А.* Размещение ильменит-циркониевых россыпей в мезозойских и кайнозойских отложениях Западно-Сибирской низменности.— В сб.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965.
- Даргевич В. А., Дранишникова Л. И., Игнатова В. Ф., Каштанов В.* Генетические типы россыпей Западно-Сибирской низменности и некоторые закономерности их размещения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, 1960.
- Демин В. М., Хрусталева Ю. П.* Некоторые особенности ранней истории Азовского моря.— Океанология, 1964, т. IV, вып. 5.
- Джунковский И. Н.* Основные итоги волновых исследований кафедры водного хозяйства и морских портов МИСИ им. Куйбышева.— Сб. Трудов МИСИ им. Куйбышева, № 20, 1957.
- Долгов Ф. Г.* Титан и его минералы в зоне гипергенеза как поисковые критерии титановых россыпей и месторождений бокситов на юге Иркутского амфитеатра.— Сов. геология, 1963, № 6.
- Долотов Ю. С.* О развитии отмелей побережий в ходе новейшей трансгрессии Азово-Черноморского бассейна.— Океанология, 1962, т. II, вып. 2.
- Дядченко М. Г.* Монацитовые россыпи Приднепровья и Побужья. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Дядченко М. Г., Ткаченко Т. А.* Современные морские и лиманские отложения Украины и их вещественный состав.— В сб.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я.* Континентальные россыпи Днепро-Бугского района.— В сб.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Егоров Е. Н.* Некоторые наблюдения над динамикой подводных песчаных валов.— Тр. Ин-та океанологии, т. VI, 1951.
- Егоров Е. Н.* Некоторые особенности волнения и волновых течений в зоне надводных валов.— Тр. Ин-та океанологии, т. VIII, 1954.
- Егоров Е. Н.* Некоторые черты динамики отмелого аккумулятивного берега.— Тр. Ин-та географии, т. 68. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР (15), 1956.
- Егоров Е. Н., Галанов Л. Г.* О роли подводных каньонов в балансе прибрежных наносов.— В сб.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, «Валгус», 1966а.
- Егоров Е. Н., Галанов Л. Г.* Об уходе прибрежных наносов в подводные каньоны.— Океанология, 1966б, т. VI, вып. 1.
- Еселевич Л. В., Лисицын А. И., Лучин Н. С., Пятнов В. И.* Древняя цирконо-ильменитовая россыпь в мезокайнозойских отложениях Западной Сибири.— Разведка и охрана недр, 1959, № 4.

- Есин Н. В. О формировании морских террас.— В сб.: Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М., «Наука», 1966.
- Ефимов И. А. Генетическая классификация месторождений титана в древних метаморфических толщах.— В сб.: Очерки по металлогении осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Жданов А. М. Определение энергетической равнодействующей волнового режима морского побережья.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1951а, т. XV, № 1.
- Жданов А. М. Метод непосредственного определения мощности потока береговых наносов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1951б, № 2.
- Жданов А. М. Истирание галечных наносов под действием волнения.— Бюлл. Океаногр. комиссии, № 1, 1958.
- Жердева А. Н., Абулевич В. Н. Минералогия Самотканского месторождения.— В сб.: Минеральное сырье (ВИМС), вып. 1, 1960.
- Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований. М., Гостонтехиздат, 1959.
- Жижченко Б. П. К вопросу об условиях осадконакопления и методах палеогеографических построений.— Сов. геология, 1965, № 9.
- Жилинский Г. Б. Поиски россыпных месторождений титана. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1954.
- Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Россия. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Зарицкая О. В. Условия образования нижнепермских красноцветных отложений Восточной Украины.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 6.
- Зенкевич Л. А. Моря СССР, их фауна и флора. М., Учпедгиз, 1956.
- Зенкович В. П. О селекции материала наносов на оконечностях морских кос.— Тр. Ин-та океанологии, т. 21, 1957а.
- Зенкович В. П. О происхождении береговых баров и лагунных берегов.— Тр. Ин-та океанологии, т. 21, 1957б.
- Зенкович В. П. Фаза выравнивания бухтовых берегов.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 5.
- Зенкович В. П. Основные положения теории образования аккумулятивных форм прибрежной зоны моря.— Тр. Океаногр. комиссии, т. X, вып. 3, 1962а.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962б.
- Зенкович В. П., Ионин А. С. О движении галечного материала в береговой зоне.— Океанология, 1962, т. II, вып. 5.
- Зенкович В. П., Ионин А. С. Некоторые условия движения и накопления галечного материала у приглубого берега Черного моря.— В сб.: Дельтовые и мелководные морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Зенкович В. П., Ионин А. С., Каплин П. А. Абразия как источник обломочного материала, поступающего в береговую зону.— Тр. Ин-та океанологии, т. 76, 1965.
- Зенкович В. П., Леонтьев О. К., Невеский Е. Н. Влияние эвстатической позднеледниковой трансгрессии на развитие прибрежной зоны морей СССР.— В сб.: XXI Международ. геол. конгресс. Морская геология. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ивкин И. М., Ивкин И. И. К литолого-минералогической характеристике кайнозойских отложений Прибалхашской впадины.— Тр. Казах. ин-та минерального сырья, вып. 5. Алма-Ата, 1961.
- Игараси Б. Месторождения титано-железистых песков рудника Муроран. Хоккайдо. Рефератив. журн., 1958, № 5.
- Иконникова Э. И. Месторождения титана зарубежных стран. Литографированное издание ВИМС, 1956а.
- Иконникова Э. И. Титаноносные провинции Северной Америки.— Разведка и охрана недр, 1956б, № 8.
- Ильинский Г. А., Плотникова М. М., Разумихина Н. В., Рюмин А. К., Сарсадских Н. Н., Сварычевская З. А. Основы поисков россыпей. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.

