

Э. И. КУТЫРЕВ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
КОСЫЙ СЛОИСТОСТИ

И Е Д Р А — 1968

Э. И. КУТЫРЕВ

УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ
И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
КОСЫЙ СЛОИСТОСТИ



Издательство «НЕ Д РА»
Ленинградское отделение
Ленинград · 1968

**Условия образования и интерпретация косо-
й слоистости.** КУТЫРЕВ Э. И. П., Недра,
1968 г., стр. 128.

В книге рассмотрены режимы движения наносов и в соответствии с ними классифицированы различные типы аккумулятивных косо-слоистых тел — эоловые, речные, дельтовые и морские гряды, гривы и косы, морские пляжи, подводные валы и бары.

Путем изучения геометрии, эволюции и тектуры наносов этих форм натурными наблюдениями в различных районах Советского Союза и по литературным данным выведены типы косо-й слоистости, которыми обладают осадки перечисленных морфологических единиц рельефа. Обоснован общий подход к геологической интерпретации косо-слоистых серий, формы, размеров и углов наклона косых слоев и швов серий, подчеркнута генетическая значимость роз-диаграмм направлений наклона косых слоев. Приведены морфологическая классификация косо-й слоистости и таблица признаков косо-й слоистости в отложениях разного генезиса.

Работа рассчитана на широкий круг геологов и литологов, изучающих осадочные породы и месторождения полезных ископаемых.

Табл. 1, илл. 72, библи. 204.

Научный редактор А. В. Македонов

ВВЕДЕНИЕ

Роль осадочных месторождений полезных ископаемых в мировой экономике все более возрастает. Наиболее перспективным для прогнозной оценки рудоносных районов становится составление литолого-фациальных и фациально-палеогеографических карт различных масштабов, являющихся основой металлогенических и прогнозных карт. В настоящее время больше внимания исследователи уделяют динамической палеогеографии и анализу одного из ее наиболее важных элементов — косой слоистости. Изучение последней дает возможность не только восстанавливать картину движения физической среды при осадко- и рудонакоплении, но и определять многие фациальные типы пород, казалось бы, не обладающие отчетливыми генетическими признаками.

В процессе литолого-фациального анализа меденосной толщи Удоканского месторождения медистых песчаников мы столкнулись с большими трудностями в определении конкретных фаций подводнодельтовых и прибрежно-морских отложений. В научной литературе по фациям этого типа имеются лишь самые общие соображения. В частности, подводнодельтовые образования зачастую относятся к единой фации «подводной дельты» или «речных выносов» [Ботвинкина, 1962], а прибрежно-морские отложения — к фации «зоны волнения».

Неразработанность проблемы обусловлена тем, что еще очень плохо изучены современные прибрежно-морские, подводнодельтовые и эоловые образования с точки зрения их диагностики в ископаемом состоянии по текстурам. Этот пробел имеет, конечно, и объективные причины: трудно, а подчас и невозможно наблюдать слоистость в развивающихся подводных формах или в сыпучих осадках эоловых форм. Но только ли наблюдения над характером слоистости в развивающихся формах могут дать ключевые признаки фаций?

Форма аккумулятивных морфологических единиц рельефа определяется режимами движения наносов, изученными гидрологами и океанологами (М. А. Великанов, В. П. Гончаров, В. П. Зенкович, Б. А. Шуляк и др.). В то же время первичная текстура осадка (в том числе косослоистая) есть некоторая сумма рельефов данной аккумулятивной формы во времени: конфигурация каждого слоя отражает рельеф растущей части аккумулятивной формы или заполняющейся части денудационной формы; косослоистая серия фиксирует некоторый суммарный результат непрерывного роста и изменения

рельефа наращивающейся стороны аккумулятивного тела, а направление наклона косого слоя отражает ориентировку поверхности в момент отложения материала этого слоя. Следовательно, для суждения о текстуре породы уже достаточно, в общем случае, наблюдений над рельефом и направлением развития данной формы или групп форм одного генезиса. А такие наблюдения над рельефом и динамикой современных форм проведены уже в достаточно большом объеме. Нашей задачей явился анализ геометрии и динамики морфологических единиц аккумулятивного рельефа и режимов движения наносов, выполненный в основном по литературным данным, сопоставление их с наблюдениями над косослоистыми отложениями сакуканской свиты нижнепротерозойского возраста в районе Удоканского месторождения медистых песчаников, описание которых имеется во многих работах [Богданов, Кочин, Кутырев, 1964 а, б, в; Богданов, Кутырев и др., 1966; Кутырев, Богданов, 1966], над косослоистыми меденосными и сопутствующими им вендскими, средневерхнекембрийскими и ордовикскими образованиями бассейнов рек Ангары, Подкаменной Тунгуски и Лены. Для сравнения был привлечен также материал по косой слоистости в современных отложениях в бассейнах тех же рек, в эоловых формах Юрмалы (вершина Рижского залива) и прибрежных осадках в Сосновском парке г. Ленинграда.

Ниже рассматриваются некоторые вопросы терминологии и классификации режимов движения наносов аккумулятивных форм и косой слоистости, подробно разбираются механизм формирования и возможные способы захоронения косослоистого осадка, обосновывается общий подход к геологической интерпретации параметров косослоистых серий, формы, размеров и углов наклона косых слоев и серийных швов, подчеркивается генетическая значимость роздиаграмм направлений наклона косых слоев, приводятся морфологическая классификация косой слоистости и таблица признаков косой слоистости в отложениях разного генезиса.

Под косой слоистостью предлагается понимать первичную текстуру в отложениях, обусловленную наклонным расположением слоев в пласте по отношению к горизонтальной плоскости или к наклонной поверхности, которая в момент накопления осадка была горизонтальной.

Из всех разновидностей слоистых текстур косая слоистость дает наиболее полные и надежные сведения о динамике среды осадконакопления. Методика исследования этих текстур сравнительно проста и не требует проведения лабораторных работ, чем выгодно отличается от других методов исследования осадочных пород. Однако для получения максимального эффекта изучение слоистых текстур необходимо проводить в совокупности с другими методами исследований.

Существует около десятка морфологических и генетических классификаций слоистых текстур, в том числе и косой слоистости. В основу большинства генетических классификаций положены материалы

наблюдений слоистостей конкретных толщ, генезис которых установлен более или менее определенно.

По нашему мнению, прежде чем переходить к морфологической классификации косой слоистости, в первую очередь необходимо выделить физические типы (режимы) движения потока наносов, ибо они определяют морфологию аккумулятивных единиц рельефа. Далее следует классифицировать эти единицы рельефа таким образом, чтобы в каждую классификационную ячейку попали формы, развивающиеся по одним и тем же законам (в условиях определенных, одних и тех же режимов), даже независимо от того, образуются они при движении воды или ветра, в реке или в пустыне, на берегу моря или непосредственно в морском бассейне. Кроме того, необходимо учитывать масштаб явлений. Но осадки форм, близких по геометрии и развивающихся по одним и тем же законам, обладают сходными текстурами — в том числе сходными типами косой слоистости. Эти текстуры и должны составить основу морфологической классификации.

Переходя к характеристике режимов движения наносов, мы отдаем себе отчет в том, что вопрос о механизме движения осадков, как это ни парадоксально, изучен хуже, чем косая слоистость, хотя все исследователи, создавая генетические классификации, подразумевают, что механизм образования косой слоистости и, следовательно, механизм перемещения, осаднения и захоронения наносов известен.

Данная работа не преследует цель рассмотреть все типы движения наносов и все обусловленные ими морфологические единицы рельефа и типы косой слоистости. Рассматриваются лишь самые широко распространенные и притом рафинированные формы как результат «чистых» режимов. Однако и такой подход оказывается далеко не бесполезным: уяснив простые законы, можно переходить к их сочетаниям. Рассмотреть все побочные, осложняющие явления и формы рельефа попросту невозможно. Вероятно, это следует делать на месте в каждом конкретном случае. Таким образом могут быть учтены и те характеристики косослоистых толщ, которые не являются типичными для всех форм данного типа, но свойственны районным разновидностям.

Таковы основные позиции, на которых мы находились в своей работе. Этот путь главным образом теоретических исследований, который мы выбираем, представляется перспективным хотя бы потому, что разрабатываемые вопросы ориентируют на более целенаправленную постановку природных наблюдений.

Большую помощь в работе над книгой (редактирование, компоновка материала, замечания) мы получили от Г. Г. Кочина. Много ценных советов дано В. Л. Либровичем, Ю. Р. Беккером и В. А. Гроссгеймом. Серия фотографий косой слоистости предоставлена в наше распоряжение Ю. В. Богдановым и В. П. Феоктистовым. Считаем своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность всем перечисленным товарищам.

РЕЖИМЫ ДВИЖЕНИЯ НАНОСОВ И ФОРМИРОВАНИЕ КОСОЙ СЛОИСТОСТИ

Морфология косослоистых серий и их групп, косых слойков, направления наклона косых слойков и серийных швов зависят от режимов движения наносов. Режимы движения наносов могут быть подразделены на десять разновидностей, объединяемых в три группы. Первая группа характеризуется в среднем равномерным одноплавленным движением потока наносов и включает три режима: первый (гладкий), второй (грядный) и третий (режим продольной эрозии).

Вторая группа характеризуется криволинейным движением потока: либо в горизонтальной плоскости (огibaющий или расщепляющийся поток), либо в трех измерениях (штопорообразные потоки). Рассматриваемая группа включает четыре типа режимов: четвертый (асимметрично-косовый), пятый (сдвоенный четвертый, или симметрично-косовый), шестой (асимметрично-грядный), седьмой (сдвоенный шестой, или симметрично-грядный).

Третья группа режимов характеризуется возвратно-поступательным движением или ударным действием транспортирующих масс и включает три типа простых режимов: восьмой (пляжный), девятый (вальный), десятый (ударно-прибойный).

Некоторые из перечисленных режимов имеют у гидрологов и океанологов собственные наименования. В настоящей работе названия их приведены к единой, принятой здесь системе.

Каждый из типов режимов определяет возникновение специфических аккумулятивных форм рельефа со свойственной им осадкам косой слоистостью, однако многие формы обладают сходными элементарными типами косой слоистости.

При первом режиме осуществляется только местное перераспределение наносов. Косая слоистость формируется при неровностях дна, обусловленных иными типами режимов в предыдущую стадию развития рельефа.

При втором (грядном) режиме формируются наземные и донные гряды — в стрекнях потоков, на отмелях, поперечные и параболические дюны, барханы, морские поперечные формы, не имеющие собственных названий и пр.

При третьем режиме (продольной эрозии) возникают промоины, вытянутые вдоль потока. В этом случае косая слоистость формируется в результате заполнения промоин обломочным материалом.

При четвертом (асимметрично-косовом) режиме образуются асимметричные аккумулятивные формы — морские, речные, подводно-дельтовые и золотые косы.

При пятом режиме формируются симметричные аккумулятивные формы — стрелки, симметричные косы, смещенные речные осередки, некоторые разновидности островов.

При шестом режиме формируются асимметричные гривы — прирусловые валы и подобные им формы.

При седьмом режиме образуются симметричные гривы — продольные дюны, некоторые разновидности несмещенных осередков и островов, продольные морские формы.

При восьмом режиме формируются различного рода пляжи — береговые морские и речные, косовые, баровые и пр.

В условиях девятого режима создается ряд поперечных форм — от валиков ряби волнения или береговых валов до подводных валов и баров.

При десятом режиме образуются борозды, выбоины, впадины и дюноподобные формы, в результате заполнения или перемещения которых или в результате изменения условий формируются особые виды косой слоистости.

Анализ механизма перемещения наносов и морфологии создающихся при этом аккумулятивных форм и косой слоистости убеждает в том, что эти режимы в общем не зависят от вещественного состава транспортирующей и транспортируемой массы. Основные различия между режимами определяются кинематической структурой потока, особенностями изменения его направления, следовательно, характером потери энергии, затрачиваемой на это изменение, и уменьшением транспортирующей способности. Поэтому в основу разделения режимов и выделения типов косой слоистости кладутся не физические свойства движущейся массы (субаэральные и субаквальные режимы и косая слоистость), а структурные особенности потоков, характер их взаимодействия и форма создающихся при этом аккумулятивных или аккумулятивно-денудационных тел. Воздушный и водный потоки одной и той же кинематической структуры создают разные по масштабам, но близкие по геометрии формы, хотя эти процессы протекают при различных скоростях движения транспортирующей среды. Подобная геометрия форм — наиболее существенное условие формирования одинаковых типов косой слоистости. Всяческие отклонения в морфологии единиц рельефа и косой слоистости от стандарта могут быть учтены и объяснены, так как не превышают видовых отклонений форм одного и того же рода.

РЕЖИМЫ ГРУППЫ ПРЯМОЛИНЕЙНОГО ДВИЖЕНИЯ ПОТОКА НАНОСОВ

Для водных и воздушных потоков существуют предельные скорости, выше или ниже которых в режимах движения наносов наступают качественные скачки. В связи с этим гидрологи выделяют некоторые интервалы скоростей, в пределах которых наблюдается

тот или иной вид движения наносов. Для водных потоков такие режимы даже получили свое наименование.

Режим, при котором происходит равновесное перемещение наносов на всем протяжении рассматриваемого участка поверхности, можно назвать первым режимом (по В. Н. Гончарову [1962], режимом первым безгрядным). По достижении скорости, различной для

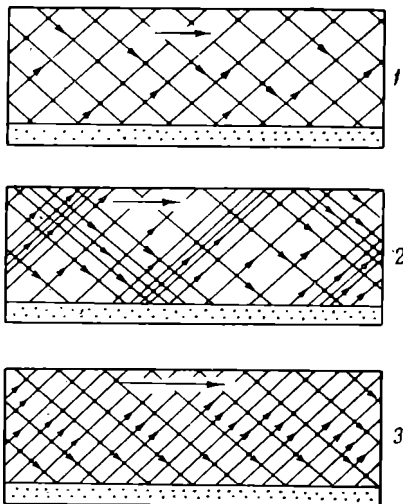


Рис. 1. Схема баланса наносов при трех типах режимов прямолинейно движущегося потока, имеющего постоянные среднюю скорость и направление.

1 — первый (гладкий) режим (количество срываемых и опускающихся на грунт частиц одинаково); 2 — второй (грядный) режим (неравномерное, но в среднем одинаковое количество частиц срывается и опускается на грунт, формируются гряды); 3 — третий (продольной эрозии) режим (количество срываемых частиц превышает количество опускающихся на грунт, размыв).

косой слоистости при плоском дне исключается. За барьером, отвечающим области существенного падения скорости потока, в эту фазу может накапливаться горизонтально-слоистый материал, что подтверждается наблюдениями А. А. Вейхера [1948] над связью режимов движения среды и интенсивностью накопления осадка.

Образование косой слоистости при первом режиме может происходить, если кинематическая структура медленного потока осложняется местными неровностями дна: над понижениями скорость потока уменьшается, что вызывает отложение здесь осадков, а над положи-

сред разной плотности и глубины, наблюдается пульсационное перемещение наносов, режим которого в общем случае может быть назван вторым (по В. Н. Гончарову — донно-грядным) режимом. По достижении скорости, предельной для второго режима, пульсационное движение наносов прекращается, гряды уничтожаются и материал срывается с поверхности повсюду в равных количествах. Объем сорванных частиц при этом превышает объем обломков, возвращающихся на дно. Этот режим может быть назван третьим (по В. Н. Гончарову — вторым безгрядным) режимом.

Первый (гладкий) режим

До определенной скорости, различной для материала разного гранулометрического состава, обломочные частицы срываются и перемещаются потоком без образования особых форм рельефа, что определяется равенством количества поднятых частиц с единицы поверхности дна количеству частиц, опускающихся на эту же площадку (рис. 1). Дефицит грунтов отсутствует, формирование

тельными формами рельефа увеличивается, что влечет их размыв. С края впадины, расположенного выше по течению, накопление наносов протекает интенсивнее, чем с противоположной стороны. В результате заполнения впадин возникает вогнуто-скорлуповатая косая слоистость. Она отличается от косой слоистости симметричного заполнения, происходящего при осаждении в спокойной обстановке, тем, что в первом случае все слои наклонены в сторону течения, а во втором они симметричны относительно центра впадины. Природа неровностей может быть самой различной: ими могут быть подвалы гряд, образованных в предыдущую стадию второго (грядного) режима; различные промывы, возникшие при размыве дна, и т. д. От грядной косая слоистость наклонного выполнения отличается пологими углами наклона косых слоев, почти параллельных постели серий; вогнутой формой слоев, соответствующих

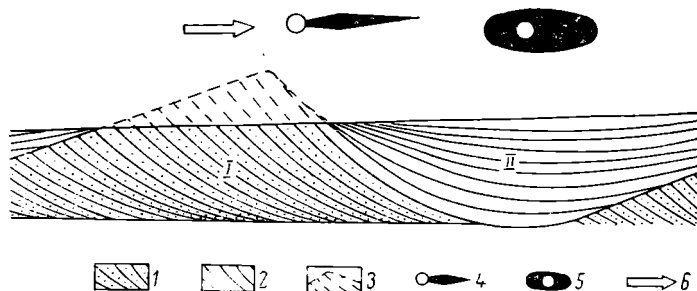


Рис. 2. Косая слоистость, образующаяся в осадках донных гряд (I) и подвалов при падении скорости (II).

I — осадки гряд; 2 — осадки подвалов; 3 — размыв гребня гряды; 4, 5 — принципиальные розы-диаграммы направлений наклона косых слоев: 4 — грядного осадка, 5 — наносов подвалов; 6 — направление потока.

по форме первичной впадине; постепенным выполаживанием слоев вверх по разрезу косослоистой серии и асимметрией наклона слоев, которую можно обнаружить при построении диаграмм направлений наклона косых слоев. При снятии с косослоистой серии множества замеров диаграмма будет иметь вид эллипса с центром, смещенным против течения (рис. 2).

Косослоистые серии рассматриваемого типа неоднократно описывались в литературе. Так как форма косых слоев вогнутая, по ней можно точно определять положение кровли и почвы пласта [Шрок, 1950].

На одной из зарисовок Ю. А. Жемчужникова [1940] в центре фигуры среди грядных косых серий видна мульдобразная серия, происхождение которой можно объяснить падением скорости потока ниже скорости грядообразования. Аналогичные серии были встречены нами в илгинской свите нижнего палеозоя в нижнем течении р. Лены (рис. 3, 4).

Другие случаи образования косой слоистости при первом режиме более редки и нами не рассматриваются.

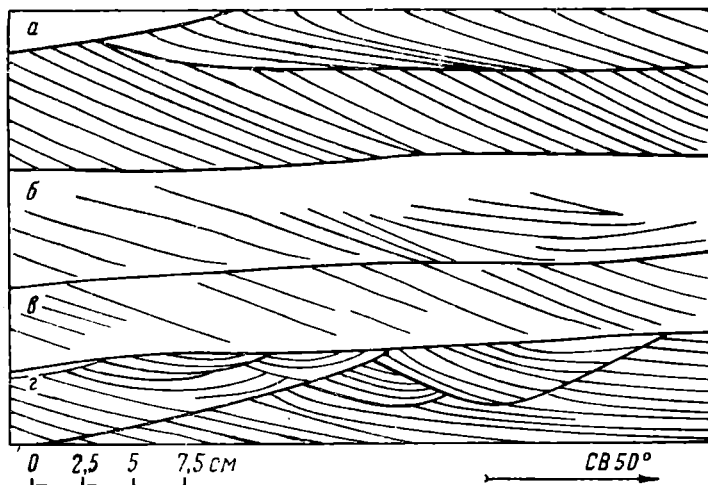


Рис. 3. Продольный разрез нормальной грядной косой слоистости (а—г) и нескольких мутьдообразных косослоистых серий (г) с выполаживающимися слойками, образованных, по нашему мнению, путем выполнения подвалев гряд при падении скорости потока ниже грядообразовательной. Илгинская свита верхнего кембрия, р. Лена.

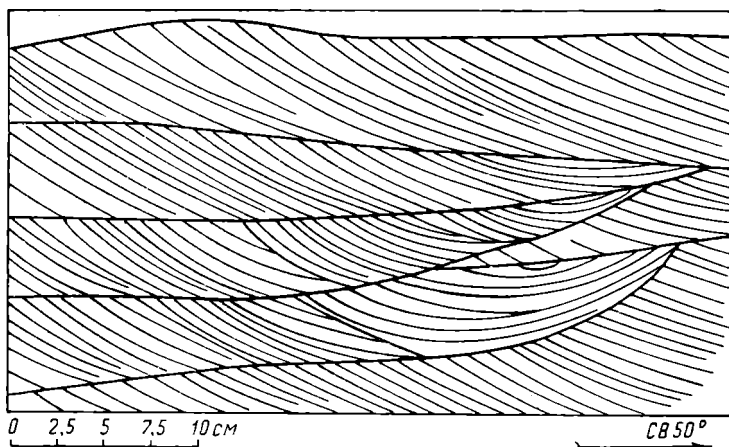


Рис. 4. Мутьдообразная косая слоистость выполнения подвалев гряд, сочетающаяся с нормальной грядной косой слоистостью. Илгинская свита, р. Лена.

По вопросу о режиме движения гряд в естественных водотоках имеется еще очень мало сведений, поэтому в основном приходится довольствоваться наблюдениями схематизированных потоков в лабораторных условиях. Еще меньше данных о движении гряд в морских акваториях. Некоторые эоловые формы перемещаются в общем аналогично донным грядам, и к ним могут быть применены основные положения теории донных гряд.

В связи с этим небесполезно и своевременно создать предварительные схемы этих процессов, в том числе схемы захоронения косослоистого осадка при движении гряд.