- Имшенецкий А. И.* К вопросу генезиса Тобольского месторождения титана в Тургайском прогибе.— Советская геология, 1964, № 5.
- Ионин А. С.* Некоторые особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря.— Тр. Океаногр. комиссии, т. 3, 1958.
- Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С.* Исследования по геоморфологии побережий дальневосточных морей СССР.— Материалы Второго геоморфологич. совещания, М., 1959.
- Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С.* Некоторые результаты региональных исследований на побережьях морей Советского Союза.— Тр. Ин-та океанологии, т. 48, 1961.
- Ионин А. С., Щербаков Ф. А.* Слоистость прибрежно-морских отложений восточной части Черного моря.— Океанология, 1961, т. 1, вып. 5.
- Каганович С. Я.* Производство и применение циркония в некоторых зарубежных странах. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Каганович С. Я.* К вопросу о добыче редкометалльных минералов из небольших россыпей.— Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых АН Латв.ССР, т. VI, 1960.
- Казаринов В. П.* Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Казаринов В. П.* Западно-Сибирская низменность — новая рудная провинция Советского Союза.— Сов. геология, 1960, № 2.
- Казаринов Л. Н.* Миоценовые россыпи Предкавказья.— В сб.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965.
- Кайё А.* Индекс окатанности зерен песка и песчаника.— В сб.: Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М., ИЛ, 1959.
- Калюжный В. А.* Тиман — новая провинция россыпей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. М., Госгортехиздат, 1960.
- Калюжный В. А.* Фации метаморфических сланцев, происхождение и изменение их акцессорных титановых минералов (на примере Тиманского кряжа).— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 12.
- Каплин П. А.* Некоторые закономерности образования лагун.— Океанология, 1964, т. IV, вып. 2.
- Каплин П. А., Ионин А. С.* Результаты непосредственного изучения рельефа дна прибрежной зоны моря.— Тр. Океаногр. комиссии, вып. 14, 1962.
- Каплин П. А., Невесский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А.* Особенности строения и истории развития в голоцене верхней части шельфа и прибрежной зоны современных морей.— Океанология, 1968, т. VIII, вып. 1.
- Карлов Н. Н.* Новые данные о времени и условиях отложения песков полтавского яруса.— Докл. АН СССР, 1953, т. 90, № 6.
- Карташов И. П., Шило Н. А.* Закономерности размещения россыпей, обусловленные экзогенными процессами.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А.* К методике изучения распределения минералов в рыхлых осадочных породах по плотности.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5.
- Кинг К. А. М.* Пляжи и берега. М., ИЛ, 1963.
- Кирлис В. И.* К вопросу динамики и рельефности подводных валов в условиях отмелого песчаного берега.— Тр. АН Литовской ССР, сер. Б., вып. 2 (37). Вильнюс, 1964.
- Кирлис В. И.* К вопросу о поперечном перемещении наносов в потоке заплеска на пляже песчаного отмелого морского берега.— Тр. АН Литовской ССР, сер. В, 3 (42). Вильнюс, 1965.
- Коган Б. И.* Промышленное ниобий-танталовое сырье в зарубежных странах.— Тр. ИМГРЭ, вып. 2, 1959. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Коган Б. И.* Экономическое значение прибрежно-морских месторождений редкоэлементных минералов.— Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых АН Латв. ССР, т. VI, Рига, 1960.
- Коган Б. И.* Экономические очерки по редким землям. М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Кондратьев Н. Е.* Расчеты ветрового волнения и переформирования берегов водохранилищ. Л., Гидрометеоздат, 1953.
- Коноваленко С. С.* Некоторые вопросы формирования и классификации аллювиальных россыпей.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1962, № 5.
- Котляр В. Н., Кристальный Б. В.* Месторождения тория в капиталистических странах. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Кочетков О. С.* Условия образования и размещения древних россыпей титана и редких металлов на Тимане и п-ве Канин.— В сб.: Геология россыпей. М., «Недра», 1965.
- Красников В. Н.* Основы рациональной методики поиска рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Красножон Г. Ф., Сидорова А. Г.* Трансформация волн на мелководье.— В сб.: Управление поверхностными и подземными водными ресурсами и их использование. М., 1961.
- Крашенинников Г. Ф.* Методика палеогеографических исследований на основе фициального анализа.— В сб.: Вопросы седиментологии. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Крашенинников Г. Ф.* Некоторые вопросы современной методики палеогеографических исследований.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1962а, № 6.
- Крашенинников Г. Ф.* Фации, генетические типы и формации.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1962б, № 8.
- Крейтер В. М.* Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кришнам М. С.* Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1954.
- Крумбейн В. К., Слосс Л.* Стратиграфия и осадкообразование. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Крылов Ю. М.* Статистическая теория и расчет морских ветровых волн.— Тр. Гос. океаногр. ин-та, вып. 42, 1958.
- Кухаренко А. А.* Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Лавров В. В.* Тургайская титаноносная провинция.— Вестник АН Казах ССР, 1956, № 9 (138).
- Лавров В. В., Соболева Е. Н.* К характеристике Тургайской титаноносной провинции.— Труды объединенной Кустанайской научной сессии. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1958.
- Лебедев А. П.* Титаноносные пояса древних складчатых систем юга Сибири.— Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 6.
- Ленобль А., Ганглоф А.* Современное состояние поисков урана и тория во Французском Союзе.— В кн.: Тр. Второй междунаро. конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 8. Геология атомного сырья. М., Главатомиздат, 1959.
- Леонтьев О. К.* Геоморфология морских берегов и дна. М., Изд-во МГУ, 1955.
- Леонтьев О. К.* О происхождении некоторых островов северной части Каспийского моря.— Тр. Океаногр. комисси, т. 2, 1957.
- Леонтьев О. К.* Типы и образование лагун на современных морских берегах.— В сб.: XXI Междунаро. геол. конгресс. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Леонтьев О. К.* Основы геоморфологии морских берегов. М., Изд-во МГУ, 1961.
- Леонтьев О. К., Бахтина М. Е., Добрынина Т. А.* Механический состав наносов как индикатор динамики береговой зоны северо-западного побережья Каспия.— Вестник МГУ, 1959, № 1.
- Леонтьев О. К., Леонтьев В. К.* К вопросу о генезисе и закономерности развития лагунных побережий.— Тр. Океаногр. комисси, т. 2, 1957.
- Леонтьев О. К., Мякокин В. С., Велиев К. А.* Соотношение процессов поперечного и продольного перемещения наносов в формировании береговых аккумулятивных образований западного побережья Каспия.— В сб.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, «Валгус», 1966.
- Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г.* О причинах планетарного распространения береговых баров.— Океанология, 1965, т. V, вып. 14.

- Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г.* Экспериментальные исследования береговых баров в условиях берегов поднятия.— В сб.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, «Валгус», 1966.
- Линчос А. А.* Минералогический состав пляжевых концентратов юго-восточного побережья Балтики.— Тр. Ин-та геологии Литов. ССР, вып. 3. Вильнюс, 1966.
- Литвиненко А. У., Погребной В. Т.* Новые данные о рудоносности киммерийских отложений Приазовья.— Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 4.
- Лисицын А. П.* Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
- Лобанов И. Н.* Материалы об опусканиях северного побережья Азовского моря.— Тр. ЛГМИ, вып. 7, 1958.
- Логвиненко Н. В., Ремизов И. Н.* Современное осадконакопление (осадки пляжа) на северном берегу Азовского моря.— В сб.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Логвиненко Н. В., Ремизов И. Н., Бергер М. Г.* Некоторые особенности накопления и терригенно-минералогическое районирование современных отложений береговой зоны Азовского моря.— В сб.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лонгинов В. В.* О роли придонных компенсационных течений в движении материала на подводном береговом склоне.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1951, № 2.
- Лонгинов В. В.* Некоторые закономерности развития галечниковых пляжей.— Тр. Ин-та океанологии, т. 10, 1954а.
- Лонгинов В. В.* О распределении придонных скоростей в береговой зоне.— Тр. Ин-та океанологии, т. 10, 1954б.
- Лонгинов В. В.* О возможности непосредственного изучения наносодвижущего действия волнения в природных условиях.— Тр. Океаногр. комиссии, т. 1, 1956.
- Лонгинов В. В.* Некоторые наблюдения над деформацией волны в береговой зоне в природных условиях.— Тр. Ин-та океанологии, т. 21, 1957.
- Лонгинов В. В.* Некоторые данные наблюдений над горизонтальными волновыми давлениями в придонном слое береговой зоны в природных условиях.— Тр. Ин-та океанологии, т. 28, 1958а.
- Лонгинов В. В.* Опыт определения наносодвижущего действия волнения по данным наблюдений над трансформацией волн в береговой зоне.— Тр. Ин-та океанологии, т. 28, 1958б.
- Лонгинов В. В.* О динамике прибойной зоны и береговой зоны в целом.— Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, т. 7, 1958в.
- Лонгинов В. В.* Некоторые данные о режиме прибойного потока на песчаном пляже отмелого берега.— Тр. Океаногр. комиссии, т. 8, 1961а.
- Лонгинов В. В.* К определению максимальных волновых скоростей в береговой зоне моря.— Тр. Ин-та океанологии, т. 48, 1961б.
- Лонгинов В. В.* О возможности прогноза кратковременных изменений рельефа береговой зоны моря волнением.— Тр. Ин-та океанологии, т. 48, 1961 в.
- Лонгинов В. В.* Современные представления о динамике береговой зоны моря.— Тр. Океаногр. комиссии, т. X, вып. 3, 1962.
- Лонгинов В. В.* Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лонгинов В. В.* О возможности расчета расхода песчаных наносов вдоль отмелого морского берега (ч. 1).— Океанология, 1964, т. IV, вып. 6.
- Лонгинов В. В.* О возможности расчета расхода песчаных наносов вдоль отмелого морского берега (ч. 2).— Океанология, 1965, ч. V, вып. 3.
- Лонгинов В. В.* Динамика береговой зоны и некоторые задачи морской гидротехники.— Тр. Союзморниипроекта, т. 12 (18), 1966а.
- Лонгинов В. В.* Энергетический метод оценки вдольбереговых перемещений наносов в береговой зоне моря.— Тр. Союзморниипроекта, вып. 12 (18), 1966б.
- Лонгинов В. В.* Обзор методов расчета вдольберегового перемещения наносов в береговой зоне.— Тр. Союзморниипроекта, вып. 14 (20), 1966в.

- Лонгинов В. В., Кожухов И. В.* О зависимости частично ограждаемых морских каналов от отмелых песчаных побережьях.— Тр. Союзморниипроекта, т. 12 (18), 1966.
- Лонгинов В. В., Пасечник Л. Д.* К вопросу о динамике профиля песчаного пляжа.— Тр. Ин-та океанологии, т. 6, 1951.
- Лонгинов В. В., Пасечник Л. Д.* Основные закономерности развития профиля галечниковых пляжей.— Тр. Ин-та океанологии, т. 7, 1953.
- Луцц А. Я.* К вопросу о распределении тяжелых минералов в прибрежно-морских песках восточного побережья Рижского залива.— Тр. Ин-та геологии АН Латв. ССР, т. VIII. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1962.
- Луцц А. Я., Майоре Я. Я.* Тяжелые минералы в литориновой аккумулятивной террасе на восточном побережье Рижского залива.— Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых АН Латв. ССР, т. VI, 1960.
- Малышев И. И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Мамыкина В. А.* Типы берегов северо-восточной части Азовского моря и особенности их динамики.— Тр. Океаногр. комиссии, т. 8, 1961.
- Мамыкина В. А., Хрусталев Ю. П.* Процессы абразии и аккумуляции в современном осадкообразовании на примере Азовского моря.— Океанология, 1966, т. VI, вып. 3.
- Маркова Е. Н., Орлова Е. В.* Минеральные ресурсы Индонезии, Малайи и Таиланда.— Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 13. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Марченко В. И.* Ритмичность в морских отложениях геосинклиналиных областей (на примере неокома Копет-Дага).— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 2.
- Медведев В. С., Айбулатов Н. А.* Изучение динамики отмелого песчаного берега при помощи люминофоров и подвесной дороги.— Тр. Ин-та океанологии, т. 28, 1958.
- Миллер Г. Л.* Цирконий. М., ИЛ, 1955.
- Момджи Г. С.* Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, 1960.
- Момджи Г. С.* Титан.— В кн.: Металлы в осадочных толщах. Т. I. Черные металлы, цветные легкие металлы. М., «Наука», 1964.
- Мунк В.* Теория одиночных волн и ее применение к зоне прибоя.— В сб.: Основы предсказания ветровых волн, зыби и прибоя. М., ИЛ, 1951.
- Мунк В., Трейлор М.* Рефракция океанских волн — процесс, связывающий топографию дна с размывом пляжа.— В сб.: Основы предсказания ветровых волн, зыби и прибоя. М., ИЛ, 1951.
- Надежкин А. Д., Постников Д. В., Фаттахутдинов Г. А.* Условия отложения песчаных осадков в обстановке некомпенсированного прогиба.— Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 2.
- Наливкин А. В.* Учение о фациях. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Невесский Е. Н.* К вопросу о новейшей черноморской трансгрессии.— Тр. Ин-та океанологии, т. 28, 1958.
- Невесский Е. Н.* Некоторые вопросы изучения условий концентрации и накопления тяжелых минералов и прибрежных морских песках.— Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых АН Латв. ССР, т. VI, 1960.
- Невесский Е. Н.* О ритмичности морских трансгрессий.— Океанология, 1961, т. I, вып. 1.
- Невесский Е. Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.
- Невесский Е. Н., Невеская Л. А.* К вопросу о строении и истории формирования толщ прибрежных морских отложений в голоцене.— Тр. Ин-та геологии АН Эстонской ССР, т. 8, 1961.
- Невесский Е. Н., Павлидис Ю. А.* Некоторые черты строения трансгрессивных толщ прибрежных морских осадков.— В сб.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Невесский Е. Н., Щербаков Ф. А.* Изучение процессов концентрации тяжелых