Подходя к вопросу с точки зрения повсеместности явления, необходимо рассмотреть процесс грядообразования в мелких потоках, где он изучен наиболее детально, а также в глубоких и воздушных потоках. Наблюдения за современными эоловыми формами показывают, что по способу образования многие из них, в частности барханы, поперечные и параболические дюны, аналогичны обычным донным грядам. Однако эоловые гряды отличаются повышенной мощностью, что отчетливо заметно и в ископаемых эоловых осадках. Эти данные говорят о том, что формирование донных гряд протекает при участии каких-то ограничительных факторов, роль которых резко понижается, если не исключается совсем, в воздушной среде. И в этом отношении сопоставление донных и эоловых гряд весьма полезно.

Характеристика гряд

Возникновение и перемещение гряд. При определенной скорости, различной для материала разного гранулометрического состава*, изменяющейся с глубиной потока и сильно отличающейся для сред разной плотности, в турбулентном движении потока намечаются подвижные рубежи скоростей. В местах, где скорость значительно больше среднего значения, количество сорванных со дна частиц становится большим, чем количество поступающего сюда материала. Как показали исследования Н. А. Михайловой [1953], сдвиг частиц потоком осуществляется отдельными порциями (см. рис. 1). Перенос частиц происходит группами в виде облаков мутности, появление которых вызвано крупномасштабной турбулентностью. Поперечные размеры крупных возмущений близки к глубине потока, расстояние между их центрами составляет 1,5 глубины [Фидман, 1953]. Под воздействием этих структурных образований и появляются песчаные волны, причем сами структурные образования гасятся сформированными песчаными волнами [Михайлова, 1953]. В момент зарождения волн сосуществуют как крупные структурные

* В частности, Инман [Inman, 1949] считает, что если грунт сложен частицами меньше 0,18 мм, то это препятствует вихреобразованию и даже при сравнительно больших скоростях потока частицы остаются в покое.

образования (вихри) турбулентного потока, так и мелкие, обусловленные возникающими грядками. В процессе роста гряды налагаются друг на друга [Михайлова, 1953], что отражает, по-видимому, процесс борьбы крупных структурных форм потока с образовавшимися очень устойчивыми мелкими формами. В результате этой борьбы крупные формы затухают, а вихри с горизонтальными осями стабилизируются, гряды принимают правильную форму; их ширина больше первоначальной: в некоторых случаях она достигает 20 и даже больше глубин потока. Эти крупные гряды представляют собой устойчивые образования.

В равномерном установившемся потоке, в котором скорость является в среднем величиной, постоянной на достаточно большом протяжении, оформившаяся гряда передвигается за счет смыва (сдува) материала с ее же пологого склона. Поток подступает к охвосту гряды, увлекает из него некоторое количество осадка, передвигается по пологому склону и насыщается обломочным материалом. Обломочные зерна, дойдя до гребня гряды, скатываются вниз или сальтируют, но подхваченные вихрем увлекаются им в подгрядье и затаскиваются на крутой склон тем выше, чем они мельче.

Различают равновесное и неравновесное движение гряд. Если весь материал, снесенный с пологого склона гряды, улавливается водоворотной зоной и распределяется на крутом склоне гряды, т. е. объем гряды не меняется, движение ее можно назвать равновесным. Если же на охвосте гряды поток вступает в той или иной степени уже насыщенным, размыва охвосты либо вообще не происходит, либо он замедляется. При этом в определенных условиях с пологого склона может срываться материала меньше, чем откладывается на крутом склоне. Такое движение гряд можно назвать неравновесным.

Если величина в 1,5—2 глубины действительно определяет расстояние между зародышевыми формами, то, очевидно, на глубине в несколько метров высота этих форм будет во много раз меньше ширины ровной площадки, расположенной позади зародыша. Он начинает расти за счет материала, рассеянного на этой площадке. Чем больше площадка, тем большее количество материала может быть снесено с нее в вихревую зону и тем быстрее гряда растет в высоту.

Высота гряды находится в прямой пропорциональной зависимости от ширины площадки, расположенной позади гряды. На рис. 5 совмещены два случая возникновения зародышевых форм: *A* и *C* — положение зародышевых форм в первом случае, *A* и *B* — то же, во втором случае. На построение гряды с сечением *CED* расходует материал некоторого призматического объема, имеющего сечение *ADC*. Треугольники *ACD* и *EDC* равны, так же как треугольники *ABG* и *BFG*. Кроме того, первая пара треугольников подобна второй, следовательно $\frac{GF}{Bb} = \frac{DE}{Cc}$, т. е. отношение ширины гряд к их высоте есть величина постоянная.

Практически это отношение колеблется в широких пределах. В лабораторных условиях оно иногда достигает 20 и более, но, как

правило, не бывает меньше 10 [Великанов, 1955; Гончаров, 1962]. Последняя цифра характеризует вполне сформировавшиеся гряды, существующие при максимальной для данного режима скорости. Отношение ширины гряд к их высоте известно в геологической литературе под названием «индекса ряби». Для мелких эоловых форм, сложенных крупными зернами, отношение это достигает 20—30, но для крупных форм оно равно 11—12 [McKee, 1945, 1953; Ботвинкина, 1962; Холмс, 1949, наши данные].

«Индекс ряби», или «индекс гряд», является важной величиной, по которой во многих случаях можно отличить гряды, возникшие при течении, от псевдогряд, образованных при волнении. Индекс последних имеет самые разнообразные значения, очень часто он меньше 10 и колеблется от 2 до 11, обычно составляя 5—8.

Ширина гряд зависит от глубины потока и его скорости. Чем больше глубина, тем больше расстояние между грядами, причем последнее увеличивается с повышением скорости. При глубине водного потока, соизмеримой с высотой гряд, они начинают оказывать значительно более интенсивное воздействие на гидравлическую структуру потока. В связи с этим высота гряды не может быть больше половины глубины потока, так как над гребнем гряды в этом случае скорость увеличивается вдвое [Гончаров, 1938].

Высота речных гряд обычно не превышает первых метров, высота эоловых форм достигает 100 м, скудные наблюдения над морскими грядами свидетельствуют, что высота их колеблется в широких пределах — от десятков сантиметров до первых метров.

Форма гряд и слоев

Выше высказывалось предположение, что гряды рассматриваются в каких-то средних сечениях, проходящих через их короткие оси симметрии. Между тем морфология косых слоев и серий в большой степени зависит от формы гряд в плане. Это положение совершенно не учитывается геологами, особенно при интерпретации направлений наклона косых слоев.

Наблюдения над речными, морскими и эоловыми грядами показывают, что по форме гряды можно подразделить на четыре группы: прямолинейные, серповидные, чешуевидные и параболические.

У прямолинейных гряд их длина значительно превышает ширину. В плане гряды имеют форму линз треугольного поперечного сечения, при этом конфигурация склонов гряд прямолинейная (рис. 6, 7). К краям высота гряд обычно постепенно понижается. Серповидные

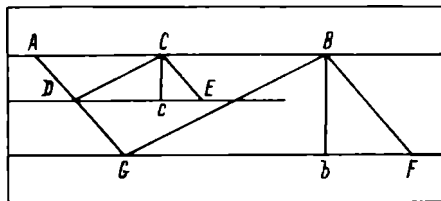


Рис. 5. Схема возникновения зародышевых форм.

Cc и Bb — высота гряд; $DE (=AC)$ и $GF (=AB)$ — ширина гряд, или расстояние между валиками.

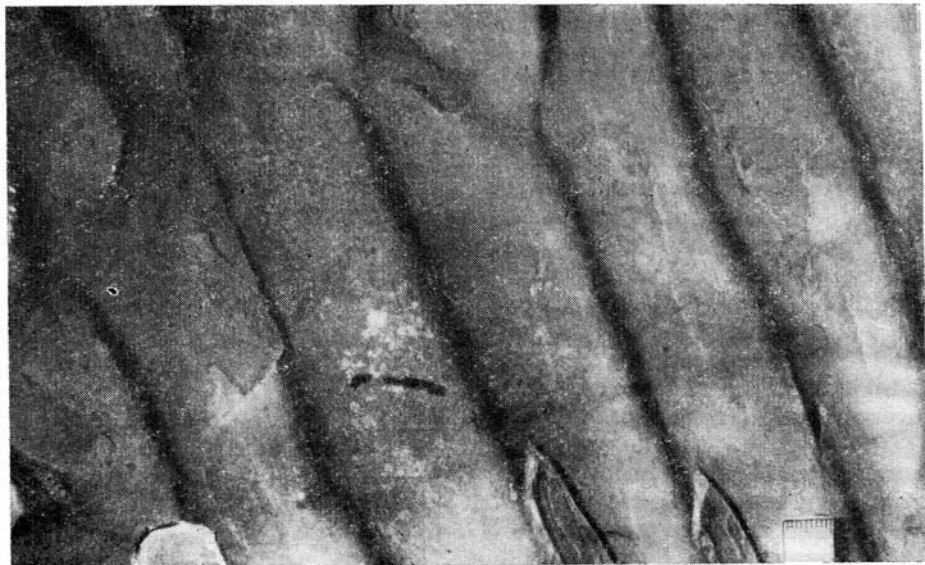


Рис. 6. Асимметричные знаки ряби течения (гряды) на поверхности напластования алевропесчаника, хорошо сохранившиеся при перекрытии их тонкозернистым материалом. Сакуканская свита, район Удакашского месторождения. Колл. Ю. В. Богданова.

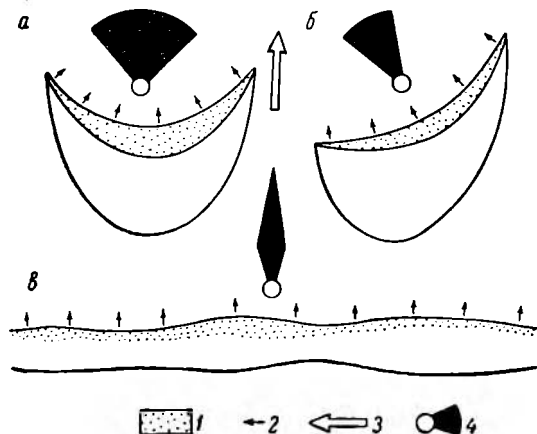


Рис. 7. Тишичная форма гряд. *a*, *б* — серповидные гряды: *a* — симметричная, *б* — асимметричная; *в* — прямолинейная гряда, ориентированная нормально к течению, показанному стрелкой.

1 — крутые склоны гряд; 2 — направления наклона крутых склонов гряд; 3 — направление сноса; 4 — принципиальные диаграммы направлений наклона крутых склонов (и, следовательно, слоев).



Рис. 8. Мелкие серповидные гряды — знаки ряби течения на поверхности напластования мелкозернистого песчанника. Сакуканская свита, район Удаканского месторождения. Предполагаемое направление течения — справа налево.

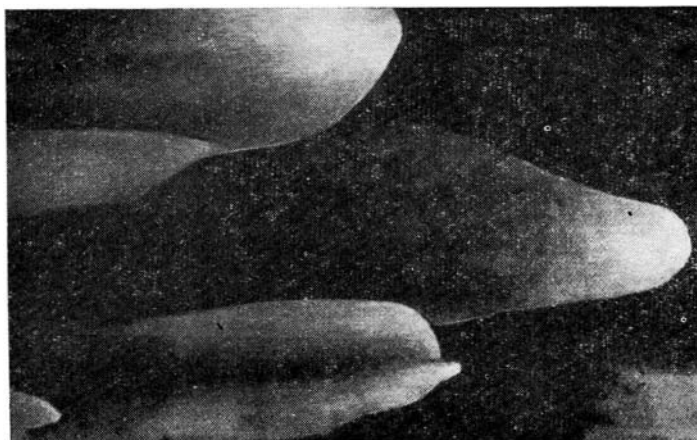


Рис. 9. Щитообразные удлиненные отмели. Крутой склон и направление движения на рисунке вправо (по Зенковичу, 1962).

гряды имеют форму полумесяца, обращенного рогами в сторону течения (рис. 7, 8), крутой склон их в продольном сечении чаще вогнутый, реже прямолинейный. Чешуевидные гряды в плане имеют

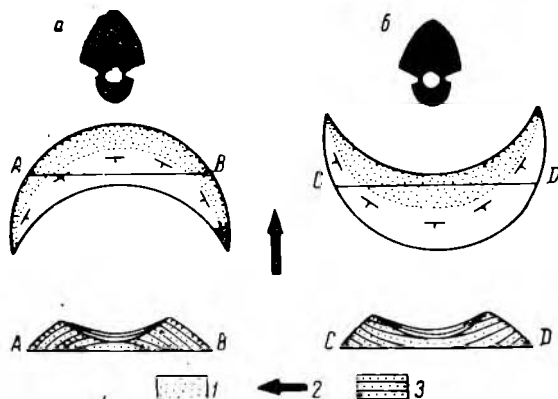


Рис. 10. Схема золотых гряд. *a* — параболическая дюна и ее сечение; *b* — бархаи и его сечение;

1 — крутые склоны форм; 2 — направление ветра; 3 — сечения слойков, образованных при перемещении крутых склонов.

форму чешуй, выпуклой стороной обращенных по течению (рис. 9). Наконец, в редких случаях золотые, а еще реже морские гряды имеют параболическую форму (рис. 10).

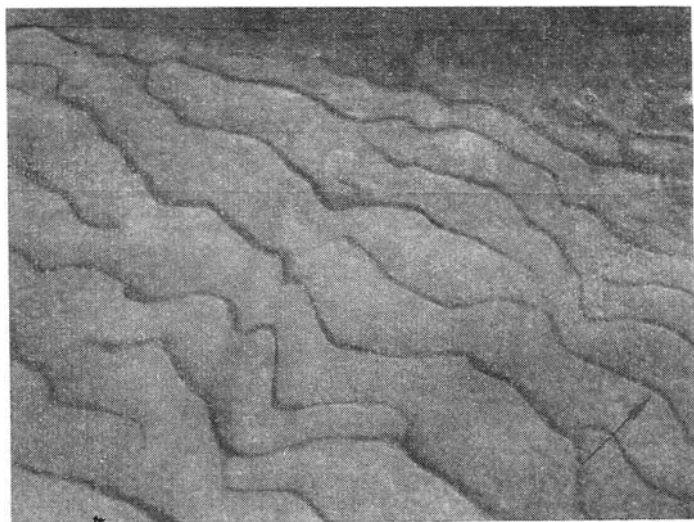


Рис. 11. Выпукло-вогнутая форма гряд в плане. Русло р. Ангарты в шквшем течении.

■ Форма гряд может быть еще более сложной — синусоидальной (рис. 11, 12), «облаковидной», комбинированной — чешуевидно-серповидной и т. д.

Рис. 12. Сложная
форма мелких гряд
в русле р. Ангары.



Рис. 13. Косослоистый песчанник верхоленской свиты. Обнажение по
р. Иркинеевой.

По вопросу о причинах различий в форме слоев в грядках определенного мнения нет. В сечении, перпендикулярном к вытянутости гряд, слои бывают прямыми, упирающимися в верхнюю и нижнюю границы серий (рис. 13); вогнутыми, выполаживающимися книзу (рис. 14, а также рис. 4); выпуклыми, резко упирающимися в нижний серийный шов и выполаживающимися у верхней границы

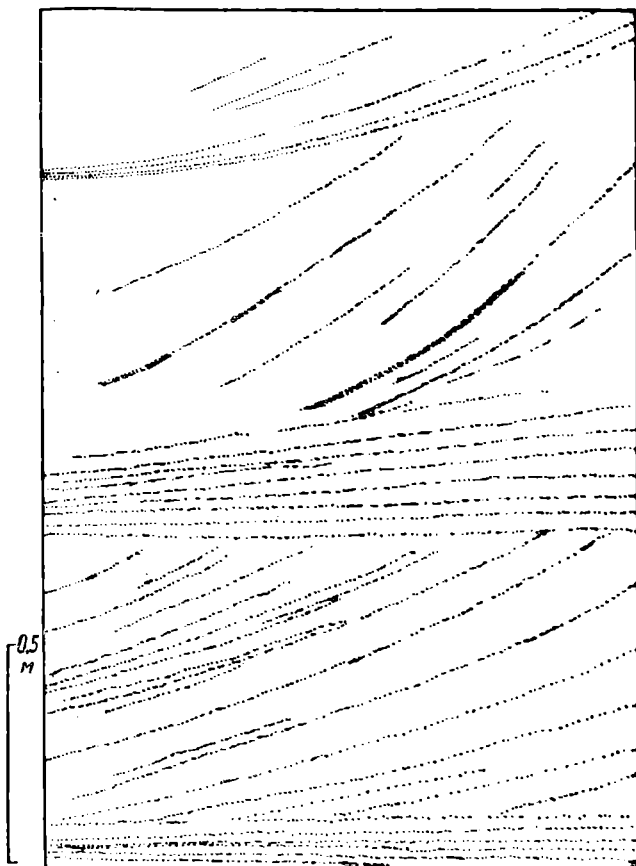


Рис. 14. Косая слоистость в мелкозернистом песчанике подводно-русловой «отмели» дельты. Сакуканская свита, район Удоканского месторождения.

Слоистость крупная, крутая вогнутая косая, слоистость заметна слабо из-за плохой сортировки обломочного материала. На границе раздела двух серий развиты песчаники с пологой облегающей, слабо наклонной косой слоистостью, отчетливо заметной благодаря лучшей сортировке обломочного материала, чем в подстилающих и перекрывающих сериях.

серий; S-образными, выполаживающимися как книзу, так и кверху (рис. 15, 16, 17). Как утверждает Л. Н. Ботвинкина [1962], детали формы слоев зависят от фациальной обстановки, хотя в настоящее время мы можем объяснить не все зависимости.

Форма слоев в первую очередь зависит от характера взаимодействия воздушного или водного потока с грядой. Можно представить несколько случаев такого взаимодействия.

1. Если вал достаточно велик, крутой склон гряды как бы «фрезеруется» валом, приспособляется к его форме таким образом,

чтобы гряда оказывала наименьшее сопротивление его вращению, т. е. крутой склон гряды (слоек) принимает вогнутую форму. Отмечено, что вогнутая форма слоев наиболее характерна для мелкопесчаных наносов. Радиус кривизны, очевидно, зависит от радиуса вала, который в свою очередь определяется высотой гряды.

2. Если вал «фрезерует» только верхнюю часть гряды, а нижняя формируется лишь при механическом осыпании материала, образуются выпуклые слои. Эта форма чаще всего наблюдается в золотых грядах, когда длина крутого склона значительно превышает диаметр вала. Возможно, определенную роль в этом играет и изменение направления течений, постоянно разрушающих гребень гряды; закругляющих его.

3. Вал не оказывает влияния на форму крутого склона гряды, в частности при грубопесчаных наносах. Гряда наращивается путем ссыпания материала, который распределяется равномерно по всему склону, принимающему угол естественного откоса. Угол наклона крутой поверхности гряды одинаков во всех точках.

4. S-образные слои моделируются, как нам представляется, ламинарным или почти ламинарным потоком. Во всех случаях S-образной кривой слоистости, с которыми нам приходилось сталкиваться, субаквальные косослоистые серии были сложены материалом наиболее тонкой фракции по сравнению с наносами, обладающими иными видами кривой слоистости. Возможно, S-образная кривая слоистость может формироваться и в турбулентном потоке, если валы не удерживаются у крутого склона гряды или имеют противоположное направление вращения по сравнению с валами, моделирующими гряды с прямыми или вогнутыми крутыми склонами.

Во многих случаях удается установить, что причиной формирования таких «гряд» являются не подвижные рубежи скоростей, а первичные возвышения в рельефе, лишь отдаленно напоминающие гряды (рис. 15, 16, 17, 18). За этими возвышениями, как в затишном месте, откладывается несколько больше материала, чем на пологом склоне, в результате чего «гряда» растет и в длину и в высоту.

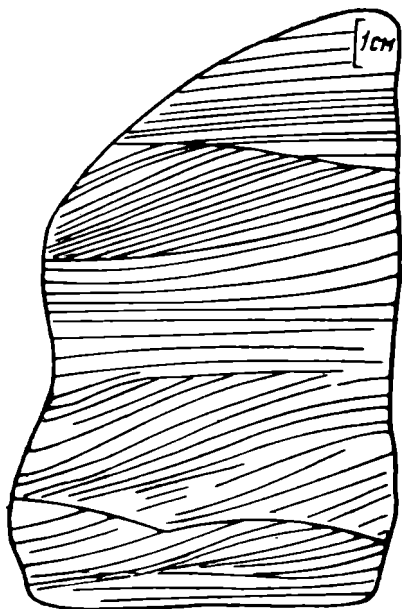


Рис. 15. Выпукло-вогнутая (S-образная) форма слоев в продольном сечении серий морского происхождения. Верх тайканской свиты нижнего протерозоя, левый борт кл. Клюквенного. Зарисовка по фотографии В. П. Феоктистова.

В отличие от настоящих гряд в косослоистых сериях с S-образными слойками зачастую сохраняются слойки и крутого и пологого

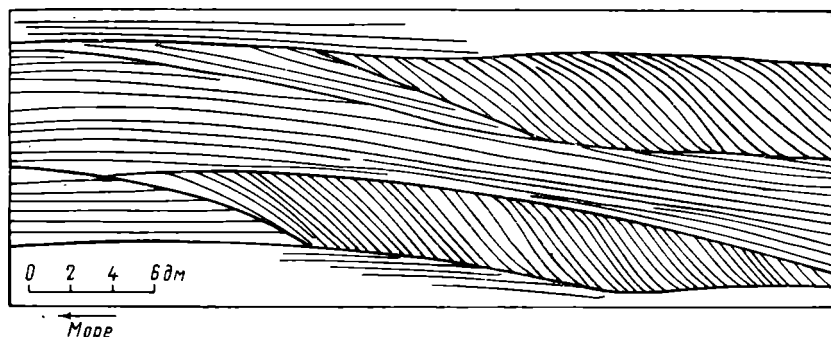


Рис. 16. Разрез поперечной дюны. Рижский залив, г. Юрмала, Лиелупэ.

Две косослоистые серии S-образных слойков среди серий с согласной косой слоистостью. Причиной образования первых, как видно из рисунка, явились неровности рельефа, сыгравшие роль крутых склонов гряд. Преобладающее направление ветров — с моря на сушу.

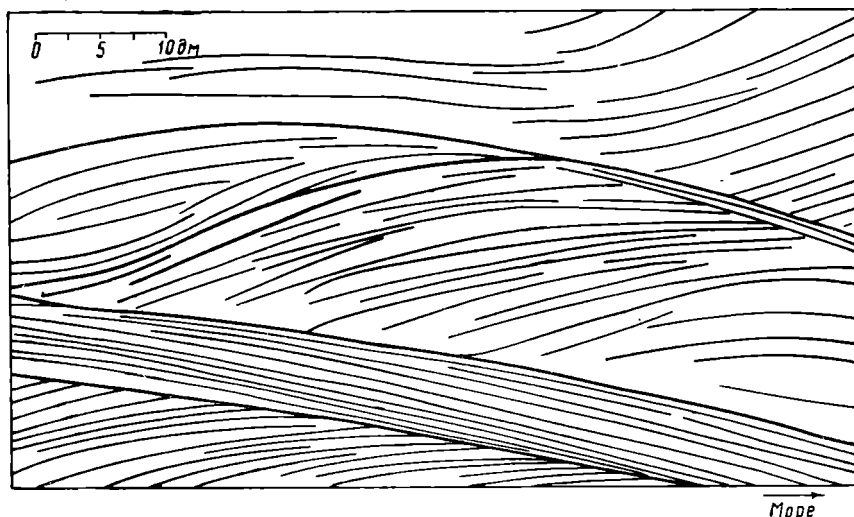


Рис. 17. Зарисовка косой слоистости в поперечной дюне вблизи ее гребня. Рижский залив, г. Юрмала, Лиелупэ.

В центре рисунка — косослоистая серия S-образных слойков. Преобладающее направление ветров — с моря на сушу (справа налево).

склонов. Поэтому можно сомневаться, является ли во многих случаях S-образная косая слоистость свидетельством грядного режима. Вероятно, перечисленные выше причины возникновения S-образной

формы косых слойков как-то связаны и с глубиной бассейна *. В этом аспекте представляет интерес установленная Л. Н. Ботвинкиной [1962] связь S-образной косой слоистости с морскими отложениями (глубокий, близкий к открытому, поток). Но эта же слоистость (см. рис. 15, 16, 17) характерна и для эоловых отложений (воздушный поток можно считать совершенно открытым). Во всяком случае для характеристики динамики среды отложения и режимов движения наносов S-образная косая слоистость должна использоваться очень осторожно.

Направления наклона косых слойков. Как уже отмечалось, рост гряды осуществляется путем присоединения нового слойка к ранее отложенному на ее крутом, подпотоковом склоне. Направление наклона слойка определяется направлением падения крутого склона гряды и перпендикулярно к вытянутости гребня гряд. Поэтому, исследуя форму крутого склона гряд, можно получить довольно точное представление и о форме, и о направлении наклона косых слойков.

В случае, когда гребень расположен перпендикулярно к направлению потока, слоев наклонен точно вниз по течению. В противном случае направление наклона слойка не будет совпадать с направлением течения.

Известно, что преобладающий наклон слойков наряду с другими характеристиками осадочных толщ — ориентировкой знаков ряби волнения, борозд течения, удлиненных органических остатков, галек, валунов, ледниковых борозд — дает представление о направлении древних потоков, об ориентировке береговой полосы палеобассейнов и т. д. [Хабаков, 1948].

Большой интерес представляет предложенный, вероятно, Р. Бринкманом [Brinkman, 1933] и усиленно пропагандируемый в отечественной литературе А. В. Хабаковым [1940, 1948, 1951] и В. А. Гроссгеймом [1950, 1953, 1959, 1963 и др.] метод установления направления переноса обломочного материала по преобладающему направлению наклона косых слойков.

Направление потока при горизонтальном залегании слоев определяется нанесением на сетку равноплощадных проекций массовых замеров азимутов падения косых слойков; замеры направлений наклона и углов падения косых слойков в дислоцированных толщах

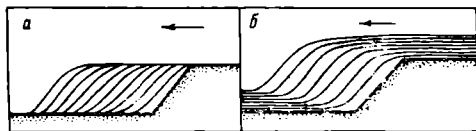


Рис. 18. Схема образования S-образной косой слоистости под влиянием уступа. а — при сравнительно высокой скорости потока; б — при относительно низкой скорости потока, когда наносы откладываются не только на крутом, но и на пологом склоне гряды.

* Условимся воздушный или глубокий водный поток, в котором теоретически возможно формирование гряд как угодно большой высоты, считать открытым, а мелкий поток, в котором возможно формирование гряд, не превышающих в высоту половину глубины потока, — закрытым.

предварительно исправляются на азимут и угол падения слоя [Вассоевич, Гроссгейм, 1951]. Для наглядности круговые полярные диаграммы преобразуются в розы-диаграммы направлений наклона косых слойков. Такие диаграммы обладают одним лучом или пучком лучей, в отношении интерпретации которых в литературе довольно прочно укоренилось мнение, что главный или средний луч обязательно указывает на преобладающее направление потоков, веер лучей считается доказательством веерообразного расхождения потока, «нехарактерные» лучи свидетельствуют об эпизодических течениях, а появление луча, направленного в противоположную сторону, объясняется изменением направления потока на обратное [Брунс, 1940; Ботвинкина, 1962 и др.]. Перечисленные объяснения «нехарактерным» лучам базируются на представлении о совершенном совпадении направлений наклона косых слойков и формирующих косую слоистость потоков. К анализу высказанных положений мы будем неоднократно возвращаться при описании конкретных морфологических единиц рельефа. Здесь же необходимо отметить следующие самые общие замечания.

Роза-диаграмма направлений наклона косых слойков состоит из одного луча, указывающего на истинное направление потока, в случае, когда гребень гряды прямолинеен и расположен точно поперек течения (см. рис. 7, в); луч отклонится в сторону, если гряда расположена косо к направлению течения; на диаграмме серповидных, чешуевидных и параболических гряд появится несколько лучей, дающих в сумме веер, направленный в сторону потока (см. рис. 7, а, б). Если гряда в плане асимметричная, роза отклонится в сторону недоразвитого края этой формы.

Таким образом, связь направления наклона косых слойков с направлением течения проявляется для форм второго режима довольно отчетливо. Для других же типов косой слоистости эта связь обратная или еще более сложная, а во многих случаях лучи диаграмм ориентированы перпендикулярно к направлению течения.

Речные и дельтовые гряды. Наиболее широко грядная косая слоистость в чистом виде распространена в речных отложениях. В. Н. Гончаров [1938] отмечал, что волны (гряды) в реках обычно располагаются нормально к течению или под некоторым углом к нему. Гряда имеет более четкую форму при крупном песке и при скоростях потока, близких к предельным для второго режима (см. рис. 7, в). В русле из мелкопесчаных наносов гряды имеют чешуеобразную форму, обусловленную необычайно сложным скоростным полем, а также характером формирования и перемещения (см. рис. 7, а, б, 8, 11). Прямым грядам свойственны узкие лучи диаграмм, в то время как серповидным или чешуевидным — веерные диаграммы (рис. 7).

Гряды стрессной. На участке стрессной условия наиболее благоприятны для возникновения гряд значительной высоты (большая глубина, высокая скорость, сравнительно крупная величина обломков). Поэтому в стрессных осадках зачастую наблюдается

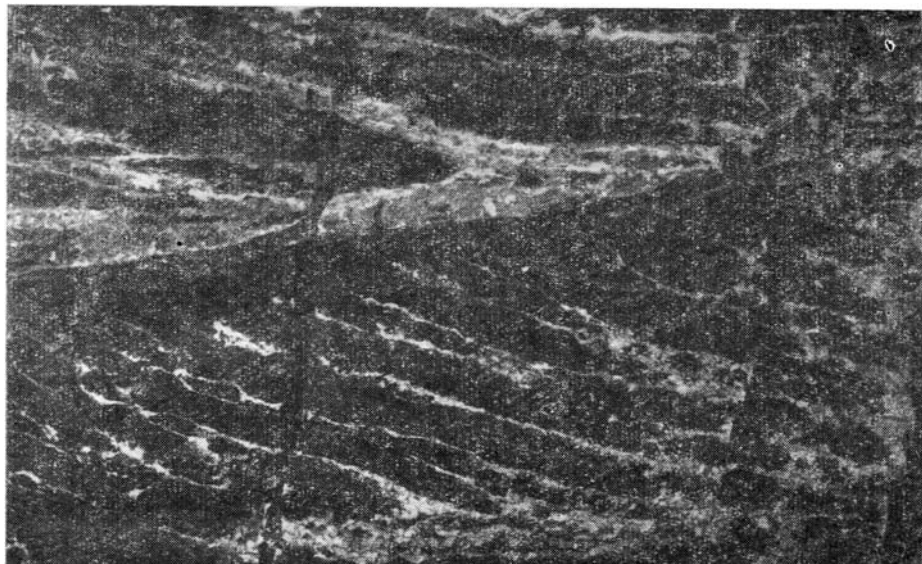


Рис. 19. Фрагмент двух косослоистых серий известкового песчаника подводно-русловой протоки. Верхняя подsuite сакуканской свиты, район Удоканского месторождения. Фото Ю. В. Богданова.

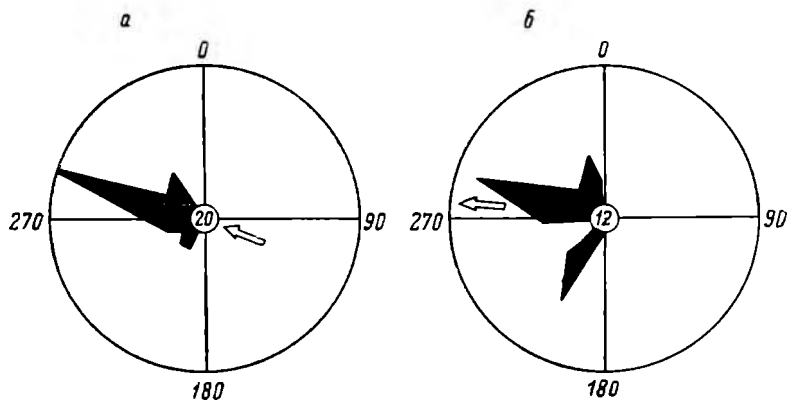


Рис. 20. Розы-диаграммы направлений наклона косых слоёв известковых песчаников подводно-русловых протоков (стрелкой): *a* — с прямолинейными косыми слоёвками; *б* — с вогнутыми косыми слоёвками. Верхняя подsuite сакуканской свиты, район Удоканского месторождения. Стрелкой показано предполагаемое направление потока. Здесь и далее в кружках — количество замеров.

крутая однонаправленная косая слоистость (рис. 19). Однако стрежневая зона характеризуется неустойчивым режимом осадко-накопления: гряды так же быстро разрушаются, как и возникают [Шанцер, 1951]. Частые размывы гряд или их частей приводят к формированию серий линзовидной формы. В результате нарушения гребней гряд происходит усложнение четкой однонаправленной косой слоистости. Поэтому на розах-диаграммах стрежневых осадков возможно появление побочных лучей. Именно этим свойством обладают диаграммы, характеризующие песчанки подводно-руслowych протоков (стрежней) сакуканской свиты в районе Удоканского месторождения (рис. 20).

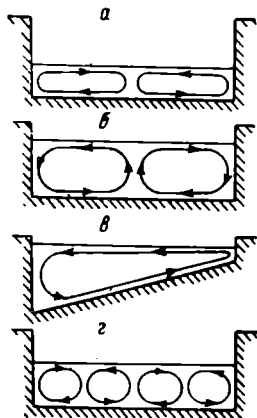


Рис. 21. Схема четырех типов поперечной циркуляции воды в русловом потоке и их зависимость от формы поперечного сечения и глубины русла (по А. И. Лосиевскому, 1934, с изменениями). а — расходящиеся по дну токи; б — сходящиеся по дну токи; в — односторонняя циркуляция; г — смешанный тип (сдвоенный тип а).

Гряды прирусловых отмелей. Прирусловая отмель прямой линией реки обычно незначительно развита [Шанцер, 1951]. По способу образования она мало чем отличается от отмели меандрирующей реки, у которой отмели занимают значительную часть русла. На прирусловой отмели преобладает устойчивый второй режим движения наносов, здесь обычно образуются простые и длинные гряды [Шанцер, 1951], характеризующиеся отчетливым лучом диаграммы.

В формировании отмели деятельное участие принимают поперечные циркуляционные токи, наличие которых установлено Н. С. Лелявским [1893], а уточнено и детализировано А. И. Лосиевским [1934, 1940]. В прямом глубоком русле циркуляционные токи направлены от стрежня в обе стороны по дну, к берегам (рис. 24). В меандрах токи устремлены от вогнутого (приглубого) берега по его дну в сторону выпуклого (отмелого) берега (рис. 22) и, будучи снесены общим течением, направляются от одного берега к другому (винтовое течение). В соответствии с этим гребни гряд ориентируются под острым углом к линии берега. Следовательно, имеются все основания

полагать, что под этим же углом расположится и луч диаграммы (см. рис. 22). Границы косослоистых серий отмельных осадков являются прямолинейными, слойки прямые или слабо вогнутые, серийные швы наклонены в сторону стрежня в соответствии с покатостью прирусловой отмели.

Гряды перекатов. Возникновение перекатов вызвано поперечной циркуляцией в русле [Шанцер, 1951]. Придонные течения, на плесах идущие от приглубого берега к отмелому, между плесами направляются к стрежню и приносят массу песчаных наносов, которые интенсивно осаждаются здесь благодаря конверген-

ции (схождению) винтовых потоков (гривный режим). Таким образом, на перекате тесно взаимодействуют два типа режимов — второй (грядный) и седьмой (симметрично-гривный). Вероятно, именно

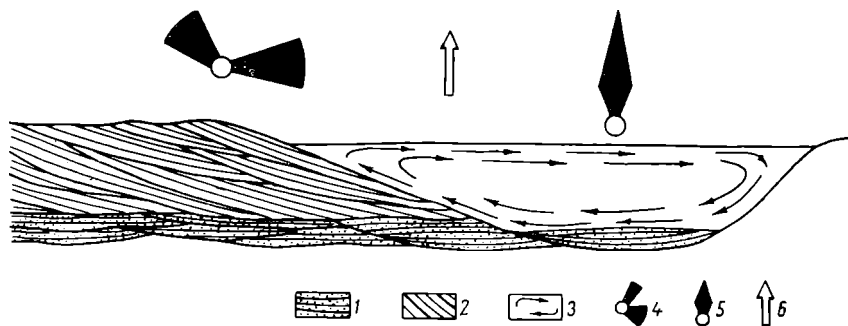


Рис. 22. Схема образования косой слоистости в осадках прирусловой отмели меандрирующей реки (поперечное сечение).

1 — отложения стрежня; 2 — отложения прирусловой отмели — косая слоистость грядного типа, сложенная плужной и гривной; 3 — направления циркуляционных токов; 4, 5 — принципиальные диаграммы направлений наклона косых слоев, характеризующие: 4 — прирусловую отмель, 5 — стрежень; 6 — направление потока относительно лучей диаграмм.

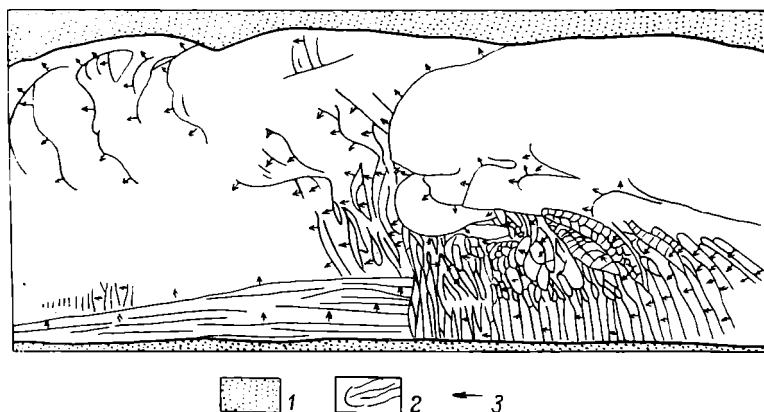


Рис. 23. Схема одного из небольших перекатов на верхней Оке. (Рисунок по аэроснимку А. К. Проница из книги Е. В. Шандера [1951]).

1 — берега; 2 — ориентировка гребней гряд; 3 — направления наклона крутых склонов гряд и пологих склонов грив. Справа внизу — длинные правильные гряды прирусловой отмели; слева внизу — вероятно, серия небольших кос или грив. В теле переката гряды крупные, чешуеобразные. Течение справа налево.

благодаря сочетанию различных типов режимов, способствующих осаждению наносов, на перекате наблюдаются очень длинные и широкие гряды, зачастую чешуеобразные (рис. 23), с выпуклым в плане нижним краем. В разрезе, перпендикулярном к направлению течения, благодаря специфике формы гряд, слойки имеют форму ду

со срезанными вершинами. Длина серий в этом направлении измеряется многими десятками метров. В одном обнажении могут быть видны разрезы правых и левых сторон шлейфов гряд, напользших друг на друга, что создает впечатление попеременного направления потоков (рис. 24). Из приведенного рисунка видно, однако, что это впечатление обманчиво и создается именно потому, что слойки имеют в пространстве концентрическую выпуклую форму, большую длину и крутые углы наклона слойков; на рисунке прямоугольниками очерчены некоторые условные «обнажения», по замерам ориентировки слойков в которых можно получить неверное представление о направлении потока. Левая диаграмма, построенная по замерам в левом «обнажении», как будто указывает на два попеременных

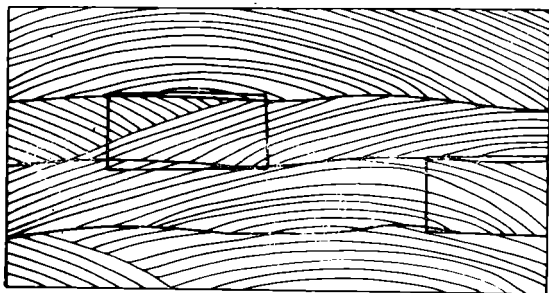


Рис. 24. Схема поперечного сечения косослоистых серий, образованных при движении крупных чешуевидных гряд.



направления потока, правая — на поток, направленный слева направо. Истинным направлением потока является биссектриса веера центральной диаграммы, построенной по множеству замеров, равномерно распределенных по площади всех «обнажений». И в этом случае веерность диаграммы указывает не на расхождение струй течения, а на специфическую форму гряд в плане.

По описанию Н. С. Знаменской [1965], образованная в паводок мезоформа переката вначале движется как единое целое. Далее она перемещается за счет движения вторичных гряд, возникших на ее теле. По мере спада уровня воды и уменьшения скорости течения происходит размыв гребня переката и перемещение максимальной отметки его вверх по течению. Все эти процессы, очевидно, приводят к усложнению однонаправленной или веерообразно направленной косои слоистости, к созданию в теле мезоформы косослоистых серий разных масштабов.

По нашим наблюдениям на р. Ангаре, передвижение наносов по перекасту осуществляется в обычных мелких грядах типа крупной ряби течения, но у линии свала глубин материал, приносимый

грядками, распределяется на крутом склоне переката, как на ровной наклонной поверхности (рис. 25). Осевая линия переката ориентирована под углом от 45 до 60° по отношению к течению, т. е. и направление падения косых слойков перекатной гряды ориентировано под тем же углом к направлению потока.

Гряды подводных дельт. Если фракции тонки, а скоростное поле потока сложное, характерных для крупнозернистых наносов длинных и узких гряд не образуется. В русле из мелкопесчаных наносов, как отмечалось выше, гряды имеют серповидную форму. Перечисленным условиям более всего отвечают подводные потоки в области дельты, где серповидные гряды распространены

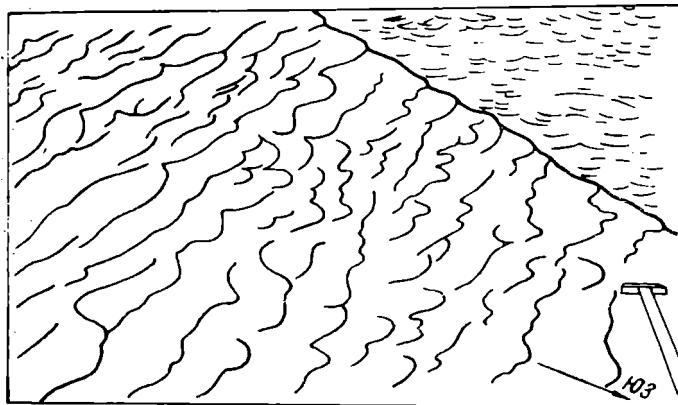


Рис. 25. Схема одного из небольших перекатов на р. Ангаре в нижнем течении. Направление течения показано стрелкой.

весьма широко. Площади развития этих гряд можно условно назвать подводно-русовыми отмелями по аналогии с прирусловыми отмелями наземных потоков.

Косослоистые серии подводно-русовых отмелей имеют сравнительно небольшие размеры. В поперечном сечении они сильно срезанные, вогнутые, а в продольном — также вогнутые, выполаживающиеся к основанию (рис. 14, 26). Специфическая форма серий и слойков свидетельствует о том, что аппаратом формирования косой слоистости данного типа являются серповидные гряды.