- минералов в связи с поисками прибрежных морских россыпей.— Докл. АН СССР, 1958, г. 123, № 1.
- Невесский Е. Н., Шербаков Ф. А.* Концентрация тяжелых минералов в прибрежно-морских отложениях и некоторые вопросы россыпеобразования.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, 1960.
- Невесский Е. Н., Шербаков Ф. А., Павлидис Ю. А.* Некоторые характерные черты прибрежного седиментогенеза.— В сб.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, «Валгус», 1966.
- Никифорова К. В.* Некоторые закономерности размещения россыпных месторождений в платформенных формациях.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, 1960.
- Никифоров Л. Г.* Механический и минералогический состав прибрежных наносов как показатель динамики берега.— Океанология, 1963, т. III, вып. 2.
- Никифоров Л. Г.* К вопросу об условиях образования береговых баров (на примере о. Огурчинского).— Океанология, 1964, т. IV, вып. 4.
- Оверстрит У., Канпеис Н., Уайт А.* Монацит на юго-востоке Соединенных Штатов.— В кн.: Материалы Международ. конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 6. Геология урана и тория. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Орлова Г. А.* Опыт определения количества песчаных наносов, перемещающихся вдоль берега.— Океанология, 1963, т. III, вып. 5.
- Орлова Г. А.* Изучение динамики береговых наносов с помощью люминофоров.— В сб.: Экспериментальные и теоретические исследования процессов береговой зоны. М., «Наука», 1965.
- Орлова Е. В.* Минеральные ресурсы стран Африки.— Минеральные ресурсы зарубежных стран. М., Госгеолтехиздат, 1950.
- Павлидис Ю. А.* Некоторые особенности послеледниковой трансгрессии Балтийского моря и ее связь с новейшей трансгрессией других морей.— Тр. Океаногр. комиссии, т. 7, 1961.
- Павлидис Ю. А.* Особенности литологии прибрежных отложений Курильских островов.— Океанология, 1964, т. IV, вып. 6.
- Павлидис Ю. А.* Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. М., «Наука», 1968.
- Павлидис Ю. А., Шербаков Ф. А.* О формировании сланцевости пляжевых россыпей.— Тр. Ин-та океанологии, т. 76, 1965.
- Пазюк А. И., Рычковская Н. И.* Особенности литологии пляжевых отложений Черного моря к югу от Одессы.— В сб.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей. Киев, Изд-во Киевского ун-та, 1967.
- Панов Д. Г.* История развития Азовского моря в голоцене.— Океанология, 1965, т. V, вып. 4.
- Панов Д. Г., Александров А. Н.* Распределение железа в поверхностном слое осадков Азовского моря.— Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 4.
- Пантелеев П. Г., Данилов Ю. С., Панкратова Н. Л.* Рутилоносные кварциты в северо-восточной части Кскчетавского антиклинария.— Тр. Казахского ин-та минерального сырья, вып. 3. Алма-Ата, 1960.
- Петелин В. П.* Основные типы пляжевых концентратов тяжелых минералов бассейна Тихого океана.— Океанология, 1964, т. IV, вып. 6.
- Полканов Ю. А.* Об учете крупности зерен при диагностике минералов прибрежных титаноносных россыпей.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 1.
- Попов А. М.* Минеральные ресурсы Японии.— Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 16. М., Госгеолтехиздат, 1949.
- Попов Е. Н.* Об оттоке нагонных вод в береговой зоне.— Тр. Океаногр. комиссии, т. 1, 1956.
- Петелькин К. В., Спицын А. Н.* Редкие элементы в россыпях зарубежных стран. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Правоторов И. А.* О суммарных потоках энергии берегообразующих факторов.— Океанология, 1965, т. V, вып. 3.
- Пустовалов Л. В.* Об относительном значении осадочных и магматогенных