Как указывают многие исследователи [Канэко Сиро, 1958; Хворова, 1958 и др.], подобный тип слоистости весьма характерен для подводнодельтовых отложений. Розы-диаграммы песчаников подводно-русовых отмелей, отстроенные для некоторых толщ описываемого генезиса, часто обладают двумя лучами, каждый из которых ориентирован под углом в 40 — 90° к направлению потока (рис. 27). Рисунок диаграмм обусловлен, по нашему мнению, особенностями методики замеров направлений наклона косых слойков, имеющих в поперечном сечении форму серпа. Дело в том, что каждая

пара замеров в противоположных точках крыльев серпа дает два луча, ориентированных под острым углом к направлению оси серпи. Естественно, что значительно меньшая часть замеров берется точно вдоль осевой плоскости серпи (в которой направление наклона косых слойков наиболее соответствует направлению потока), ибо точки замеров располагаются равномерно по всей площади обнажения. В нижней половине серпи слойки наклонены под очень небольшим углом в сторону течения или близки к горизонтальным, а часто даже наклонены против течения. При построении роз-диаграмм замеры азимутов падения слойков с углами менее 5° обычно не учитываются, особенно при больших углах наклона слоев.

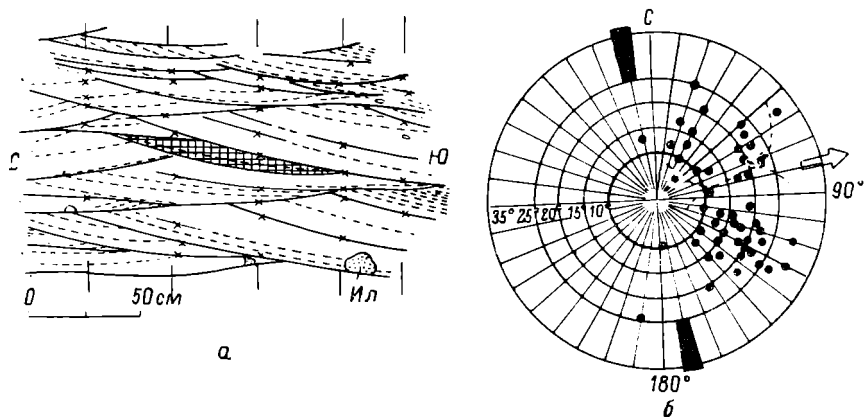


Рис. 26. Косая слоистость в третичных дельтовых отложениях Японии (по Капэко Сиро, 1958). *а* — зарисовка обнажения, разбитого по сетке для замеров (крестиками показаны точки замеров; заштрихована одна косослоистая серия); *б* — полярная диаграмма направлений и углов наклона косых слойков и серийных швов.

Немногочисленные «полезные» замеры, взятые из осевой части косослоистой серпи, дают третий луч, являющийся биссектрисой угла, образованного первыми двумя лучами. Однако этого третьего луча может и не быть. Таким образом, один и тот же слой, имеющий мульдобразную форму, и косослоистая серия, образованная такими слойками, при снятии с них множества замеров дают веерообразные диаграммы (см. рис. 7). Практически же диаграмма одной серпи является симметричной, имеет два луча; расположенных под углом $40-90^\circ$ к направлению потока (см. рис. 27, *а*) или к третьему лучу. Диаграмма, характеризующая наклон слойков в пачке песчаников подводно-русловой отмели, также является симметричной, подобной диаграмме одной серпи. Симметрия лучей как раз и указывает на однонаправленный поток (при веерообразном изменении направления потока получение симметрии лучей — редкий случай) и является наиболее характерным признаком гряд серповидной или чешуевидной формы. «Беспорядочность», или «разнонаправленность», косых

слойков, если она есть, является лишь внешним морфологическим признаком некоторых сечений косослоистых серий. В генетическом отношении такая слоистость однонаправленная.

Наличие обратного направленного луча на диаграммах косослоистых отложений подводно-русловых отmelей еще не есть признак

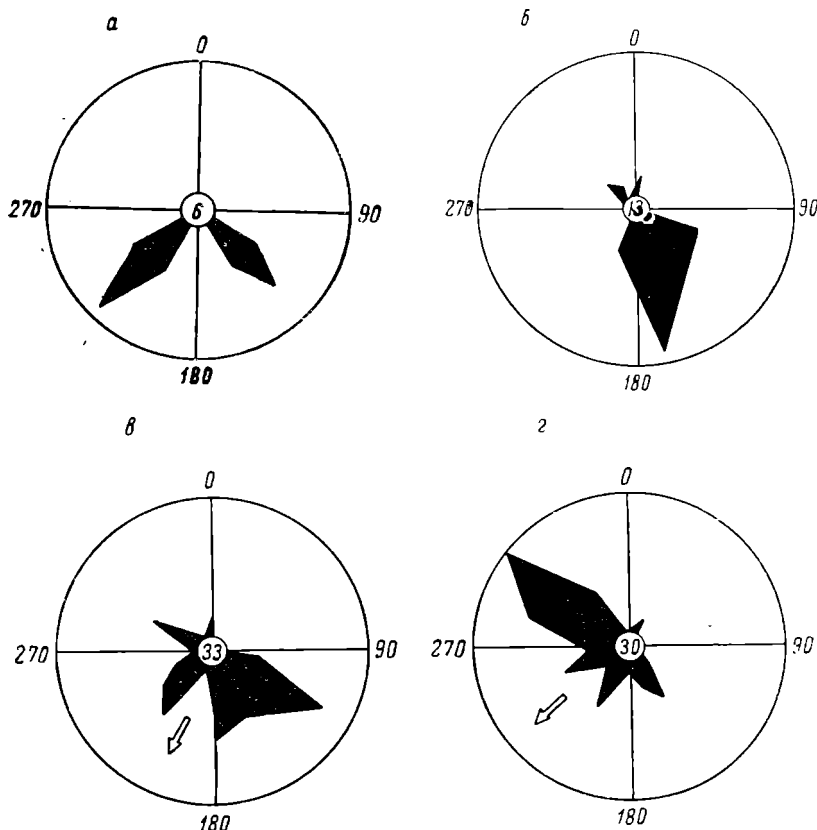


Рис. 27. Розы-диаграммы направлений наклона косых слоёв: а, б — косослоистых песчанников отmelей и стрежней в туремской свите верхнего кембрия (р. Пркинеева), диаграмма а построена по замерам в одной вогнутой косослоистой серии; в — главным образом подводно-русловых отmelей дельты; г — подводно-русловых протоков дельты (верхняя подsvита сакуканской свиты, район Удоканского месторождения).

Стрелками показаны предполагаемые направления течений.

противоположного направления потока. Этот луч является неизбежным следствием мультислойной или выпукло-скорлуповатой формы слоёв, особенно если слоистость грядного типа сочетается с малоотличимой от нее косой слоистостью наклонного выполнения, характеризующейся эллиптическими диаграммами. Пачки

косослоистых песчаников подводно-русловых отмелей значительной мощности действительно могут характеризоваться диаграммами со множеством лучей, с широким веером точек (до 330° , рис. 28). Несимметричные диаграммы могут рассматриваться как признак изменения ориентировки струй во времени лишь в том случае, если замеры производились только в грядных отложениях и они не путаются с отложениями прирусловых кос, осередков и островов, диаграммы которых, как увидим дальше, обладают совершенно иными направлениями лучей.



Рис. 28. Суммарные розы-диаграммы направлений наклона косых слоёв недифференцированных песчаников с преобладанием: а — прирусловых кос; б — подводно-русловых отмелей, осередков и островов; в — подводно-русловых протоков. Верхняя под-свита сакунанской свиты, район Удоканского месторождения.

Стрелками показаны предполагаемые направления потоков, определенные по отдельным слоям песчаников подводно-русловых протоков.

Морские гряды. Аккумулятивные формы, рожденные донными течениями, особенно относительно глубоководными, изучены еще очень плохо. По мнению В. А. Гроссгейма [1963], самыми главными факторами, на которые мы можем опираться при суждении о характере донных течений в крупных водоемах, являются данные о морфологии, величине и ориентировке косослоистых текстур.

Некоторые сведения о морфологии морских гряд, если не глубоководных, то прибрежных и мелководных, в литературе все же имеются и их необходимо учитывать при характеристике древних форм морского дна.

В. П. Зенкович [1962] указывает, что сильные дрейфовые и приливно-отливные течения могут формировать различного рода острогребневые гряды, пологие валы и обширные банки. Эти формы развиваются самостоятельно или осложняют более крупные образования. Обнаружены они в промежутках между рядами подводных валов, баров [Егоров, Галанов, 1961]. В большинстве случаев гряды вытягиваются нормально к направлению течения. В. П. Зенкович выделяет их в группу форм, поперечных относительно преобладающего течения. Они развиваются как вблизи берегов, переходя на подводный склон, так и вдали; удаленные от берега гряды описал Н. В. Кобец (1958). К формам этого генезиса относятся также гигантские ряби и другие образования, напоминающие серповидные речные или золотые гряды [Van Veen, 1936]. В частности, такие формы развиты на подводном склоне берегов Бельгии и Голландии: поперечные, резко асимметричные гряды располагаются за зоной обычных подводных валов [Зенкович, 1962]. Своеобразные гряды течений описаны В. П. Зенковичем на осушках Мезенского залива [1962, стр. 610]: «Все дно здесь покрыто своеобразными асимметричными накоплениями песка . . . Это целые песчаные плащи или чешуи в десятки метров ширины (вдоль течения) и сотни метров длины с неправильно волнистыми очертаниями тыльного, очень крутого края. Высота их не превышает полуметра». Подобные же структуры В. П. Зенкович наблюдал у берегов Желтого моря.

Грядовые формы выявлены на Багамской коралловой банке [Rich, 1948]. Очертания гряд в плане сложные, часто ветвящиеся и пересекающиеся. Еще более сложные вихреобразные структуры отмечал К. Бюлов [Bülow, 1954], предложивший называть их «песчаными облаками». Такие облака напоминают «облачные гряды» на прирусловых отмелях (рис. 23), но значительно больших размеров. Поперечные песчаные гряды сложной конфигурации описываются в Трудах Лаборатории аэрометодов АН СССР по материалам изучения Каспийского моря. Гильшер [1964] описал ряд аккумулятивных форм на подводном плато Молен и мелководье Сен (Франция).

Плато Молен и мелководье Сен представляют собой два подводных выступа Армориканского полуострова. Колебания прилива здесь достигают 7 м на о. Сен и 7—9 м на плато Молен при самой высокой воде. Течения имеют переменное направление — отливные идут из Ла-Манша на юго-запад и юг, а приливные — в обратном направлении. На отдельных участках направления течений очень сильно меняются в зависимости от рельефа дна и расположения островов, но местами удается проследить течения только одного направления.

Среди подводных наносных образований, развитых в указанной обстановке, Гильшер выделил параболические дюны, барханы, исполинскую рябь, знаки ряби среднего размера, наложенные на другие формы. Как правило, они обязаны своим происхождением течениям.

Среди «параболических дюн» хорошо выражена «дюна» Пти-Пурсо; расстояние между ее рогами составляет около 1000 м. Подобно золовым параболическим дюнам, подводные «дюны» обращены вогнутой стороной навстречу потоку, т. е., по нашей классификации, являются параболическими грядами. Самые крупные из них развиты там, где сила прилива превышает силу отлива. Рогами параболические дюны обычно прикреплены к островам.

«Барханами» Гильшер называет аккумулятивные формы, обращенные выпуклой стороной навстречу течению. Следовательно, по нашей классификации, они являются серповидными грядами. Участие островов в их образовании считается несомненным; серповидные гряды как бы охватывают острова.

Существуют еще более сложные формы — промежуточные между параболическими и серповидными грядами. Они имеют форму буквы Z, острия их обращены в разные стороны. Это синусоидальные гряды.

Поперечная исполнинская рябь имеет длину волны 15—20 м. Из работ по Па-де-Кале и эстуарию Луары (Р. Ballade, 1953 и др.) известно, что очень крупная рябь встречается довольно часто в приливно-отливных каналах; указанные наносные формы не выходят на поверхность при малой воде. В Па-де-Кале и в эстуарии Луары длина волны ряби достигает иногда 1000 м. В описываемом Гильшером случае рябь зачастую оказывается закрепленной зарослями zostеры, что снижает ее способность к миграции. Все формы этой ряби располагаются в местах, где действует течение лишь одного направления (другое отклоняется неровностями рельефа дна). Форма ряби обычная для гряд, высота ее не превышает 30—40 см.

Поперечные знаки ряби среднего размера имеют длину волны 1—2,5 м и высоту 20—40 см. Эти образования обычно осложняют крупные формы. Они несимметричны, но несимметричность изменяет свой знак под влиянием приливного или отливного течения.

Все приведенные данные показывают, что среди морских гряд, как среди речных и золовых, можно выделить прямолинейные, волнистые, серповидные и чешуевидные формы. Кроме того, под влиянием островов иногда возникают параболические гряды, характерные для субаэральных, а не субаквальных структур. Замеры направлений наклона косых слойков в осадках морских гряд дают тем больший разброс точек, чем более неправильны очертания гряд в плане. Следовательно, отклонение лучей диаграммы, характеризующей морские доннотеченные отложения, в пределах сектора в 180° не следует рассматривать как доказательство изменения направления течения, если нет других веских обоснований такого изменения.

Анализируя форму средней отмели на рис. 9 нетрудно убедиться в том, что если осадки этой отмели будут обнаружены в ископаемом состоянии, то об истинной ориентировке течения, направленного с запада на восток, мы сможем получить правильные данные только по одному сечению, проходящему через ось симметрии отмели.

Замеры в сечениях только южной половины отмели дадут резкий луч на юг-юго-восток, а замеры в северной части отмели — столь же резкий луч на северо-восток. В итоге может получиться ложное представление о том, что в данной области действовало течение, направленное примерно с севера на юг или с юго-запада на северо-восток, или одновременно действовали два течения — с севера на юг и с юго-запада на северо-восток. Очевидно, правильным будет вывод о том, что течение устремлялось по направлению биссектрисы угла, образованного двумя лучами диаграмм.

При геологической интерпретации косой слоистости в морских осадках надо учитывать, что массовые замеры ориентировки косой

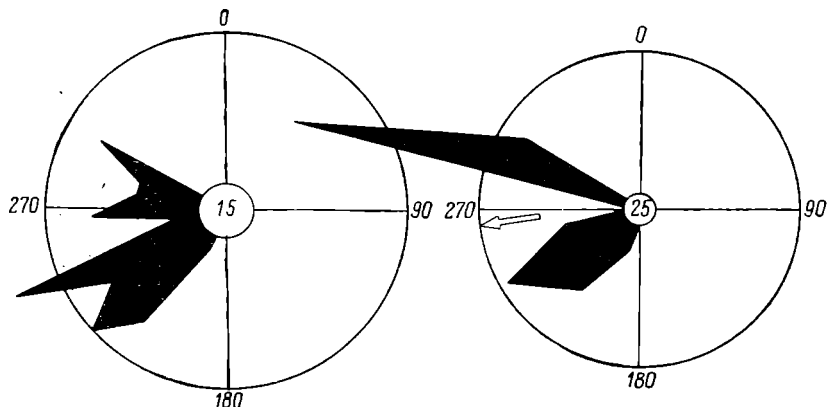


Рис. 29. Розы-диаграммы направлений наклона слоев грядных песчанников (а — морских отмелей, б — морских протоков) сакуканской свиты, слагающих косослоистые серии, имеющие в поперечном сечении и в продольном разрезе мульдобразную форму.

Предполагаемое направление палеотечения показано стрелкой.

слоистости, образованной криволинейными грядами небольшого размера, всегда дадут веерную диаграмму, состоящую из двух или множества лучей, поскольку площадь обследования превышает площадь сечения одного шлейфа гряды (рис. 29). Но если обследование охватывается только часть прежней гряды или ее шлейфа, то на диаграмме может быть только один луч, указывающий на направление крутого склона этой части гряды, которое отличается от направления течения от 0 до 90° (см. рис. 24).

Указанное обстоятельство совершенно не учитывается при интерпретации роз-диаграмм направлений наклона косых слоев, хотя геологическому объяснению диаграмм посвящено уже много работ как советских, так и зарубежных исследователей [Ботвинкина, 1962; Гроссгейм, 1950, 1953, 1959, 1963, 1964; Конюхов, 1951; Неручев, 1953; Farkas, 1960; Nickelsen, 1958; Vaidganachan, 1957; Ten Haaf, 1957]. В большинстве работ совпадение направления наклона косых слоев и направлений течения принимается как абсолютное.

Эоловые гряды. Эоловые аккумулятивные или дефляционно-аккумулятивные формы весьма широко распространены на побережьях материков, берегах внутренних морей и в пустынях. Существует несколько классификаций эоловых форм. В частности, классификация Смита [Smith, 1954] содержит эоловые прибрежные дюнные формы, выделенные по соотношению ориентировки их относительно пляжа или берега: передовые дюны, U-образные, или параболические, дюны, барханы, или серповидные дюны, поперечные дюнные гряды, продольные дюны, причлененные дюны (по данным Кинга, 1963). Н. А. Соколов [1884] выделяет дюны приморские, речных долин и материковые. Кинг [1963] описывает поперечные и продольные дюны совместно, полагая, что различия их состоят лишь в разной ориентировке относительно береговой линии. С этим нельзя согласиться, так как механизм их формирования и внутреннее строение различны.

По нашему мнению, эоловые формы следует подразделить в зависимости от их ориентировки по отношению к преобладающему направлению активных ветров, образующих эти единицы рельефа, и от формы дюн в плане. Сохраняя за этими формами прежнее наименование, следует выделить: поперечные, параболические и продольные дюны, барханы, более сложные формы — барханные цепи — и пирамидальные дюны. К сложным формам применимы основные закономерности, выведенные из анализа простых форм, и поэтому характеристику первых мы опускаем.

К грядным формам относятся поперечные, параболические дюны и барханы. Продольные же дюны относятся к гивным формам и рассматриваются в другом разделе.

П о п е р е ч н ы е д ю н ы. Механизм возникновения дюн во многом отличается от того же процесса, протекающего в водной обстановке. Прежде всего, ряды ветровых форм, следующих друг за другом, свойственны лишь пустынным формам, развивающимся на плащеобразных россыпях песка, так же как ряды подводных гряд образуются на полотнах песчаных наносов. Другое дело береговые дюны и сходные с ними формы. Площадь их развития часто ограничивается узкой береговой зоной, прилегающей непосредственно к пляжу, который является транспортным посредником между морским дном и дюной. Причем материал, сносимый ветром с пляжа, улавливается первой дюной и для развития следующих зачастую его не остается.

Необходимо отметить также и следующее. Прежде чем эоловые формы достигнут стадии зрелости, когда их можно рассматривать как гряды, они проходят несколько «негрядных» этапов развития. Начальными формами являются «холмики скучивания» (по классификации В. Г. Ульста, 1959), имеющие крутой наветренный склон (до $30-32^\circ$), которые по мере развития превращаются в «продолговатые холмы», или авантюны, высотой в 1—2 м с почти одинаковой крутизной (порядка $12-20^\circ$) противоположных склонов (по данным Н. А. Соколова, 1884 и В. Г. Ульста, 1957а, б, 1959). При дальней-

шей эволюции этих холмов формируются настоящие дюны (эоловые гряды).

Холмики скучивания и авандюны, предшествующие грядной стадии эоловых форм, вероятно, часто сохраняются в ископаемом состоянии, чему способствуют их небольшие размеры. Слоистость в осадках перечисленных форм является косой, облегающей, часто выпукло-скорлуповатой [Ульст, 1957а, б].

Хотя дюны проходят несколько стадий развития, из которых начальные далеко не соответствуют грядным формам, законы, по которым передвигаются уже сформированные дюны, близки к законам передвижения подводных гряд, следовательно, зрелые формы близки и по текстурным признакам.

Поперечные дюны обычно образуют параллельные ряды, вытянутые нормально или почти нормально к направлению ветра. Формируются они воздушным потоком одного направления, часто с моря на сушу, при бедности растительности и обилии песка. Поскольку форма дюн прямолинейная, к ним применимы положения о типах косой слоистости и направлениях наклона косых слойков, рассмотренные в разделе о речных и дельтовых прямолинейных грядах. Границы косослоистых серий прямые, слойки прямолинейные или вогнутые, часто выпуклые (рис. 30, а), размер серий значительный, иногда соизмеримый с высотой дюн. В таких крупных формах осадконакопление на крутых склонах зачастую протекает неравномерно, отдельными порциями: чем больше площадь осаждения материала, тем меньше вероятность, что оно протекает одновременно на всей площади. Иными словами, чем крупнее дюна, тем больше вероятность, что на ее крутом склоне развиваются гряды меньших размеров. Следовательно, в мощных косослоистых сериях неизбежно появляются дополнительные серийные швы нескольких генераций (рис. 30, б, в), пучки слойков и колебания углов наклона слойков даже в пределах одной серии (рис. 30, г).

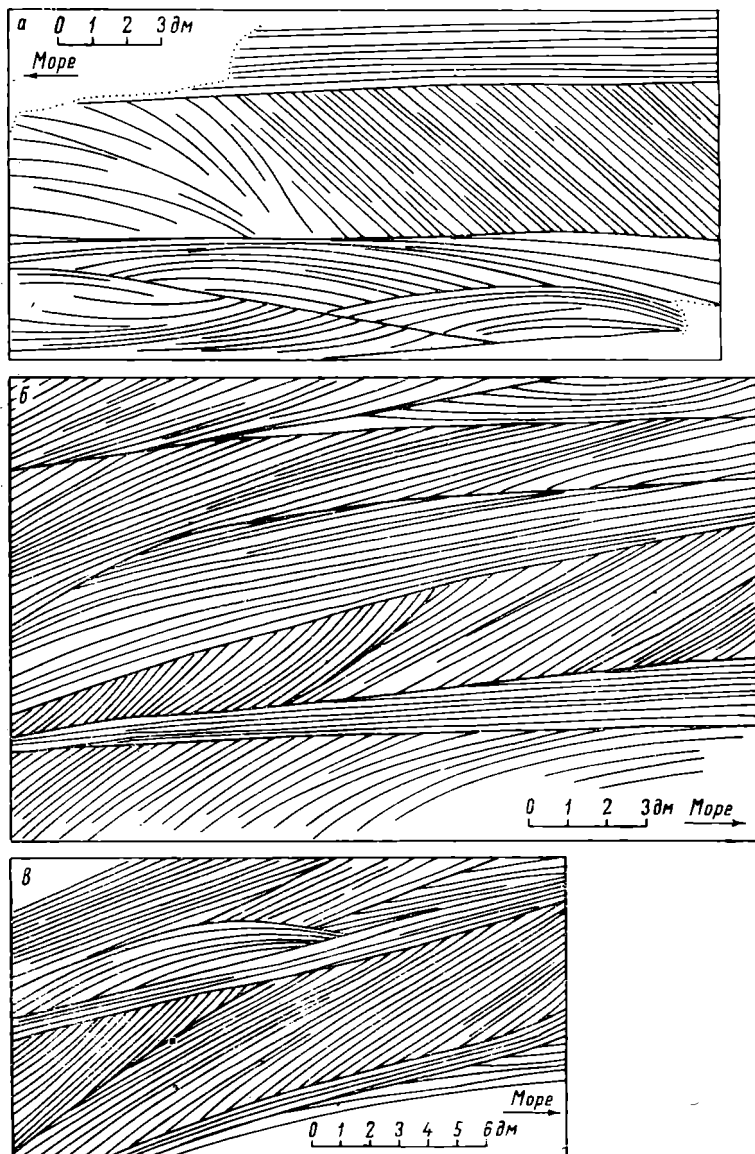
При ветрах обратного направления крутой склон дюны может выполаживаться. В этот период на нем накапливаются наносы с согласной косой слоистостью, которые перекрываются отложениями с грядной косой слоистостью, после того как ветер примет обычное направление. Для гребней поперечных дюн характерна также согласная извилистая косая слоистость (рис. 30, д, е).

Углы наклона слойков — следов пологого склона дюн — и слойков, сформированных на крутом склоне, составляют соответственно $4-12$ и $28-32^\circ$ [Ульст, 1959].

Розы-диаграммы направлений наклона косых слойков поперечной дюны обладают одним резко выраженным лучом, почти точно указывающим на господствующее направление ветров. Обратный направленный луч свидетельствует о том, что часть захороненного материала отложена на пологом склоне дюны. Эти слойки отчетливо облегающие, согласные, прямолинейные или извилистые.

Барханы формируются в пустынях, где отсутствует растительность и ветер длительное время сохраняет одно и то же

направление. В плане бархан имеет форму полумесяца, открытого в сторону ветра (см. рис. 10, б), что обусловлено более быстрым передвижением песка по бокам бархана. Барханы — это весьма подвижные формы, однако, смыкаясь краями, они образуют малоподвижные барханные цепи. В высоту барханы могут достигать 200 м [Холмс, 1949]. Крутой склон бархана имеет скорлуповатую форму,



такая же форма и у слойков. В сечении вдоль оси симметрии бархана слойки прямолинейные или слабо вогнутые. Роза-диаграмма ориентировки косых слойков бархана имеет рисунок веера, биссектриса которого указывает на преобладающее направление ветра. Противоположный, менее четкий луч характеризует пологие слойки, образующиеся на наветренном склоне бархана. Такие слойки являются

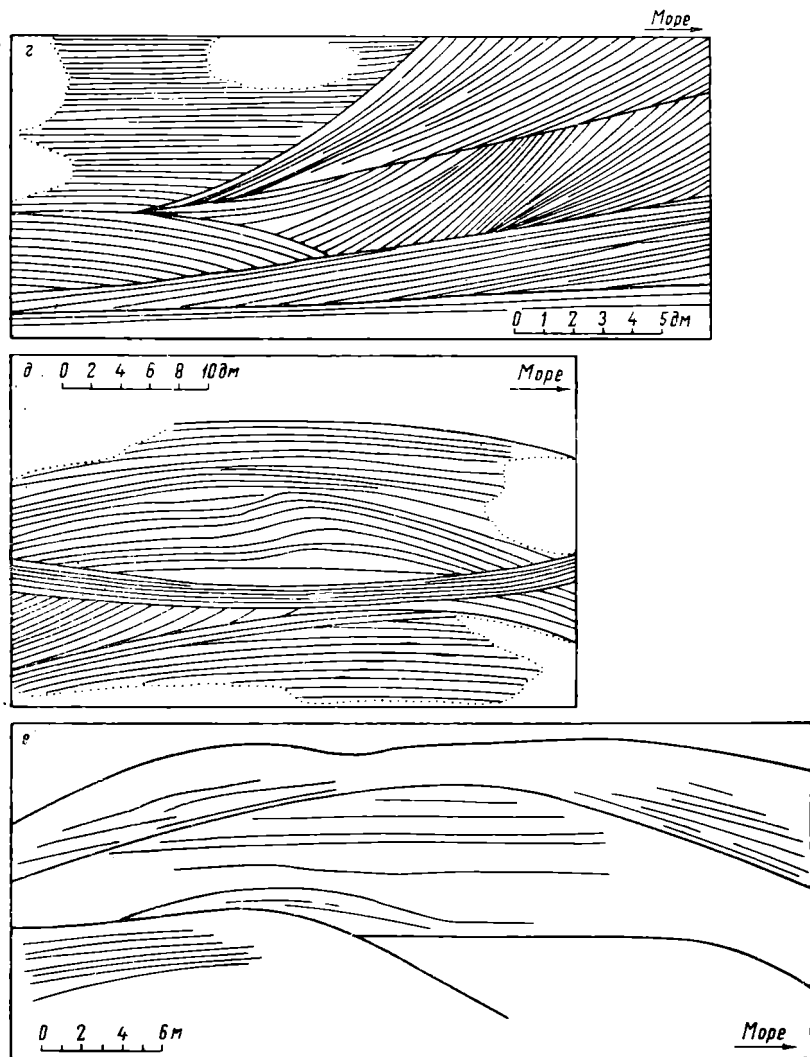


Рис. 30. Зарисовка типов косой слоистости в песках верхней части поперечной дюны высотой около 8 м. Рижский залив, г. Юрмала, Лиепупэ.

облекающими, согласными с постелью серий. В барханах, так же как и в поперечных дюнах, могут появляться дополнительные серийные пвы вследствие неравномерности осаждения материала на большой площади крутого склона и из-за выполаживания крутых склонов в период ветров, дующих в противоположную сторону по отношению к главному направлению.

П а р а б о л и ч е с к и е д ю н ы формируются из поперечных дюн в условиях гумидного климата. У краев дюны, где она ниже и где больше влаги, развивается растительность, задерживающая передвижение песчинок. В средней же части дюна не закреплена и движется быстрее, благодаря чему перемещение крыльев отстает от движения средней части. Дюна принимает форму дуги, выпуклой стороной обращенной по направлению ветра (см. рис. 10, а). Параболические дюны развиваются обычно на морском побережье. Высота этих форм колеблется от 2 до 8 м. Слойки, повторяющие форму крутого склона параболической дюны, имеют форму выпуклых скорлуп, наклоненных в сторону ветра.

В сечении вдоль плоскости симметрии этих форм слойки прямолинейные или слабо вогнутые, иногда выпуклые, в перпендикулярном сечении — выпуклые, что отличает параболические дюны от барханов; у которых в этом сечении слойки вогнутые. Но если гребень бархана извилист, то в сечении, перпендикулярном к направлению ветра, слойки будут также извилистыми — выпукло-вогнутыми. Розы-диаграммы крутых слойков параболической дюны имеют вид веера, биссектриса которого указывает на направление ветра. Слойки, сформированные на наветренном склоне этих форм, дают обратнаправленные лучи. Поэтому для правильной интерпретации диаграмм необходимо строить селективные диаграммы по замерам из согласных и несогласных слойков либо на одной диаграмме отмечать особо лучи, характеризующие каждый из морфологических типов слоистости. Следует также иметь в виду, что согласные (облекающие) косые слойки в сечении, перпендикулярном к направлению ветра, вогнутые, в то время как крутые слойки в этом же сечении выпуклые. Крутые слойки упираются в пологие слойки, в любом сечении согласные с постелью серий. У барханов, наоборот, в указанном сечении пологие, облекающие слойки имеют выпуклую форму, а крутые — вогнутую; крутые слойки также упираются в пологие слойки, согласные с постелью своей серии. Вместе с тем рисунок роз-диаграмм направлений наклона косых слойков как у барханов, так и у параболических дюн одинаков.

Много внимания ориентировке косых слойков эоловых гряд уделил Ф. Шоттон [Shotton, 1937]. Он объяснял отклонение лучей «роз ветров» от господствующего направления искривлением фронта бархана, что совершенно правильно применимо ко всем грядам с извилистой формой гребня. Обратные направления лучей, полученные по замерам эрозонных поверхностей, Ф. Шоттон использовал для доказательства того, что эти поверхности являются наветренными

склонами барханов. Нилке мы покажем, что последний вывод справедлив только в особых условиях.

Описанные типы слоистости и розы-диаграммы ориентировки слойков могут дать ответ на вопрос о генетической принадлежности эоловых накоплений к параболическим дюнам только в том случае, если аппаратом формирования косослоистых серий служили небольшие параболические дюны. Кроме того, у сильно переместившихся дюн крылья могут настолько отстать от движения центра, что форма получает вид двух продольных дюн, соединенных в головной части перемычкой, причем углы откоса как наветренного, так и подветренного склонов крыльев будут почти одинаковы — $20-30^\circ$ [Ульст, 1957a]. Исходя из механизма формирования подобных образований, можно заключить, что слойки в них будут ориентированы косо к направлению вытянутости формы (под углом $30-90^\circ$), т. е. эта форма по типу слоистости становится малоотличимой от асимметричной гряды, а от кос отличается лишь большими углами наклона слойков.

Захоронение косослоистого осадка

Хотя явление образования волнистого рельефа на дне в потоках и на суше подмечено давно, до сих пор мы не имеем правильного представления о действительном значении гряд в развитии рек, морей и пустынь. В частности, это относится к вопросу об особенностях перемещения гряд в условиях нарушения равенства между количеством русловых наносов, поступающих на данный участок русла, и транспортирующей способностью потока. Это нарушение вызывает размыв грунта или, наоборот, занесение площадей наносами, однако сам механизм указанных явлений, служащих причиной возникновения разного рода эрозионных поверхностей или погребения осадка, в условиях грядного режима представляется совершенно неясным.

В геологической литературе механизм захоронения косослоистого осадка при грядном режиме рассматривается как напользание задней гряды на переднюю [Allen, 1962, 1963; McKee, 1939, 1957; Jorling, 1963 a, б; Walker, 1963; Шанцер, 1951; Ботвинкина, 1962], причем условия этого процесса, как правило, не оговариваются, и создается впечатление, что он протекает все время и развит повсеместно. Естественно, что в этом случае появление поверхностей раздела группы серий или даже наличие серийных швов трактуется как результат размыва наносов вследствие изменения направления потока или его скорости. По нашему мнению, существует множество способов захоронения косослоистого осадка.

Поскольку лабораторные исследования по этому вопросу нам не известны (вероятно, они и не производились), рассмотрим чисто умозрительно некоторые наиболее вероятные варианты захоронения косослоистого осадка, а также попытаемся проанализировать широту развития этих вариантов в природе.

1. Остановка гряд. При резком изменении скорости потока гряды останавливаются. При слабом движении среды они могут быть запечатаны в более тонкозернистый осадок (рис. 1). Этот способ предусматривает внезапный спад скорости потока. Очевидно, для захоронения гряд необходимо перекрытие их на всю высоту слоя осадка при незначительных скоростях движения и размерах обломочного материала. Для низких и, следовательно, узких гряд захоронение указанным способом осуществляется очень часто, о чем свидетельствуют широко развитые в толщах текстуры напластования с хорошо сохранившимися знаками ряби течения (см. рис. 7).

2. Уменьшение скорости потока ниже скорости грядообразования. Материал с пологого склона сносится в межгрядье, отлагается сначала только на крутом склоне гряды, а затем, постепенно выполняя понижение между грядами, и на пологом склоне соседней гряды, до тех пор пока уровень подгрядьев и гряд не сравняется (см. рис. 2, 4). В сечении, параллельном направлению потока, будет видно выполаживание слоев в одной серии и даже некоторый заворот их в обратную сторону. В отличие от первого случая гребни гряд несколько срезаны. Слой представляет собой чередование косослоистых серий двух типов: серий грядного типа с прямыми или волногнутыми слоями, несогласными с постелью серии, и серий наклонной (перекошенной в сторону движения потока) косой слоистости выполнения. Последние занимают промежутки между грядными сериями. При этом каждая наклонная серия имеет постепенный переход к серии грядного типа, расположенной выше ее по течению, и резкую границу с серией, расположенной ниже по течению.

Рассмотренный случай предполагает настолько простые условия, что слои, состоящие из комбинации косослоистых серий грядного типа и серий наклонного выполнения, встречаются в природе очень часто. В частности, они широко развиты в сакуканской свите в Кодаро-Удоканской зоне, а также в илгинской свите верхнего кембрия на р. Лене.

3. Уменьшение расхода и глубины потока. На поверхности сформировавшихся донных гряд появляются мелкие волны, размер которых соответствует новым гидравлическим условиям. Подобное переформирование волн наблюдала Н. А. Михайлова (1953) в лабораторном лотке. Н. С. Знаменская [1965] писала, что в начале паводка увеличение глубин в русле приводит к росту высоты гряд; на спаде паводка крупные формы сохраняются, но на их теле формируются вторичные гряды меньшего размера, отвечающие новым гидравлическим условиям. Новые волны переотлагают материал старых на некоторую глубину, остальная часть старых волн может перейти в ископаемое состояние.

Захоронение гряд при уменьшении расхода и глубины потока наблюдается как в лабораторных, так и в природных условиях. Хорошим примером является чередование паводковых и меженных периодов. В паводок происходит формирование высоких гряд, в меженный период размеры гряд становятся неустойчивыми. На их по-

верхности образуются гряды меньших размеров, которые при движении постепенно заполняют межгрядья обломочным материалом. Таким образом, резкий рельеф нивелируется. Кроме того, при уменьшении глубины потока в гребнях образуются прорывы, через которые также происходит заполнение межгрядий.

4. Повышение скорости выше предельной для грядного режима. Когда скорость потока достигает и превышает скорость, предельную для второго режима, не все зерна, переброшенные через гребень, улавливаются водоворотной зоной и возвращаются той же гряде. Часть их перебрасывается с одной гряды на пологий склон соседней и таким образом исключается из баланса предыдущей. В соответствии с этим уменьшается скорость перемещения (т. е. наращивания) гряды. Поток вступает на начальный участок соседней гряды уже с наносами, затекающими зерна начала волны от динамического воздействия потока [Гончаров, 1938]. Ближе к гребню скорость потока несколько увеличивается [Великанов, 1955], а следовательно, повышается транспортирующая способность потока. Поэтому на месте гребня образуется площадка, параллельная поверхности воды. Эта площадка, как констатирует большинство исследователей, постепенно увеличивается в размерах, что приводит к выравниванию дна.

При размыве гряды часть подхваченного потоком материала уносится на соседнюю гряду, а другая часть его все же захватывается водоворотной зоной и взмывается на крутой склон, в результате чего гряда хотя и медленно, но увеличивается в ширину и перекрывает неразмытое охвосте следующей гряды (рис. 31, а). Слой, образованный таким образом, состоит из ряда как бы наплывших друг на друга косослоистых серий ромбической в продольном сечении

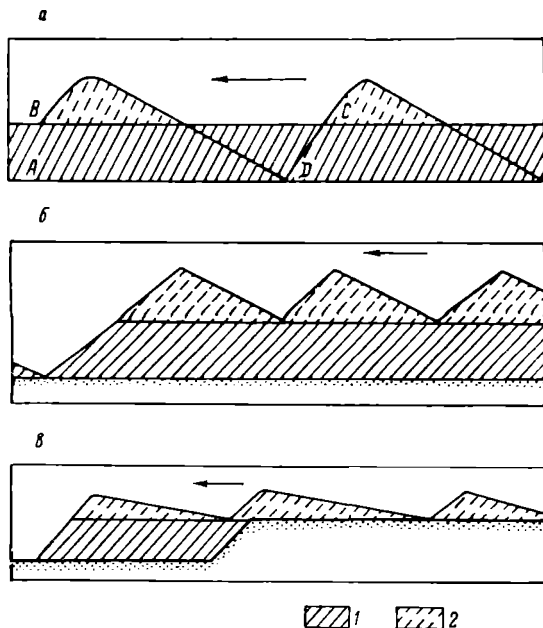


Рис. 31. Схемы захоронения косослоистого осадка. а — при превышении скорости потока выше предельной для второго режима; б — вследствие неравной высоты гряд; в — при сползании гряд с уступа;

1 — захороненные части гряд; 2 — гряды или их части, уничтожаемые при захоронении косослоистого осадка.

Стрелкой показано направление потока.

формы ($ABCD$) с горизонтальными верхними и косыми боковыми швами; последние могут быть вообще незаметны. Ширина каждой серии не более чем в два раза превышает ширину одной гряды.

Четвертый случай может реализоваться, если вслед за повышением скорости потока наступает его замедление. В противном случае после срабатывания гребней и выравнивания дна будет продолжаться равномерный и повсеместный размыв и гряды уничтожатся до основания. С другой стороны, если скорость понизится до нормальной скорости грядообразования, грунт вновь всколыхнется новой волной.

5. Захоронение шлейфа одной гряды вследствие неравной высоты гряд. Нижнее межгрядье гипсометрически расположено ниже, чем верхнее (рис. 31, б). В этом случае шлейф первой гряды захоронится при дополнительном приносе материала. Очевидно, случай осуществим при наличии подвижного рубежа, у которого гряды меньшей высоты перестраиваются в более высокие. Такими рубежами могут быть, в частности, перекаты. Однако эти структурные образования так же быстро уничтожаются, как и образуются. Поэтому для правильной оценки широты явления следует учитывать не только возможность захоронения косослонистого осадка внутри мезоформы, но и вероятность ее сохранения.

6. Сползание гряды с уступа. Если на дне бассейна существует уступ, то материал,двигающийся по ровной поверхности дна, попадает на склон уступа и облекает его (рис. 31, в). Уступ в этом случае играет роль продолжения крутого склона гряды, который становится длиннее обычного. А поскольку при равновесном перемещении гряд их профиль является также равновесным, то наличие уступа, искусственно удлиняющего крутой склон гряды, нарушает равновесие и каждая гряда, подходящая к уступу, сбрасывает вниз свой материал. Происходит своеобразная «сработка» гряд. Уступ, таким образом, выполняет роль гидродинамического барьера. Шестой случай, по существу, представляет собой разновидность пятого.

Формирование подобного типа косослонистых серий потоками может происходить и без участия гряд (если понимать их как формы рельефа, возникающие вследствие взаимодействия потока со своим субстратом). Летом 1966 г. нам неоднократно приходилось наблюдать косую слоистость в мелких конусах выноса небольших притоков рек Ангара и Подкаменной Тунгуски, где она образована при движении нескольких уступов, каждый из которых напоминает грядку, но имеет горизонтальный или даже наклоненный в сторону течения длинный склон. В периоды сильных дождей, когда мелкие реки выходили из берегов, удавалось наблюдать, как за несколько часов один из уступов догонял впереди идущий уступ и далее продвигался вниз с замедленной скоростью как уступ двойной высоты. После спада воды сузившийся поток глубоко врезался в собственный конус выноса и в бортах ложбины стала отчетливо видна косая слоистость, схематически изображенная на рис. 32.

Этот механизм образования косой слоистости часто описывается в литературе как характерный для дельт. На самом деле он не имеет ничего общего с грядной фазой движения наносов и обусловлен значительным уклоном поверхности стока воды, насыщенной обломочным материалом.

Подобный случай образования косой слоистости, хотя и в несколько иных условиях, описал Рейнек [Reineck, 1963].

7. Наполнение задней гряды на переднюю. Этот способ захоронения косослоистого осадка в геологической литературе рассматривается как наиболее распространенный. Е. В. Шанцер [1951] по этому

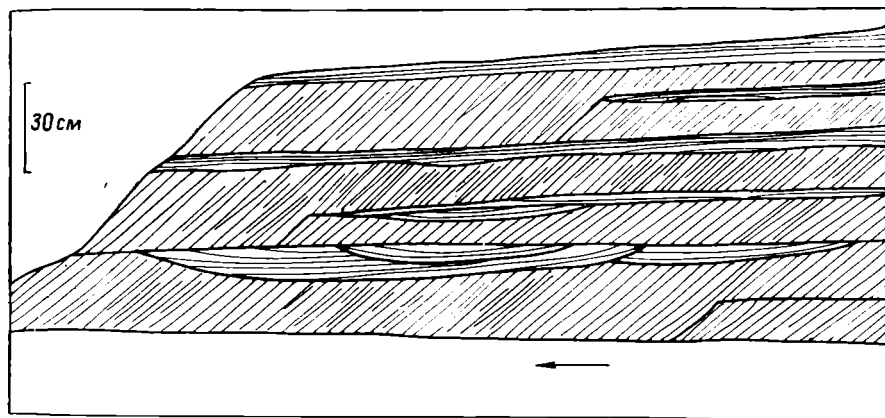


Рис. 32. Характер косой слоистости в песках конуса выноса небольшой реки, впадающей в Подкаменную Тунгуску.