- рудных конкреций.— В кн.: *Металлы в осадочных толщах*. Т. 1. Черные металлы, цветные легкие металлы. М., «Наука», 1964.
- Пустовалов Л. В.* Осадочные полезные ископаемые — основа минерально-сырьевых ресурсов.— В сб.: *Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР*. М., «Наука», 1967.
- Путнам Дж., Мунк В., Трейлор М.* Предсказание вдольбереговых течений.— В сб.: *Основы предсказания ветровых волн, зыби и прибой*. М., ИЛ, 1951.
- Пыркин Ю. Г., Пивоваров А. А., Хунджюа Г. Г.* О колебательных движениях воды в придонных слоях Черного моря.— *Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана*, 1968, т. IV, № 2.
- Пышкин Б. А.* Вопросы динамики берегов водохранилищ. М., Изд-во АН УССР, 1954.
- Пышкин Б. А., Максимчук В. Л., Цайтц Е. С.* Исследование вдольберегового движения наносов на морях и водохранилищах. Киев, «Наукова думка», 1967.
- Пятнов В. И.* Монацит. М., Metallurgizdat, 1947.
- Пятнов В. И.* Условия образования прибрежных россыпей (на примере зарубежных месторождений).— *Разведка и охрана недр*, 1956, № 5.
- Рожков И. С.* Основные факторы образования россыпей и характеристика их типов.— *Разведка и охрана недр*, 1955, № 4.
- Рожков И. С.* Размещение древних и ископаемых россыпей и факторы, контролирующие их образование.— В кн.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Розовский Л. Б.* О соотношении динамики берегов моря и динамики берегов водохранилищ.— В сб.: *Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР*. Киев, 1967.
- Романов И. С.* Титаноносность полтавских отложений средней части Днепровско-Донецкой впадины.— *Геология рудных месторождений*, 1961, № 3.
- Рухин Л. Б.* Основы литологии. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Самойлов И. В.* Устья рек. М., Географгиз, 1952.
- Саркисян С. Г., Климова Л. Т., Арутюнова Н. М., Демидов Л. Т.* Условия образования терригенной толщи нижнего карбона Куйбышевской области, Татарии и Башкирии. М., «Наука», 1964.
- Саркисян С. Г., Михайлова Н. А.* Палеогеография времени образования терригенной толщи девона Башкирии и Татарии. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сафронова Е. И.* О турбулентности вдольбереговых течений.— В сб.: *Динамика волновых и циркуляционных потоков*, вып. 3. Киев, «Наукова думка», 1968.
- Сафьянов Г. А.* Химическое выщелачивание на берегах и абразионный процесс.— *Океанология*, 1962, т. II, вып. 4.
- Сафьянов Г. А.* Абразивное действие обломочного материала в береговой зоне.— *Океанология*, 1965, т. V, вып. 2.
- Сердюченко Д. П., Глебов А. В.* Железо.— В кн.: *Металлы в осадочных толщах*, т. I. Черные металлы, цветные легкие металлы. М., «Наука», 1964.
- Сигва А. П.* Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных компонентов осадочных пород.— *Сов. геология*, 1960, № 3.
- Сигва А. П.* Историческая преемственность россыпей.— В сб.: *Геология россыпей*. М., «Наука», 1965.
- Сидоренко А. В.* Новые данные по россыпям Кольского полуострова.— В кн.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*, т. IV. Россыпи. М., Госгортехиздат, 1961.
- Соколов Б. Н.* О генезисе цирконо-ильменитовых россыпей Западной Сибири.— *Сов. геология*, 1963, № 6.
- Соколов Б. А., Чистяков А. А.* Тектурные особенности отложений, связанные с действием отливов.— *Литология и полезные ископаемые*, 1967, № 6.
- Страхов Н. М.* О периодичности и необратимости эволюции осадкообразования в истории земли.— *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1949, № 6.
- Страхов Н. М.* и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954а.

- Страхов Н. М.* Закономерности возникновения и распределения осадочных полезных ископаемых.— Природа, 19546, № 4.
- Страхов Н. М.* Типы осадочного процесса и формации осадочных пород.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 5, 8.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. I—III. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.
- Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963
- Сушон А. Р.* Об опыте составления прогнозной карты древних прибрежных россыпей титана и циркония на Тимане.— Геология рудных месторождений, 1963, № 2.
- Тарасов А. А.* Методика поисков древних и современных цирконо-ильменито-рутиловых россыпей прибрежно-морского типа.— Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых АН Латв. ССР, т. VI. Рига, 1960.
- Твенховел У., Бак К.* Геология месторождений тория в Соединенных Штатах Америки.— В кн.: Материалы междунаро. конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 6. Геология урана и тория. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Тихоненков И. П.* Генетические типы и классификация месторождений циркония и гафния.— Тр. ИМГРЭ, вып. 2, 1959.
- Трофимов В. С.* Основные закономерности формирования и распространения россыпей в различных климатических областях.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Трофимов В. С.* Прибрежно-морские россыпи и условия их возникновения.— Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых АН Латв. ССР, т. VI. Рига, 1960а.
- Трофимов В. С.* Генетические типы россыпей и закономерности их размещения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. М., Госгортехиздат, 1960б.
- Трофимов В. С.* Основные факторы, контролирующие образование и размещение полезных ископаемых.— Литология и полезные ископаемые, 1964а, № 6.
- Трофимов В. С.* О классификации прибрежно-морских россыпей.— Геология рудных месторождений, 1964б, т. 4.
- Трохачев П. А.* Некоторые особенности редкометалльно-титановых россыпных месторождений центральной части Русской платформы.— В сб.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965.
- Трохачев П. А., Костюнина А. П.* Некоторые закономерности размещения рутиловых россыпей СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. М., Госгортехиздат, 1960.
- Ульст В. Г.* Морфология и история развития областей морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1957.
- Ульст В. Г.* Некоторые типы концентратов тяжелых минералов латвийского побережья Балтийского моря.— Изв. АН Латв. ССР, 1959, № 10 (47).
- Ульст В. Г.* Некоторые закономерности концентрации тяжелых минералов береговой зоны моря.— Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых АН Латв. ССР, т. XI. Рига, 1963.
- Ульст В. Г.* Накопление тяжелых минералов в современных прибрежно-морских отложениях.— В сб.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М., «Наука», 1964.
- Ульст В. Г., Майоре Я. Я.* О распределении и условиях концентрации тяжелых минералов в песках латвийского побережья.— Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых АН Латв. ССР, т. VI. Рига, 1960.
- Ульст В. Г., Эмсс В. Б., Майоре Я. Я.* Литодинамика прибрежной зоны Рижской бухты.— В сб.: Морские заливы как приемники сточных вод. Рига, «Зиннатне», 1967.
- Файнер Ю. Б.* О механизме переноса титано-циркониевых материалов водными потоками.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. М., Госгортехиздат, 1960.