поводу пишет: «При надвигании песчаной волны на прекратившую движение старую повторяется тот же процесс (перекатывание или сальтация по пологому склону волны и скатывание зерен по ее крутому склону. — Э. К.), причем постель вновь образующейся косонаслоенной пачки предварительно оказывается выровненной» (стр. 45). Аналогичное описание процесса имеется у Е. П. Брунс [1940]: «Каждая косая серия представляет собой остановившуюся в своем движении и погребенную речную отмель. . .» (стр. 125).

Из приведенных цитат следует, что прежде чем гряда будет погребена под надвигающейся на нее соседней, первая предварительно должна остановиться. Но в таком случае останавливаются и все другие гряды. В этих условиях возможно образование слоя, состоящего из одной или двух косослоистых серий, но не из группы серий, как это представляет Е. В. Шанцер [1951, стр. 45].

Захоронение косослоистого осадка путем наполнения задней гряды на переднюю в процессе движения гряд (но не остановки некоторых из них) детально рассмотрено на примере дюн Ф. Шоттоном [Shotton, 1937].

В случае, если ветер только перемещает песок, сконцентрированный в грядках (дюнах или барханах), происходит обычная равновесная миграция гряд, т. е. напоздания не наблюдается. Если же поток приносит некоторое количество песка, то продолжающаяся перемещаться гряда начинает расти в высоту за счет избыточного материала, при этом увеличивается и абсолютная длина каждого склона. Увеличиваясь в ширину, гряда начинает напоздывать на переднюю; охвостье передней гряды подминается головой задней гряды и выключается из баланса первой. На рис. 36 пунктиром показаны последовательные положения крутых склонов гряд при напоздании.

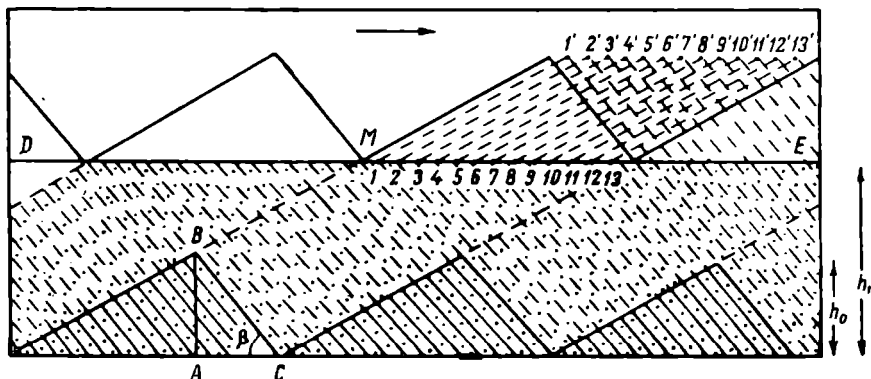


Рис. 33. Схема роста гряд при поступлении избыточного количества материала.

h_0 — высота гряд в начале процесса; h_1 — высота подошвы гряд в конечном положении относительно подошвы их в изначальном состоянии; 1—1', 2—2', 3—3' и т. д. — последовательные положения пологого склона одной из гряд после прекращения подачи избытка материала. Направление ветра показано стрелкой.

В результате постоянно идущего захоронения избыточного материала увеличение относительной высоты гряд (разницы отметок гребня и подвала) прекращается, а абсолютная высота всей системы увеличивается до тех пор, пока не закончится подача материала, избыточного против равновесного. На рис. 33 этот момент отмечен уровнем DE. Абсолютная высота системы увеличилась к этому времени на величину h_1 . С этого момента и относительная высота гряд, и абсолютная высота системы стабилизируются, а передвижение гряд осуществляется равновесно, только за счет переброски материала с наветренной стороны каждой гряды на ее подветренный склон.

Картина, нарисованная Ф. Шоттоном, наблюдается в том случае, когда пологий склон гряды совершенно не затрагивается эрозией. В этом случае границы раздела серий с полным правом можно рассматривать как захороненные пологие склоны гряд. На рис. 33 видно, что длина слойков (BC) равна длине крутого склона гряд. По этой величине и углу крутого слойка (β) можно определить примерную высоту гряд. Поскольку $\frac{AB}{BC} = \sin \beta$, то $AB = h = BC \sin \beta$.

Если же поток ненасыщен и пологий склон гряды хотя и замедленно, но разрушается, каждая граница косослоистой серии не будет соответствовать этим склонам, а явится следом пересечения крутого склона надвигающейся гряды с разрушающимся склоном передней гряды. При ослаблении подачи дополнительного материала границы серий будут выполаживаться ($\alpha > \beta$) и тем интенсивнее, чем меньше дополнительная порция песка. На рис. 34 моментам максимального размыва пологих склонов гряд отвечают пологие отрезки (DC и D_1C_1 , EF и E_1F_1) швов косослоистой серии, а периодам минимальной эрозии — крутые отрезки (BC и B_1C_1 , DE и D_1E_1). После прекращения подачи избыточного материала

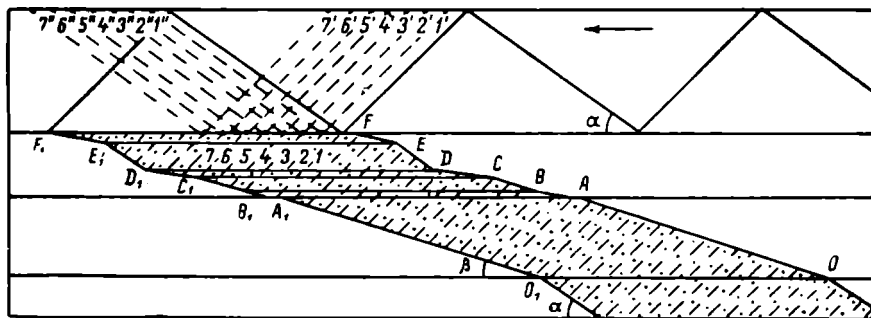


Рис. 34. Схема образования косослоистой серии (пунктир с точками) при движении гряд.

границы серий окончательно выполаживаются, серии «выклиниваются» (на рис. 34 положение FF_1) и далее гряды передвигаются параллельно самим себе (на рис. 34 пунктирные линии $1-1'$, $2-2'$, $3-3'$ и т. д. отвечают некоторым моментам равномерно передвигающегося крутого склона одной из гряд; точки $1''$, $2''$, $3''$ и т. д. — соответствующие этим моментам положения гребня впереди идущей гряды).

Изложенное свидетельствует о том, что при равномерной подаче дополнительного материала границы косослоистых серий выглядят в разрезе как субпараллельные. При пульсационной подаче материала они тем извилистее, чем более неравномерно поступление материала.

Угол наклона эрозионной поверхности соответствует углу наклона пологого склона гряды или несколько меньше его в том случае, когда поток имеет большую глубину или же верхняя граница потока находится достаточно высоко от твердой поверхности субстрата, благодаря чему рост системы не вызывает существенного уменьшения створа, т. е. увеличения средней скорости. Рост системы гряд в высоту в воздушной среде практически не влияет на скорость потока, поэтому гряды могут напоздать друг на друга как угодно

долго, а косослоистые серии могут иметь неограниченную длину. Последняя ограничивается временем поступления избыточного материала.

В литературе имеются многочисленные примеры захоронения косослоистого осадка описанным способом [(Р. Шрок, 1950); McKee, 1938; Spurr, 1894]. В этих случаях «ложная» косая слоистость создается не слойками, а границами серий. Направление наклона серийных швов обратное по отношению к направлению наклона косых слойков. Такая слоистость возникает при неравновесном движении гряд. При этом способе создается косая слоистость двух порядков: слоистость низкого порядка, обусловленная наклонным положением слойков по отношению к границам серий, и слоистость высокого порядка, вызванная наклоном швов серий относительно горизонтальной плоскости. Косые слойки в грядах ориентированы вниз по течению, швы серий — против течения. Последние зачастую субпараллельны или образуют узкие пучки.

Седьмой случай (наползание задней гряды на переднюю) весьма широко распространен. Он осуществляется при нормальной топографии дна, при обычных для второго режима скоростях, при неравновесном движении гряд. Чем меньше высота гряд, тем более продолжительный период система может нарастать в высоту.

Из всех рассмотренных случаев только седьмой, второй и третий можно считать широко распространенными при образовании косослоистых толщ.

Таким образом, для захоронения косослоистого осадка необходимо неравновесное движение гряд. В обычных условиях границы серий не являются пологими склонами гряд, а должны рассматриваться как бесконечное множество точек пересечения размываемых пологих склонов и крутых склонов надвигающихся гряд. Следовательно, угол наклона швов серий не является характеристикой ширины или высоты гряд. Увеличиваясь, он лишь приближается к углу пологого склона гряды, но по крайней мере у крупных косослоистых серий, образованных в водном потоке, почти никогда не достигает величины угла пологого склона.

Несколько слов о параметрах косослоистых серий.

Изложенный материал свидетельствует, что нет прямой пропорциональной зависимости между шириной гряд (если считать шириной размер гряды по направлению течения) и шириной косослоистой серии (если принять ее как размер серии по направлению наклона слойков). Чем дольше сохраняется режим, благоприятный для захоронения «шлейфа» гряды, тем больше ширина серии. Она может быть равна «длине», но может и значительно превосходить ее, в таком случае «ширина» серии обращается в «длину», и само различие между ними теряет смысл, если отождествлять размеры серий с размерами гряд. Поэтому в дальнейшем, при описании серий, мы будем употреблять такие понятия, как «продольный разрез» (в направлении падения слойков) и «поперечный разрез» (в направлении протирания слойков).

Размеры косослоистых серий в продольном разрезе можно использовать как характеристики длительности процесса накопления осадков, они соответствуют ширине гряд лишь в особых условиях захоронения косослоистого осадка и не являются параметрами первичных форм рельефа. Их можно использовать для отличия грядной косой слоистости от иных ее типов: длина косослоистых серий в каждом из рассмотренных случаев в 10 и более раз превышает их мощность. Другим типам косой слоистости этот индекс совершенно несвойствен.

Размеры серий в поперечном разрезе более всего соответствуют длине гряд. Разумеется, крупные косослоистые серии указывают и на большую высоту гряд, но малая мощность серий еще не свидетельствует о малой высоте гряд: в условиях дефицита наносов, как указывалось выше, гряды могут передвигаться, не оставляя вещественных следов.

Вместе с тем большая мощность косослоистых серий указывает на большую скорость потока. Однако не следует забывать, что при малой глубине потока, но при той же скорости крупные гряды не образуются.

Таким образом, связь между параметрами косослоистых серий, размерами гряд и скоростью потока довольно относительная.

Третий режим (продольной эрозии)

Если скорость прямолинейного потока становится выше предельной для донногрядного режима, гряды срабатываются. Среднее количество частиц, срываемых потоком с участка поверхности, больше, чем количество возвращающихся сюда частиц, чем обуславливается дефицит грунтов (рис. 1, 3). Происходит размыв дна. Участки размыва локализуются в потоке вдоль некоторых осевых линий с повышенной скоростью. Эскарпации грунтов способствуют циркуляционные токи, возникающие в потоках. Линии максимальной эскарпации располагаются либо у приглубого берега меандрирующей реки, либо на участке донного расхождения смежных винтовых течений. Таким образом, отнесение третьего режима к группе режимов прямолинейных потоков несколько условно, так как он проявляется и при криволинейном движении потока.

Возможность образования косой слоистости при третьем режиме ограничена. Выше разбирался случай захоронения косослоистого осадка при увеличении скорости потока выше грядообразовательной. Морфологически косая слоистость, возникающая при выравнивании грядного дна, неотличима от грядной слоистости (см. рис. 32). Возможен также случай образования косой слоистости в условиях третьего режима по способу облекания уступа. Однако в целом можно считать, что большого значения данный режим в создании косой слоистости не имеет. Его роль сводится главным образом к образованию рвов, борозд, ям, которые при последующем заполнении материалом служат постелью для косослоистых серий,

а направление и угол наклона подветренного склона бороздины играют роль штампа, определяющего угол и направление наклона отложенных на нем слоев. Кроме того, при третьем режиме потоки, насыщенные и пересыщенные наносами, создают горизонтально-слоистые прослои относительно грубозернистого материала, разделяющие различные слоевые единицы косослоистых наносов. Участки развития третьего режима являются также поставщиками избыточного (против равновесного) количества материала, благодаря чему в областях разгрузки происходит захоронение косослоистого осадка.

РЕЖИМЫ ГРУППЫ КРИВОЛИНЕЙНОГО ДВИЖЕНИЯ ПОТОКА НАНОСОВ

Падение скорости криволинейно движущегося потока приводит к формированию специфических морфологических единиц рельефа. Движение криволинейно либо в горизонтальном плане (оггибающий или расщепляющийся поток), либо в трех измерениях (штопорообразные потоки). Рассматриваемая группа включает четыре типа режимов, которые сохраняются на отдельных участках земной поверхности длительное время. А так как насыщенность потока наносами прямым образом связана с его скоростью (насыщенность уменьшается при падении скорости), то уменьшение скорости неизбежно вызывает образование положительных форм рельефа, независимо от того, наблюдается абсолютное падение скорости или уменьшается ее горизонтальная составляющая.

Четвертый (асимметрично-косовой) режим

Описываемый режим характеризуется изменением направления потока, при котором происходит его торможение, вызывающее разгрузку наносов. Возникающие формы получают одностороннее продольное питание. Следы режима сохраняются только в автохтонных аккумулятивных формах, которые не перестроились существенным образом после своего образования. Наиболее яркими представителями форм, образующихся при четвертом, а также пятом (сдвоенном четвертом) режимах, являются морские и приустьевые косы.

В сводке Л. Н. Ботвинкиной [1962] слоистость подводных валов, баров, пересыпей и кос описывается в одном разделе, причем никаких отличительных признаков этих форм не приводится. Это и естественно, так как надежных критериев для отличия даже современных аккумулятивных форм береговой зоны не существует [Зенкович, 1962]. Одни и те же тела часто называются косами, пересыпями, валами или барами. Поэтому, прежде чем попытаться выделить отличительные признаки ископаемых форм или их остатков, необходимо оговорить, что автор понимает под каждой из них.

Пляж — самостоятельная аккумулятивная форма или часть другой формы береговой зоны, которая образована исключительно дей-

ствием волнения и наращивается односторонне (со стороны действия волн) в направлении, перпендикулярном к его (пляжа) вытянутости.

Подводный вал — подводная аккумулятивная форма береговой зоны, получающая поперечное волновое питание и отделенная от суши некоторым пространством воды. Подводные валы, постепенно наращиваясь и перемещаясь к берегу, осушаются и становятся барами.

Бар — аккумулятивная надводная форма береговой зоны, получающая поперечное волновое питание и отделенная от суши лагунной акваторией. Бар представляет собой сложную форму, состоящую из двух элементов: основного тела, которым чаще всего является подводный вал, и пляжей, развитых по его бокам. Иногда в строении

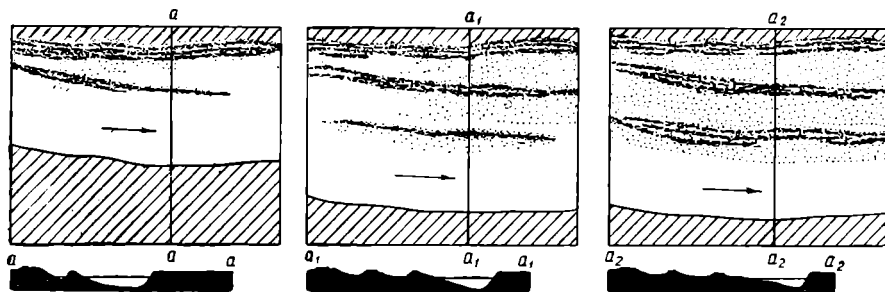


Рис. 35. Схема, иллюстрирующая «скачкообразное» нарастание прирусловых отмелей и происхождение крупногрядного рельефа (по Е. В. Шанцеру, 1951).

бара принимают участие эоловые формы. Если они развиты широко, бар можно называть пересыпью.

Под морскими косами понимаются положительные аккумулятивные формы береговой зоны, образующиеся при действии волн и сопровождающих их течений. При этом деятельность волн необходима лишь для генерации продольного течения, которое и является основным строящим агентом. Волнение лишь выравнивает морской край косы и иногда пристраивает к ней формы-сателлиты — подводные валы, бары и пляжи. Собственно косами называются только асимметричные формы, получающие одностороннее питание. Если питание двустороннее, форма называется стрелкой, или симметричной косой.

Столь четкое подразделение аккумулятивных форм было бы нецелесообразным и надуманным, если бы каждая из них не имела конкретных признаков не только в механизме формирования, о которых зачастую трудно получить правильное представление по наблюдениям над морфологией этих единиц, но и в текстурных признаках — в типах косой слоистости и направлениях лучей роздиаграмм, которые чутко реагируют на всякие изменения режимов осадконакопления.

Наблюдая процессы образования современных форм, а также изучая их скульптуру, можно с высокой степенью вероятности

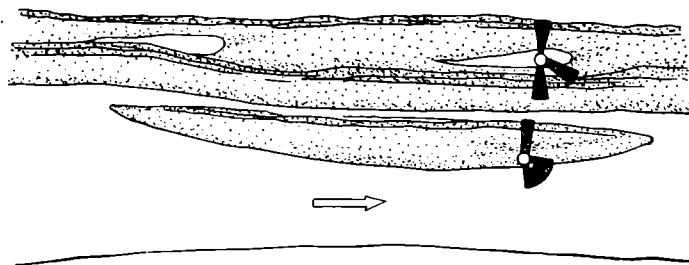


Рис. 36. Общий вид прирусловых кос и предположительный рисунок роз-диаграмм направлений наклона косых слойков. Частым крапом показаны крутые склоны форм, стрелкой — направление течения.

предсказать и характер косой слоистости, которой обладают наносы указанных форм; в этом отношении любая аккумулятивная форма береговой зоны ничуть не хуже одиночной донной гряды, по форме которой можно получить очень точное представление и о рисунке косой слоистости. Подобная уверенность зиждется на представлении о соответствии формы и ориентировки каждого слойка форме и ориентировке растущей части морфологической единицы рельефа в момент времени, отвечающий времени формирования этого слойка. Коса, полностью перемещенная поперек вытянутости, на расстояние, равное ее ширине, должна считаться подводным валом, если она подводная, или баром, если она надводная, поскольку от старой формы, которая называлась косой по механизму ее образования и характеру ориентировки слойков, при перемещении буквально не остается и следа.

Рис. 37. Косая слоистость в отложениях подводной части дельты (по Л. Н. Ботвинкиной, 1962). Дюбасс, свита S_2^k (зарисовка А. П. Феофиловой).

По нашему мнению, этот тип косой слоистости характерен для кос, осередков и островов.

Речные и дельтовые прирусловые косы. Рассмотренная в разделе о прямолинейном движении потока схема формирования прирусловой отмели является не единственной. Отмель не всегда нарастает медленно и постепенно. В реках крупного масштаба, подобных Волге, растущая часть прирусловой отмели часто отрывается от массива поймы, к которому она раньше прислонялась [Шанцер, 1951].

В этом случае отмель приобретает вид асимметричной косы с узким гребнем, крутой склон которой обращен в сторону берега

и отделен от него ложбиной (рис. 35). Эта форма нарастает и с низового конца, и с боков, причем в первом случае рост идет так же, как это описано выше для морской косы, а пологий речной склон растет как осередок, развивающийся односторонне. Слоистость является скорлуповатой, наклонной, облегающей, сочетающейся с клиновидной слоистостью асимметрично-гривного типа (см. ниже). Розы-диаграммы направлений наклона косых слоев описываемой аккумулятивной формы обладают, очевидно, несколькими лучами. Лучи, соответствующие основному телу косы, образуют веер, перекошенный в сторону стрежня, что соответствует перекоску скорлуповатых серий и слоев в сторону основного тела реки (рис. 36). Другие лучи, направленные поперек течения — к берегу и к стрежню, — соответствуют асимметрично-гривным косослоистым сериям, в которых слои наклонены в те же стороны, что и основные поверхности косы.

Прирусловые косы, в том числе подводные, широко развиты в подводных дельтах (рис. 37). В море скорость речного течения падает раньше по обеим сторонам струи, поэтому на продолжении речных берегов формируются две вытянутые отмели. Наиболее интенсивно процесс косообразования протекает в дельтах с обширным приустьевым мелководьем, где перераспределяющее воздействие морских волн не особенно велико [Зенкович, 1962]. Косовые отложения широко развиты в меденосной толще Удоканского месторождения (рис. 38—40), здесь они зачастую являются меденосными, одновременно обогащенными тяжелым естественным шлихом [Богданов и др., 1966]. Наблюдаемые в этом объекте типы косой слоистости и розы-диаграммы, характеризующие указанные формы (рис. 41), вполне удовлетворительно согласуются с предположительными

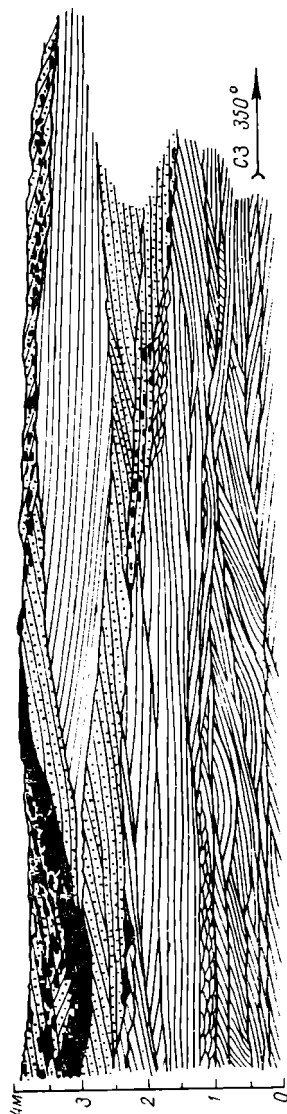


Рис. 38. Зарисовка косой слоистости песчаных прирусловых кос, переслаивающихся с известковыми песчаниками поддно-русловых протоков (показано крапом). Черные — каглины аргиллита. Сечение примерно перпендикулярно к направлению течения. Район Удоканского месторождения.