- Файнер Ю. Б.* О генезисе некоторых титано-циркониевых россыпей.— Геология и геофизика, 1963, № 6.
- Федоров П. В.* О современной эпохе в геологической истории Черного моря.— Докл. АН СССР, 1956, т. 110, № 5.
- Федоров П. В.* О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время.— Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 5.
- Федоров П. В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Филимонов А. И.* О движении воды в придонном слое прибрежной зоны моря в периоды сгонных и нагонных штормов.— Океанология, 1965, т. V, вып. 3.
- Филимонов А. И.* Вдольбереговые и нормальные к берегу течения в прибрежной зоне отлогого берега.— Океанология, 1966а, т. VI, вып. 4.
- Филимонов А. И.* Некоторые данные о вдольбереговых течениях.— В сб.: Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М., «Наука», 1966б.
- Фиск Х. Н., Мак-Фарлан Е.* Верхнечетвертичные дельтовые отложения реки Миссисипи.— В сб.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Формозова Л. Н.* Формазиионные типы оолитовых железных руд.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Формозова Л. Н.* Оолитовые железные руды в дельтовых отложениях среднего олигоцена Приаралья.— В сб.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хабаков А. В.* Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования.— Природа, 1951, № 4.
- Хаин В. Е.* Методы определения глубин древних бассейнов.— В сб.: Методы палеогеографических исследований. М., «Недра», 1964.
- Хворова И. В., Елисеева Т. Г.* Структурные особенности туфовых турбидитов ирендыкской свиты.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38 (3), 1963.
- Херасков Н. П., Потемкин К. В., Спицын А. Н.* Некоторые закономерности образования и размещения россыпных месторождений редких металлов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. М., Госгортехиздат, 1960.
- Хрусталева Ю. П.* К палеогеографии Азовского моря в карангатское время.— Океанология, 1966, т. VI, вып. 4.
- Цайтц Е. С.* Результаты трехлетних наблюдений над вдольбереговым расходом наносов на Каховском водохранилище.— В сб.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей. Киев, Изд-во Киевского ун-та, 1967.
- Шадрин И. Ф.* О возможности определения положения и скорости разрывных течений в прибрежной зоне бесприливных морей.— Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 4.
- Шадрин И. Ф.* О возможности прогноза вдольбереговых течений на бесприливных морях.— Тр. Ин-та океанологии, т. 48, 1961.
- Шадрин И. Ф.* Распределение скоростей в волновых течениях по профилю подводного склона.— Тр. Союзморниипроекта, т. 1, 1962.
- Шадрин И. Ф.* О наносодвижущем и рельефообразующем эффекте вдольбереговых течений.— В сб.: Исследования гидродинамических и морфологических процессов береговой зоны моря. М., «Наука», 1966.
- Шамрай И. А.* Механическая сортирующая деятельность моря как фактор морского рудонакопления.— Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1956.
- Шамрай И. А.* Сгустковое минералообразование и гидродинамическая деятельность как основные причины морского рудонакопления.— В сб.: Генезис и классификация осадочных пород. М., «Наука», 1968.
- Ширке В., Четтерджи Б.* Монацитовые пески Бихара и Западной Бенгалии.— В кн.: Тр. Второй международ. конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 8. Геология атомного сырья. М., Главатомиздат, 1959.

- Шишов Н. Д. Метод расчета мощности (объема) песчаных наносов в морях и больших озерах.—Тр. Союзморпроекта, № 3. М., «Морской транспорт», 1956.
- Шнюков Е. Ф. Генезис киммерийских железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Шнюков Е. Ф., Кириченко О. Н. Киммерийские железные руды Херсонщины.—Литология и полезные ископаемые, 1963, № 2.
- Шнюков Е. Ф., Науменко П. И. Марганцово-железные руды Керченского бассейна. Симферополь, Крымиздат, 1961.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1960.
- Шуляк Б. А. Некоторые вопросы взаимодействия волнового потока с деформируемым дном при малых скоростях.—Тр. Ин-та океанологии, т. 48, 1961а.
- Шуляк Б. А. Периодические донные структуры волнового потока.—Океанология, 1961б, т. 1, вып. 5.
- Шурко И. И. Слоистость и ритмичность отложений в зоне подводных морских валов.—Тр. Ин-та океанологии, т. 53, 1961.
- Щербаков Ф. А. Некоторые условия концентраций тяжелых минералов в прибрежных морских наносах.—Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 2.
- Щербаков Ф. А. К истории развития северного и западного побережий Азовского моря в связи с образованием прибрежных морских россыпей.—Тр. Океаногр. комиссии, т. XII, 1961.
- Щербаков Ф. А. Особенности прибрежных отложений в дальневосточных морях СССР.—Тр. Ин-та океанологии, т. 76, 1965.
- Щербаков Ф. А. Современное осадкообразование на северном побережье Азовского моря.—В сб.: Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М., «Наука», 1966.
- Щербаков Ф. А., Павлидис Ю. А. Особенности распределения тяжелых минералов в береговой зоне моря.—Океанология, 1962, т. III, вып. 4.
- Щербаков Ф. А., Павлидис Ю. А. Характер слоистости тяжелых отложений.—Литология и полезные ископаемые, 1964, № 4.
- Эльянов М. Д., Даниленко Ю. М. К истории осадконакопления в миоценовую эпоху на территории Среднего Приднепровья.—Литология и полезные ископаемые, 1964, № 4.
- Юркевич М. Г., Юркевич Л. И. Определение количества наносов, перемещающихся вдоль берега.—Океанология, 1967, т. VII, вып. 6.
- Aksenov A. A. Les facies actuels de la zone cotière de la mer.—Bulletin de l'Institut de geologie du Bassin d'Aquitaine, 1968.
- Andel T. van, Postma H. Recent sediments of the Gulf of Paria.—Report of the Orinoco shelf expedition, vol. 1, 1954.
- Bagnold R. The movement of a cohesionless granular bed by fluid flow over it.—British Journal Appl. Phys., 1951, vol. 2, N 2.
- Bakker J. P. Kustenwielking und prahistorische Besiedlung in den Niederlanden.—Sitzungsberichte der Physikalisch-Medizinischen Societat in Erlangen, Bd. 78, 1958.
- Behier J. Contribution a la mineralogie de Madagascar.—Ann. geol. Madagascar, vol. 29, 1960.
- Bellair P. Niveaux marins anciens aux îles Crozet et Kerquelen. C. r. Acad. Sci., 1963, t. 256, N 12.
- Bemmelen R. W. van. The geology of Indonesia, vol. II, the Hague, 1949.
- Bradley I. S. Differentiation of marine and sub-aerial sedimentary environments by volume percentage of heavy minerals, Mustang Island, Texas.—Journ. of Sediment. Petrology, 1957, vol. 27, N 2.
- Buck K. L. Selected annotated bibliography of thorium and rareearth deposits in the United States, including Alaska.—U. S. Geol. Survey Bull. 1019-F, 1957.
- Caldwell I. M. Wave action and sand movement near Anaheim Bay, California.—Tech. Memor., N 68, Beach Fros. Beard, 1956.
- Cotton C. A. Levels of planation of marine benches.—Z. Geomorphol., 1963, Bd. 7, H. 2.