Рис. 39. Крупные косослоистые серии косового песчаника (в средней части рисунка). Слоистость хорошо заметна благодаря подчеркиванию слойками с минералами «естественного шлиха». Песчаники прирусловой косы перекрываются песчаниками подводно-русловых отмелей с крупными, слабо окатанными обломками аргиллита у основания слоя, а подстилаются известковистыми песчаниками подводно-русловых протоков. Сакуканская свига, район Удоканского месторождения. Фото Ю. В. Богданова.

тинами слоистости и диаграммами рассматриваемых форм, введенными дедуктивным методом.

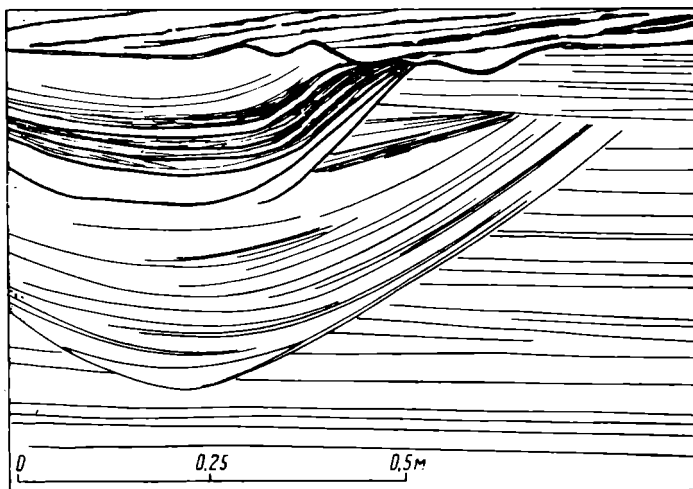


Рис. 40. Косослоистый песчаник косы с промощами, выполненными наносами, обогащенными «естественным шликсом» (толстые черные слойки). Сакуканская свита, район Удаканского месторождения.

Морские асимметричные косы. Процесс образования асимметричной косы В. П. Зенкович [1962] сравнивает с образованием гряды, но у косы процесс идет не в вертикальной, а в горизонтальной плоскости. Наносы движутся вдоль тела косы, словно по пологому склону гряды. Достигая дистального конца, они сворачивают в сторону берега, что в формальном отношении аналогично увлечению материала по крутому склону гряды под действием силы тяжести. Материал сгружается у дистального конца потому, что при огибании уменьшается скорость потока и, следовательно, его емкость, или транспортирующая способность. На рис. 42 показаны последовательные стадии развития косы.

Если наносы крупнозернистые, они движутся в основном вдоль края косы, надводная часть ее растет быстрее, у оконечности формы

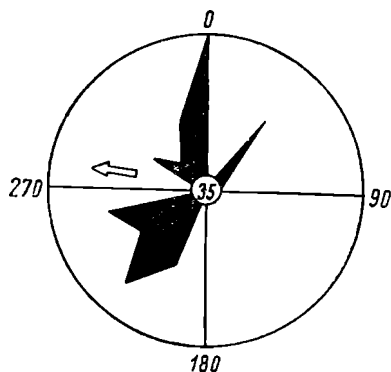


Рис. 41. Роза-диаграмма направлений наклона косых слоев песчанников прирусловых кос подводной дельты.

Направление потоков, формирующих косы, определено по близлежащим известковым песчанникам подводнорусловой протоки.

образуются очень крутые уклоны дна, а подводный склон (слоек) становится коротким. Если коса песчаная, наносы следуют на некотором удалении вдоль нее и надстраивают главным образом подводный склон, в результате чего он (склон-слок) становится пологим и длинным [Зенкович, 1962]. В случае мелкозернистых грунтов надводная часть косы строится зачастую путем приклонения к мористому ее краю подводных валов. Такие валы могут не достигать тела косы. Обнажаясь из воды, вал останавливается на некотором расстоянии от косы, становясь баром. К первому бару или валу приклоняется второй, третий и т. д. Такую косу следует называть баром-косой.

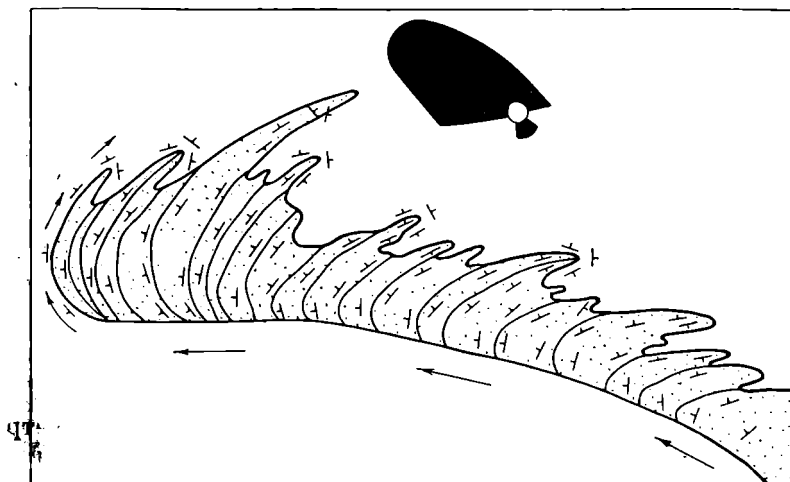


Рис. 42. Схема механизма формирования асимметричной косы.

Стрелками показано направление течения, длина стрелок соответствует его скорости. Знаком элементов залегания пород показаны предположительные направления наклона и простирания косых слоев. Вверху — принципиальная роза-диаграмма ориентировки косых слоев.

Анализ скульптуры кос показывает, что поверхность этих образований сложена серией слабо выпуклых, иногда сильно выпуклых дуг, перекошенных в сторону берега или моря. Очевидно, дуги — это и наиболее характерный рисунок горизонтального сечения косослоистых серий. В пространстве серии имеют форму выпуклых дугообразных скорлуп, слегка перекошенных в сторону моря или берега так же, как и дистальный конец косы. Чем больше длина дистального конца косы, тем меньше вероятность, что осадконакопление охватывает одновременно всю эту поверхность, т. е. что дуга представляет собой одну косослоистую серию. Скорее всего концентрические дугообразные скорлупы состоят из группы косослоистых серий, каждая из которых может быть выпуклой, почти плоской или вогнутой. Внутри каждой группы наклон слоев мало отличается от наклона серийных швов, но сами серийные швы уже являются наклон-

ными, перекошенными в сторону берега, моря или направленными по росту косы. Слойки в отдельных сериях и целые серии их являются облекающими, согласными с постелью серий. Розы-диаграммы косовых наносов, отстроенные по всему сечению косы, имеют вид широкого веера, биссектриса которого отклонена от направления вытянутости косы в сторону берега или моря. В диаграммах бара-косы, очевидно, будут широко развиты лучи, направленные нормально к вытянутости косы и в сторону берега; на пляжи мористой стороны кос укажут резкие лучи, ориентированные в сторону моря. Характерно, что при погребении кос или трансгрессии моря ложбины между дугами-сериями могут заполняться материалом с образованием наклонной или симметричной косой слоистости выполнения. Слойки наклонены как к корневой части косы, так и к берегу и в сторону дистального конца косы. В зависимости от скорости и способа выполнения эта слоистость неясная, неправильная, извилистая, выпукло-вогнутая или волнисто-косая и т. д.

Косовые отложения иногда встречаются в ископаемом состоянии. В частности, они описаны Е. Н. Невеским [19585].

Пятый (симметрично-косовой) режим

Этот режим отличается от четвертого тем, что рост аккумулятивной формы осуществляется одновременно под воздействием двух потоков, работающих параллельно, в одном или во встречных направлениях.

Речные и дельтовые симметричные косы. К ним относятся перемещенные осередки и некоторые разновидности аккумулятивных островов.

Перемещенные осередки характерны для рек с развитой фуркацией (дроблением на рукава) и для дельт. Начальный этап образования осередков характеризуется седьмым режимом движения наносов, однако в дальнейшем, при росте и смещении вниз по течению, осередок развивается как симметричная коса, или стрелка. При этом происходит размыв верхового конца осередка и наращивание низового. По типу слоистости перемещенный осередок, вероятно, не отличается от обычных форм симметрично-косового типа. Для осередков характерно также сочетание косового и грядного типов косой слоистости.

Аккумулятивные речные острова формируются двумя симметричными потоками. Ядром острова зачастую становится осередок [Шанцер, 1951], однако остров наращивается не только в своей нижней части, но и в головной, наклоненной против течения. Последнее обстоятельство находит выражение в том, что на диаграммах островных осадков появляются лучи, направленные навстречу течению. Указанное своеобразие диаграмм является, пожалуй, одним из наиболее эффективных диагностических признаков рассматриваемых форм. Однако вывод о принадлежности осадков к островам следует делать, как и во всех других случаях, после

установления морфологических типов косой слоистости и сопоставления ориентировки лучей их диаграмм с диаграммами иных генетических типов осадков.

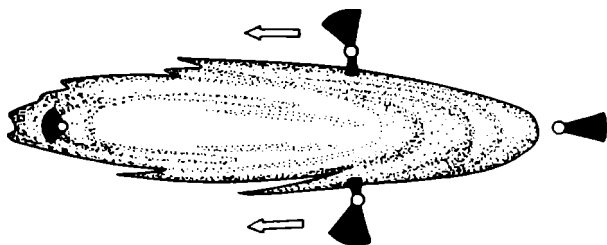
Косая слоистость в верховых наносах островов согласная, вогнутая или выпуклая скорлуповатая, что определяется формой верхового конца. Скорлуповатость серий и слоев в крупных формах



может быть и не замечена в одном обнажении. Низовой конец наращивается обычным для косы способом, но иногда он состоит из двух асимметричных кос, являющихся продолжением его тела. В нижнем течении Ангары нам приходилось наблюдать острова, у которых охвостье представляло собой острогребневую гриву, продолжающуюся под водой на протяжении 300 м. На теле островов наблюдались также подсохшие в межень чешуевидные и серповидные гряды,

Рис. 44. Схема острова, рельеф которого образован косогривами.

Направление течения показано стрелками.



которые оказалось легко разрыть. В разных сечениях их можно наблюдать типичную однонаправленную прямую крутую косую слоистость, характерную для гряд (см. рис. 13). Кроме обычных гряд, скульптуру островов зачастую осложняют мелкие асимметричные косы, гривы и прирусловые валы (рис. 43).

В целом диаграммы, характеризующие островные осадки, могут состоять из лучей, в совокупности дающих круг (360°). На головной конец острова указывают лучи, направленные навстречу течению, формы-сателлиты дают лучи, ориентированные перпендикулярно к направлению течения, так же как и осадки ядра острова (если ядром

является несмещенный осередок), а охвостье острова характеризуется веером лучей, биссектриса которого ориентирована в направлении течения (рис. 44, 45).

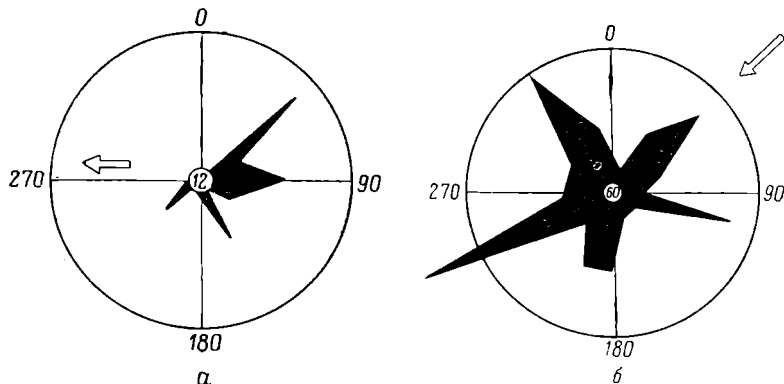


Рис. 45. Розы-диаграммы, характеризующие островные осадки (?) в сакуканской свите (район Удоканского месторождения).

Диаграммы построены по замерам в пачках пород мощностью, м: а — 4; б — 15.

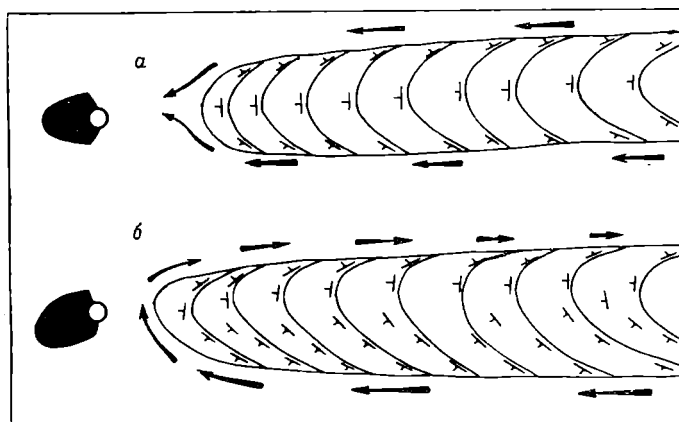


Рис. 46. Схема механизма формирования симметричных кос (стрелок). а — коса нарастается двумя потоками; б — коса нарастается одним, огибающим потоком.

Стрелками показано направление течения, их длина соответствует скорости потока. Слева — принципиальные диаграммы направлений наклона косых слоев.

Морские симметричные косы (стрелки). Принципиальной разницы между асимметричными и симметричными косами нет. Поток, огибающий дистальный конец косы, зачастую является главный поток, устремленный после огибания в сторону берега вдоль косы (рис. 46). Но в этом случае дистальный конец формы имеет ровные очертания,

симметричные относительно ее оси, или лишь несколько асимметричные. Пространственно косая слоистость является выпуклой или вогнутой, скорлуповатой, наклоненной в сторону движения аккумулятивной формы. Для косой слоистости этого типа характерна та же разномасштабность косослоистых серий и их характеристик, что и для асимметричных кос. Отдельные серии могут быть небольших размеров, вогнутые, углы наклона косых слоев незначительно отличаются от углов наклона серийных швов, которые являются крутыми при крупном материале и пологими при тонкозернистом составе отложений. В целом наиболее специфическим признаком этих образований следует считать диаграммы направлений наклона косых слоев, имеющие форму веера, что резко отличает их от пляжевых осадков. Однако, как указывалось выше, пляжи могут осложнять косы и стрелки, развиваясь на их теле. В таких случаях форму все же следует считать косой, так как пляж здесь является лишь осложняющей морфологической единицей.

Эоловые косы. К этим формам относятся небольшие «холмики-косы», морфология которых описана Н. А. Соколовым [1884] и В. Г. Ульстом [1957а, б, 1959]. Они являются зародышами дюн и образуются вследствие торможения воздушного потока каким-то небольшим препятствием (камень, куст).

В устье р. Лиелупэ мы разрыли несколько подобных образований и наблюдали их внутреннее строение. Слойки в объеме скорлуповатые, выпуклые как в продольном, так и в поперечном сечении. Наветренный склон кос имеет угол падения 25° , в то же время внутри кос не было встречено слоев, ориентированных против ветра. Подветренный склон имеет угол наклона $5-15^\circ$, а боковые склоны — $10-20^\circ$, такие же углы характерны для слоев. Роза-диаграмма каждой косы имеет вид широкого веера, биссектриса которого указывает на направление наиболее активных ветров.

Более крупные эоловые образования косового типа в литературе не отмечались. Однако можно представить продольную дюну, перемещающуюся вдоль вытянутости, у которой головная часть растет по типу косы. Следовательно, в осевой части продольных дюн иногда можно встретить слоистость, характерную для кос.

Шестой (асимметрично-гивный) режим

Режим характеризуется падением скорости потока наносов одновременно на значительном протяжении. Если в четвертом режиме скорость потока падала у дистального конца формы, чем и обуславливалось ее продольное наращивание, то при шестом режиме падение скорости происходит одновременно по всей длине возникающей аккумулятивной формы. Указанный режим широко проявляется на границе бассейнов с различной гидродинамической активностью: при формировании прирусловых валов, на механизме возникновения которых следует остановиться подробнее, и асимметричных грив.

Речные и дельтовые асимметричные гряды. Из речных форм к этой группе относятся прирусловые валы, детально охарактеризованные Е. В. Шанцером [1951], который указывал: «При переходе от русла в пойму полные воды захватывают влекомые наносы, однако, резко теряя скорость, они не могут передвигать этот материал далеко и оставляют его тут же, у края отмели, формируя вал. . . Склон его, обращенный к реке, полог и лишь немногим круче покатости прирусловой отмели. . . Наоборот, склон, обращенный внутрь берега, крут: угол его определяется углом естественного откоса сыпучих тел, то есть близок к 30° . . .» (стр. 63). Гребни прирусловых валов

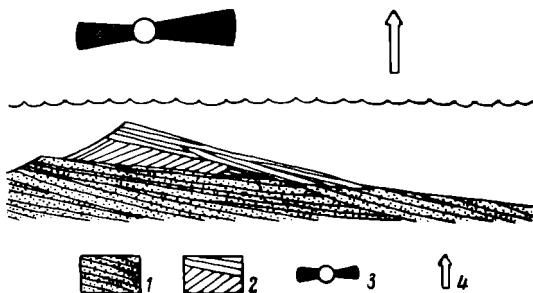


Рис. 47. Схема прирусловой вала (поперечное сечение).

1 — подстилающие вал отложения прирусловой отмели; 2 — осадки прируслового вала; 3 — принципиальная роза-диаграмма ориентировки косых слоев прирусловой вала; 4 — направление потока по отношению к ориентировке лучей диаграммы.

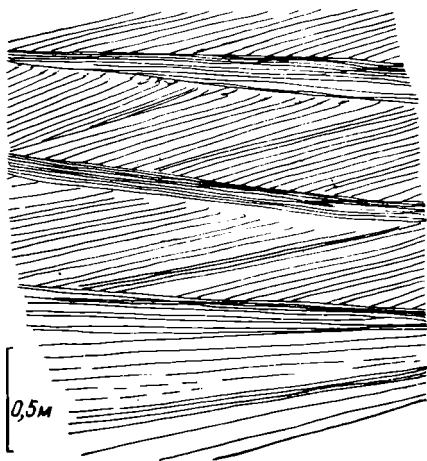


Рис. 48. Косая слоистость в кварцитовидных рудоносных песчаниках прирусловых валов (сакуканская свита, район Удоканского месторождения).

Косослоистые серии двух типов: в первой, третьей, пятой (снизу) сериях слоистость крупная, пологая, прямая, прямолинейная, согласная с постелью, косая, слои ориентированы в направлении, противоположном ориентировке слоев во второй, четвертой и шестой сериях с крупной крутой, прямой, прямолинейной несогласной косой слоистостью (см. рис. 49).

параллельны оси реки, следовательно, падение косых слоев, если таковые имеются, нормально к направлению потока, независимо от того, надстраивается вал со стороны крутого склона или пологого (рис. 47). Слойки на речном склоне вала будут пологими и прямолинейными, субпараллельными постели серий, а слои, обращенные в сторону поймы, — крутыми, наклоненными под значительным углом к подошве серии (рис. 48). На диаграмме появятся два луча, направленных в противоположные стороны и ориентированных нормально к направлению потока (рис. 49). Если вал состоит только из крутых слоев, направленных в сторону поймы, луча, указывающего в сторону стрейки, может и не быть. Такой вал описан в работе Л. Н. Ботвинкиной, А. П. Феофиловой

и В. С. Яблокова [1954]. Обширный материал по слоистости в прирусловых валах имеется у А. А. Лазаренко [1964], который указывает на два направления наклона косых слойков.

Слоистость, возникающая при шестом режиме, обязана происхождением одновременно двум факторам: насыпанию обломочного материала на пологий склон вала, подобно тому, как это происходит при четвертом и пятом режимах, и сбрасыванию материала с крутого склона, как при грядном режиме. В этом и состоит своеобразие шестого режима. Тот или иной процесс могут преобладать, в зависимости от этого косая слоистость либо однонаправленная, либо дву-

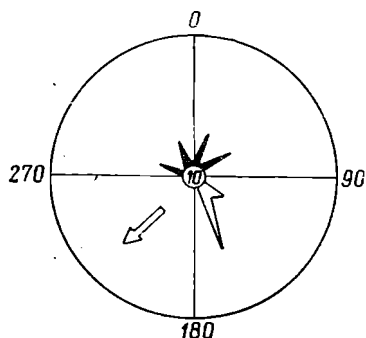


Рис. 49. Диаграмма направлений наклона косых слойков песчанников прируслового вала.

Светлый луч построен по замерам крутых несогласных слойков, черные лучи характеризуют ориентировку пологих согласных слойков. Направление течения, определенное по ориентировке слойков ближайшего слоя русловых песчанников, показано стрелкой.

направленная (несимметричной елочкой). В отличие от гряд высота вала не связана с его шириной постоянством отношения: она может лишь немного отличаться от ширины. По этому признаку зачастую валы могут отличаться от гряд в ископаемом состоянии. Кроме того, в осадках валов часто развиваются прослой с волнисто-косой (мелкой косой) слоистостью, имеются следы осушения, а материал обычно тонкозернистый.