- Could H. R., McFarlan E., Jr. Geologic history of the Chenier plain, southwestern Louisiana.—Trans. Gulf. Coast Assoc. Geol. Soc., vol. 9, 1959.
- Curry J. R. Late Quaternary sea level: a discussion.—Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 72, 1961.
- Detweiler J. C., Carpenter J. H., Gillson J. L., Meichel E. C., Wood Y. P. Mining and concentration of limenite and associated minerals at Treil Ridge (Florida).—Mining Engng, 1953, vol. 5, N 8.
- Dunn J. A., Morgan J. W. Titanium and the Australian beach-sands industry.—Mining Magazine, 1955, vol. 93, N 6.
- Eagleson P. S., Dean R. G., Peralta L. A. The mechanics of the motion of discrete spherical bottom sediment particles and to shoaling waves.—Beach Erosion Board Techn. Mem., 1958, N 104.
- Emery K. O., Stevenson R. E. Laminated beach sand. Journal Sedim.—Petrology, 1950, vol. 20, N 4.
- Fairbridge R. W. The changing level of the sea.—Scientific American, 1960, vol. 202, N 5.
- Fairbridge R. W. Eustatic changes in sea level.—Physics and Chemistry of the Earth, 1961, vol. 4.
- Fairbridge R. W. Sea-level and climate.—New Scientist, 1962, vol. 15, N 298.
- Fischer N. H. Heavy mineral deposits of the east coast of Australia.—Mining technology, vol. 12, N 6, 1948.
- Fisk H. N. Padre Island and the Laguna Madre flats, coastal South Texas. 2-nd Soastal Geography Conf., Louisiana State Univ., 1959.
- Fisk H. N., McClelland B. Geology of continental shelf off Louisiana: its influence on offshore foundation design.—Bull. Geol. Society of America, 1959, vol. 70, N 10.
- Friedman G. M. Bynamic processes and statistical parametere compared for size frequency distribution of beach and river sands.—Journ. Sediments. Petrol., 1967, vol. 37, N 2.
- Gardner D. E. Beach-sand heavy-mineral deposits of Eastern Australia. Canberra, 1955.
- Gasperson W. C. Heavy gravity minerals in the sands of Florida. Rocks, Minerals, 1948, vol. 23, N 5.
- Gillson J. L. Deposits of heavy minerals on the Brazilian Coast. Trans. Amer. Inst. of Mining and Metall. Eng., vol. 187, 1950.
- Gillson J. L. Sand deposits of titanium minerals.—Mining Engineering, 1959, vol. II, N 4.
- Goddet J. Etude du debut d'entrainement des materiaux mobile sous l'action de la houle.—Houille blanche, 1960, N 2.
- Godwin H., Suggate R. P., Willis E. H. Radicarbon dating of the eustatic rise in ocean-level.—Nature, 1958, vol. 181.
- Gross M. Crant, Nelson L. Sediment movement on the continental shelf near Washington and Oregon.—Science, 1966, vol. 154, N 3750.
- Heinrich E. W. Mineralogy and geology of radioactive raw materials. New York, Toronto, London, 1958.
- Jelgersma S. Holocene sea level changes in the Notherlands.—Meddelingen van de Geologische Sticing Ser. C, VI, N 7, 1961.
- Jennings L. N. Black sands of Eastern Australia.—Geography, 1956, vol. 41, Part 4, N 194.
- Johnson D. W. New England-Acadian shoreline. N.-Y., 1925.
- Kolp O. Sedimentsortierung und umlagerung am Meeresboden durch Wellenwirkung.—Petermanns Mitteilungen, H. 3, 1953.
- Kriewaldt M. Shell beds and a change in sea level along the northwest coast of West Australia. «Annual Rept. Geol. Surv. West. Austr., 1965», 1966.
- Kuenen Ph. H. Marine geology. N.-Y.—London, 1950.
- Kuenen Ph. H. Significal features of graded bedding.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1953, vol. 37, N 5.
- Kuenen Ph. H. Emplacement of fish-type sand beds.—Sedimentology, 1967, vol. 9, N 3.

- Kuenen Ph. H., Migliorini C. J.* Turbidity currents as a cause of graded bedding deposits.— *Journ. of Geol.*, 1950, vol. 58, N 2.
- Larras J.* Plats et cote de sable. Paris, 1957.
- Larras J.* Cours d'Hydraulique maritime. Paris, 1961.
- Larras J.* Cubes de sable charries par la houle parolle lement a la cote.— *Ann. ponts et chaussees*, 1966, vol. 136, N 2.
- Lecoq J. J.* Une perspective miniere nouvelle a Madagascar: les sables a monazite.— *Echo mines et metallurgie*, N 3509 1957.
- Lenhart W. B.* «Black gold» from sand and gravel deposit.— *Rock products*, 1956, vol. 59, N 7.
- Leonardos O. H.* A industrializacao da monazita na India.— *Engenharia, miner. e metalurgia*, 1953, 19, N 110.
- Leonardos O. N.* Monasita no Brasil.— *Engenharia, miner. e metalurgia*, 1955, 22, N 127.
- Lhermitte P.* Mouvements des materiaux de fond sous l'action de la houle.— *Annale ponts et chausees*, 1961, vol. 131, N 3.
- Ludvic G., Vollbrecht K.* Die allgemeinen Bildungsbedingungen litoraler Schwermineral konzentrate und ihre Bedeutung fur die Auffindung sedimentarer Lagerstätten.— *Geologie, Jahrgang 6*, H. 3, 1957.
- Martens J.* Beach sands between Charlston, South Carolina, and Maiami, Florida.— *Bull. Geol. Society of Amer.*, 1935, v. 46, N 10.
- Martin W. R.* The iron and titanium cres of New Zealand. New Zealand.— *New Zealand Engng*, 1955, vol. 10, N 10.
- McDongall J.* Ironsand deposits offshore from the West coast, North Island, New Zealand.— *New Zealand Journ. of Geol. and Geograph.*, 1961, vol. 4, N 3.
- McFarlan E., Jr.* Radicarbon dating of Late Quaternary deposits, South Louisiana.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 72, 1961.
- Mero I. L.* The mineral resources of the sea. Amsterdz.n, 1965.
- Miller R.* The heavy minerals of Florida beach and dune sands.— *American Mineralogist*, 1945, vol. 30, N 1—2, 9.
- Miller R. L., Zeigler J. M.* A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in the region of shoaling waves, breaker zone, and foreshore.— *J. Geologie*, 1958, vol. 66, N 4.
- Nicholson D., Cornes J., Martin W.* Ilmenite deposits in New Zealand. *New Zealand Journ. of Geol. Geoph.*, 1958, vol. 1, N 4.
- Nicholson D., Fyfe H.* Borehole survey of North Island iron sands from New Plymouth to Kaipara Harbour.— *New Zealand Journ. of Geol. & Geophys.*, 1958, vol. 1, N 4.
- Nininger R. D.* Minerals for atomic energy. N-Y., 1955.
- Pettijohn F. J.* Paleocurrente and paleogeography.— *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, 1962, vol. 46, N 8.
- Pitkey O. H.* Heavy minerals of the U. S. South Atlantic continental shelf and alope.— *Geol. Soc. of America Bulletin*, 1965, vol. 74, N 5.
- Poole D.* Heavy minerals variation San Antonio and Mesquite bays of the central Texas coast.— *Journ. of Sediment. Petrol.*, 1958, vol. 28, N 1.
- Powers M., Kinsman B.* Shell accumulation in underwater sediments and their relation to the thickness of the fraction zone.— *J. Sed. Petr.*, 1953, vol. 23, N 4.
- Prasad Rao R., La-Fond E. C.* The end of a wave.— *Current Sci.*, 1958, vol. 27, N 11.
- Prater L. S.* Black sand placers.— *Idaho Bur. Mines and Geology Inf. Circ.*, N 1, 1957.
- Raggat H. O.* The mineral resources of Australia. *Publs. 5th Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand*, vol. 1, 1953.
- Rao B.* Beach erosion and concentration of heavy mineral sands.— *Journ. Sedim. Petrol.*, 1957, vol. 27, N 2.
- Rao B., Chetty P.* Distribution of radioactive beach sands.— *Journ. Scient. and Indust. Res.*, 1955, vol. A14, N 10.

- Rittenhouse G.* Transportation and deposition of heavy minerals.—Bull. Geol. Society of America, 1943, vol. 54, N 12.
- Rogge H. J.* Zur Erkundungsmethodik litoraler Schwermier eralsiefen an der sudlicher Ostseekuste.—Zeitschrift fur angewandte Geologie, 1962, H. 2.
- Rusnak G. A.* Some remarks on the accumulation of shells in sediments.—J. Sedim. Petrology, 1954, vol. 24, N 4.
- Sauvace de St., Mark M. G., Vincent M. G.* Transport littoral, formation de fleches et de tombolos. Coast. Engng. 5th Conf. Proc., 1955.
- Saville T.* The model study of sand transport along an infinitely long straight beach.—Trans. Am. Geophys., 1950, vol. 31, N 4.
- Saville T., Manohar M.* Laboratory determination of littoral transport rates (Discussion). Proceed. Amer. Soc. Civ. Eng. Harb. Divis., 1962, vol. 88, N WW4.
- Schofield I. C.* Sea level fluctuations during the last 4000 years as recorded by a Chenier plain Firth of Thames, New Zealand.—N. Z. J. Geol. and Geophys., 1960, vol. 3, N 3.
- Scott Th.* Sand movement by waves.—Beach Eros. Board. Techn. Memor., 1954, N 48.
- Shepard F. P.* Late Pleistocene and Recent history of the Central Texas coast.—Journ. geol., 1956, vol. 64.
- Shepard F. P.* Sea level rise during the past 20000 years.—Annals of Geomorphology, 1961, vol. 3.
- Shepard F. P.* Sea level changes in the past 6000 years: possible archeological significance.—Science, 1964, vol. 143, N 3606.
- Shepard F. P., La-Fond E. C.* Undertow.—Science, 1939, vol. 89, N 2300.
- Shepard F., Emery K., La-Fond E.* Rip currents: a process of geological importance.—Journ. Geol., 1941, vol. 49, N 4.
- Shepard F. P., Inman D. L.* Nearshore water circulation related to bottom topography and wave refraction.—Trans., Amer. Geophys. Union, 1950, vol. 31, N 2.
- Shepard F. P., Suess H. E.* Rate of postglacial rise of sea level.—Science, 1956, vol. 123, N 3207.
- Siebold E.* Geological investigation of near-shore sand-transport. Progress in oceanograph, vol. 1, 1963. Pergamon Press.
- Steers J. A.* The coastline of England and Wales. Cambridge, 1948.
- Vincent C. E.* Contribution to the study of sediment transport on a horizontal bed due to wave action. Proceed. 6 Conf. Coastal Engng, 1958.
- Viswanathan P.* Titanium in Travancore.—Mining magazine, 1950, vol. 83, N 4.
- Vollrecht K.* Aufbau, Veranderlichkeit und Auflosung von Sandriffen.—Geologie, 1957, H. 8.
- Wadia D. N., Fernando L. J.* Ilmenite, monazite and zircon in Ceylon. Rec. Dept. Mineralogy Ceylon, Profoss. Paper N 2, 1944.
- Watts C. M.* Study of sand movement at South Lane Warth Inlet, Florida. Beach Eros. Board Tech. Memor., N 42, 1953.
- Winkler M.* Der Einsatz von Wendelscheidern zur Voranreicherung von titan und zirkonhaltig Seesanden in der deutschen Ostseekuste.—Bergbautechnik, 1957, N 5.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. Основные черты гидродинамики береговой зоны	9
Волновой режим	9
Волновые течения	16
Выводы	18
Глава II. Динамика наносов в береговой зоне	20
Абразия	20
Движение крупных частиц наносов	25
Песчаные наносы и их динамика	30
Динамика ракуши	35
Сортировка наносов	46
Глава III. Структура и текстура осадков береговой зоны	56
Структура осадков	56
Текстура осадков	58
Глава IV. Особенности рудного процесса в береговой зоне	66
Основные черты осадочного рудного процесса	66
Процессы формирования прибрежных россыпей	69
Современные прибрежные россыпи	99
Ископаемые россыпи СССР	114
Глава V. Современные прибрежные осадки и эволюция береговой зоны в голоцене	122
Особенности строения толщ современных прибрежных осадков	122
Эволюция береговой зоны в голоцене	131
Заключение	134
Литература	141

Андрей Аркадьевич Аксенов

О РУДНОМ ПРОЦЕССЕ В ВЕРХНЕЙ ЗОНЕ ШЕЛЬФА

Утверждено к печати

Институтом океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР

Редактор Издательства **Л. П. Ладычук**

Художник **Л. А. Грибов**

Художественный редактор **С. А. Литвак**

Технический редактор **Э. Л. Кунина**

Сдано в набор 3/IV 1972 г. Подписано к печати 24/VII 1972 г.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 2. Усл. печ. л. 10. Уч.-изд. л. 10,5.

Тираж 950 экз. Г-13019. Тип. зак. 382

Цена 1 р. 28 к.

Издательство «Наука».

Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

391

17.28.3



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»