Значение отложений прирусловых валов при анализе косослоистых аллювиальных толщ явно недооценивается. В частности, разнонаправленность слойков в смежных сериях на рис. 50 Л. Н. Ботвинкина [1962] относит на счет мультобразной формы косослоистых серий, вероятно, грядного типа. По нашему мнению, эта слоистость характерна для прирусловых валов, а также асимметричных грив (или косо-грив). Более детальное определение типа элементарных морфологических единиц рельефа возможно при взятии замеров ориентировки косых слойков и сопоставлении направлений их наклона с ориентировкой слойков типичных грядных песчанников.

Кроме прирусловых валов, к формам асимметрично-грядного рельефа могут быть отнесены удлиненные аккумулятивные тела в реке или дельте, образующиеся под воздействием винтовых потоков на отмелях. Если такая форма образуется сразу по всей своей длине и не перемещается, она является типичной а с и м м е т р и ч н о й г р и в о й. Если же она смещается вниз, разрастаясь в ширину, ее можно назвать к о с о - г р и в о й, так как в этом случае в ней сохраняются признаки и кос и грив: слойки, наклоненные в сторону берега (крутые), и пологие слойки, обращенные в сторону стрежня, — признаки гривы, а скорлуповатые (в головной части формы) слойки,

ориентированные косо по отношению к течению (см. рис. 44, 45), — признаки кос.

Асимметричные формы возникают и в условиях симметрично-гвивного режима, если один из пары потоков оказывается слабее другого. Такую асимметричную косу нам удалось наблюдать на р. Ангаре, в 15 км выше пос. Мотыгино.

Морские асимметричные гривы. Подобием прирусловых валов и речных асимметричных гив можно считать морские «наносные гряды», описанные Гильшером [1964]. Эти «гряды» (по нашей классификации, гривы) вытянуты в направлении течения. Часто они примыкают к скалистому основанию одним или сразу двумя краями. В том случае, если преобладает течение северного направления, гривы разрастаются только с северной стороны скальных выступов или островов. А. Гильшер не без основания полагает, что рассматриваемые формы образованы в теневой зоне за островами, где падает скорость течения. В некоторых случаях установлено образование гив и без участия островов, возможно, именно под влиянием расщепления потока, а может быть, и при участии винтовых потоков.

Седьмой (симметрично-гвивный) режим

При седьмом режиме, так же как и при шестом, аккумулятивные формы возникают и разрастаются сразу по всей своей длине, с двух сторон (сдвоенный шестой режим). Режим обусловлен циркуляционными токами [Лелявский, 1893; Лосиевский, 1934] или вихрями типа Лангмюровых с горизонтальной осью [Зубов, 1947], структура которых была рассмотрена Б. А. Цикуновым, Г. В. Ржеплинским и И. С. Бровиковым [1950]. Аналогичным условиям отвечают пассатный тип ветрового режима и соответствующий ему рельеф [Федорович, 1956]. Во всех трех случаях (речной, морской, ветровой поток) возникают штопорообразные вихри. На поверхности субстрата в местах дивергенции двух смежных вихрей образуются стрейкные линии с нисходящим движением потока наносов и, следовательно, с некоторым размывом (сдувом) осадков. Линиям аккумуляции отвечают соседние линии конвергенции — схождения двух смежных вихрей, где осаждаются наносы, увлеченные струями со стрейкней.

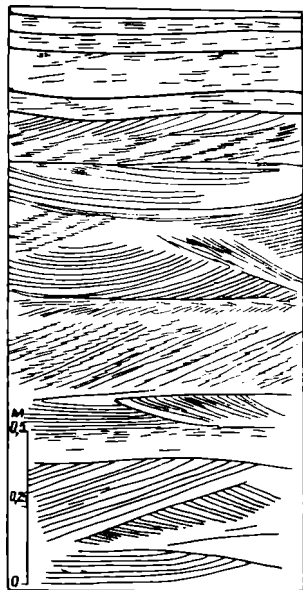


Рис. 50. Косая слоистость в верхней части русловых отложений на левом берегу р. Допа у хут. Кривского (по Л. Н. Ботвинкиной, 1962).

Именно здесь и формируются аккумулятивные формы, которые можно назвать симметричными гривами. Из речных и дельтовых форм этой группе отвечают неперемещенные осередки и ядра островов, образованных из осередков, а часто и охвостья островов, из морских — продольные, симметричные в плане валы или банки очень большой длины, вытянутые вдоль основных струй течения; из эоловых форм к рассматриваемой группе относятся продольные дефляционно-аккумулятивные формы, часто осложненные вторичными формами, возникающие в результате деятельности горизонтальных вихрей [Федорович, 1956; Зенкович, 1962].

Слоистость в речных и морских симметричных гривах никем не описана, однако знание механизма их образования позволяет достаточно уверенно вывести ее рисунок дедуктивным методом. Кроме того, в меденосной толще Удоканского месторождения нами изучены песчаники с такими типами косой слоистости, которые однозначно свидетельствуют о принадлежности древних аккумулятивных форм именно к продольным структурам — морским гривам [Богданов, Кутырев и др., 1966]. Слоистость продольных дюн изучена и детально описана Макки и Тиббитсом [McKee, Tibbitts, 1964].

Речные и дельтовые симметричные гривы. К ним относятся неперемещенные осередки. Образование указанных форм вызвано поперечной донной циркуляцией воды в русле. Осередок возникает вдоль линии донной конвергенции винтовых потоков, где их горизонтальное направление сменяется вертикальным. Здесь происходит интенсивное осаждение материала, увлеченного струями со стороны стрежней. Слоистость в осадках осередков в литературе не описана. Можно предположить, исходя из механизма их образования, что в поперечном сечении она имеет форму елочки (рис. 51). Если одно из винтовых течений по какой-то причине ослабевает, материал перебрасывается через гребень формы, где образуется косослоистая серия со слоями, упирающимися в нижний серийный шов. Диаграммы, характеризующие неперемещенные осередки, состоят из одного луча или двух противоположно направленных лучей, ориентированных в направлении, примерно перпендикулярном к общему направлению потока. Одну из растущих грив автор наблюдал на р. Ангаре у утеса Гребень. Осередок, являющийся продолжением острова, образовался здесь вдоль линии схождения двух потоков, причем визуально был замечен винтовой характер потоков в месте их схождения. Эта грива несколько асимметричная, крутым является ее склон, обращенный в сторону более слабого потока. Грива в целом скошена в сторону последнего.

Морские симметричные гривы. Хотя морские продольные формы изучены еще далеко не достаточно, сам факт наличия их как самостоятельных морфологических единиц морского дна можно считать установленным [Зенкович, 1962; Гильшер, 1964]. С этим следует считаться при анализе ископаемых косослоистых морских осадков. В. П. Зенкович относит к группе продольных морских форм симметричные в профиле валы или банки очень большой длины. «Они могут

сплошь занимать пространство дна, придавая ему вид гофрированной поверхности, как это имеет место на Апшеронской отмели, или же быть разделенными значительными промежутками (Северное море) и даже встречаться в виде единичных форм (воронка Белого моря). Иногда валы бывают идеально прямыми, в других случаях обнаруживают незначительные изгибы и беспорядочность в расположении. Последнее, очевидно, связано с действием других систем течений, кроме основного, как это может иметь место в юго-восточной части

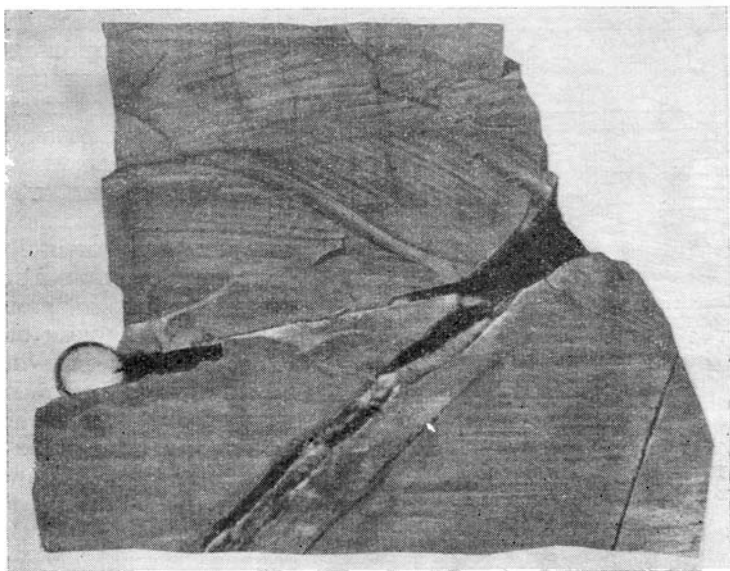


Рис. 51. Крупная крутая пологая прямая прямолинейная согласная, а сверху — слабо несогласная косая («елочкой») слоистость, характерная для участков гребня продольной формы (осередка?). Сакуканская свита, район Удоканского месторождения. Азимут простирания ЮВ 146°.

Каспия» [Зенкович, 1962, стр. 330]. Следует отметить, что причиной «беспорядочности в расположении» может быть не только наличие дополнительных систем течений, но и совокупное действие потоков, отвечающих и второму (грядному), и пятому (симметрично-косовому), и седьмому (симметрично-грядному) режимам. Поток строит обычные гряды, а в местах конвергенции смежных потоков возникают продольные формы типа речных осередков, которые к тому же могут перемещаться в направлении течения. В этом случае дно имеет сложное, ячеистое или «лестничное», «решетчатое» строение. Правда, В. П. Зенкович объясняет решетчатые структуры действием двух близких по силе и длительности воздействия систем течений, ориентированных примерно под прямым углом одно к другому. Возможно,

так оно и есть в ряде случаев, но не менее, а более вероятным объяснением отмеченных структур, как нам представляется, является одновременное формирование продольных и поперечных форм течением одного направления.

Своеобразные типы косой слоистости были встречены нами в верхоленской свите среднего—верхнего кембрия и в усть-кутской свите ордовика Иркутского амфитеатра. В продольном сечении — это типичная слоистость «елочкой». Направления наклона косых слоев ориентированы в противоположные стороны, вкрест простирацию фацциальных зон, т. е. аккумулятивные формы скорее всего представляли собой продольные симметричные формы (гривы).

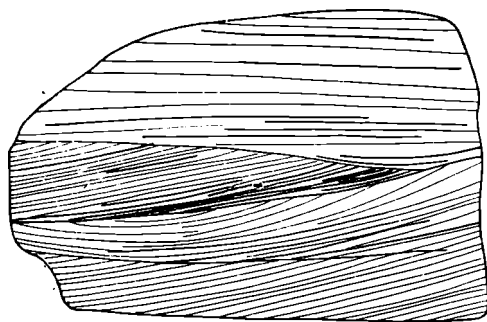


Рис. 52. Крупная изогнутая согласная и слабо несогласная косая слоистость в песчаниках морских продольных форм. Сакуканская свита, район Удоканского месторождения.

Слоистость подчеркнута стойками магнетитсодержащего песчаника (темные толстые слои).

Объяснение имеющимся в нашем распоряжении данным по морфологическим типам косой слоистости в морских нижнепротерозойских осадках сакуканской свиты удоканской серии и характеризующим их диаграммам мы находим в широком развитии в древнем бассейне поперечных и продольных аккумулятивных форм, а не в течениях, хаотически менявших направление на протяжении даже небольшого отрезка времени формирования. 2—3-метровой толщи осадков [Богданов, Кутырев и др., 1966].

Косая слоистость в этих породах крупная, согласная или лишь слабо несогласная (рис. 52—54), сочетается с типично грядной — крутой несогласной, вогнутой. Замеры направлений наклона косых слоев из одной стороны продольной формы дают один луч, направленный под $\perp 90^\circ$ к течению (рис. 55, а). Если же под обследование попадает все поперечное сечение формы, на диаграмме появляются два веера лучей, биссектрисы которых ориентированы также примерно нормально к направлению течения, устанавливаемому по грядным косослоистым песчаникам (фиг. 55, б). Суммарные диаграммы, характеризующие осадки, не дифференцированные по морфологическим типам косой слоистости, обладают серией лучей (рис. 56), из которых вообще невозможно выбрать преобладающее направление.

В связи с изложенным при интерпретации роз-диаграмм морских осадков особое внимание следует обращать на возможное сочетание отложений продольных и поперечных форм. Пренебрежение отмеченным положением может привести к неверным выводам относительно динамики и направления течений в этих бассейнах.

С наличием продольных форм в древних водоемах при объяснении лучей роз-диаграмм пока не считается, насколько нам известно, ни один исследователь.

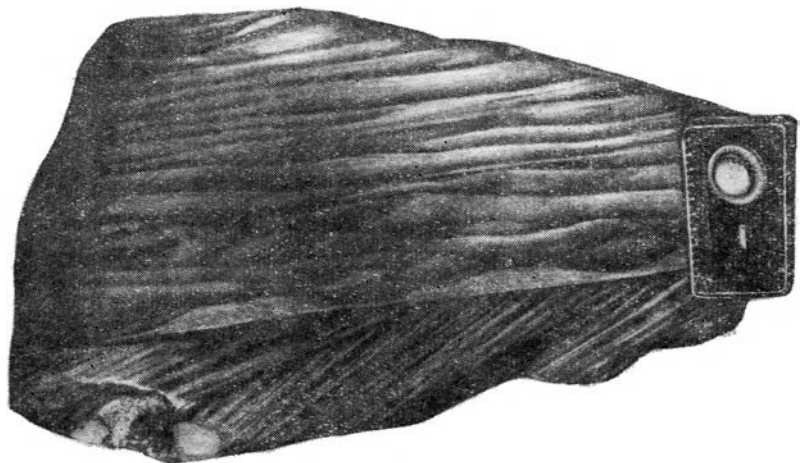


Рис. 53. Магнетитсодержащий песчаник с крутой косою слоистостью гряды (внизу) и песчаник с мелкой грядной косою слоистостью, переходящей в согласную пологую косою слоистость (вверху). Нижняя подсвита сакуканской свиты, кл. Лев. Катугин. Фото В. П. Феоктистова.



Рис. 54. Согласная крутая вогнутая косою слоистость в магнетитсодержащем песчанике морской гряды. Верхняя подсвита сакуканской свиты, район Удоканского месторождения. Фото В. П. Феоктистова.

Золотые симметричные гряды. К этой группе аккумулятивных форм относятся **п р о д о л ь н ы е д ю н ы**.

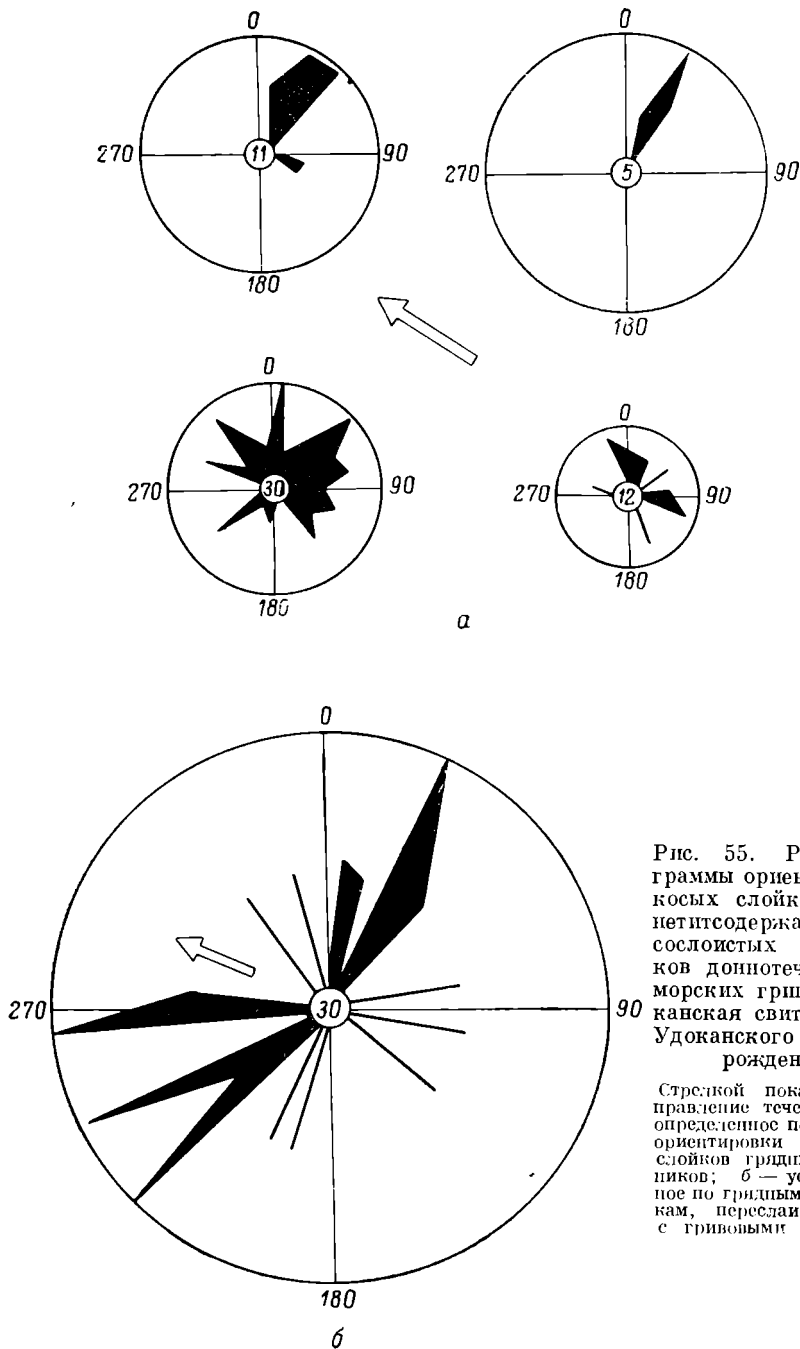


Рис. 55. Розы-диаграммы ориентировки косых слойков магнетитсодержащих косослойистых песчанников доннотечениевых морских глив. Саку-канская свига, район Удоканского месторождения.

Стрелкой показано направление течения: а — определенное по замерам ориентировки косых слойков грядных песчанников; б — установленное по грядным песчанникам, переслаивающимся с гливовыми наносами.

Холмс [1949] вывел вероятный ход процесса образования продольной дюны, а Бэгнольд [Bagnold, 1953] на основании теоретических соображений сделал возможный рисунок косой слоистости

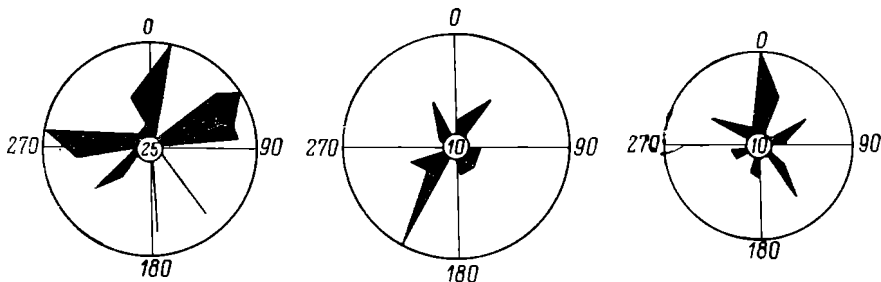


Рис. 56. Суммарные диаграммы, характеризующие недифференцированные (гравийные и грядные) отложения донных морских течений. О направлении течений по таким диаграммам ничего определенного сказать нельзя. Сакуканская свита, район Удоканского месторождения.

(рис. 57). Бэгнольд не без основания полагает, что в поперечном разрезе слоистость продольных дюн скорее всего имеет вид «елочки», является попеременно-направленной в области, соответствующей

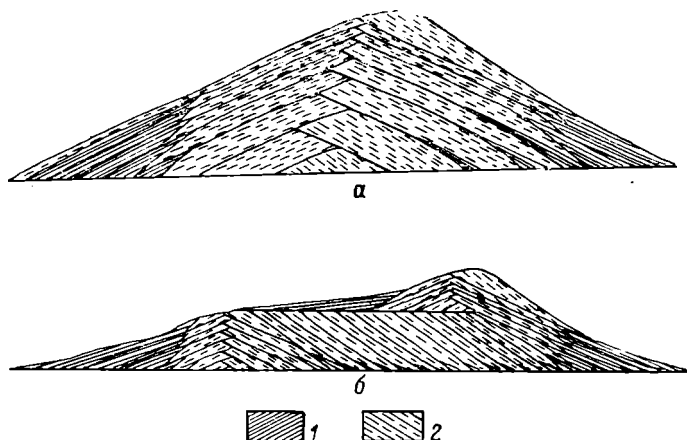


Рис. 57. Предположительное внутреннее строение продольных дюн («дамб») в Египетской пустыне (по Bagnold, 1953). *a* — простое строение «дамбы»; *б* — сложное строение, вызванное чрезмерным разрастанием одного бока формы и образованием нового гребня.

1 — уплотненные слои; 2 — рыхлые слои.

сумме положений гребня дюны, и однонаправленной в ее крыльях. В продольном сечении слоистость выглядит как горизонтальная. Однако следует и здесь учитывать масштаб явления. Двухнаправленность серийных швов и слоев может быть замечена в разрезе вблизи

гребня этой формы, если размеры самой формы соизмеримы с размерами косослоистых серий (рис. 58). В крыльях продольной дюны — это следует из рисунков Бэгнольда (рис. 57) — развита слоистость двух типов: у основания дюны — крупная, крутая, прямая, прямолинейная, согласная или почти согласная косая (на рис. 58 — некрапленные слойки), а вблизи гребня — прямая, прямолинейная, крутая, несогласная косая — слойки встречаются с нижним серийным швом под углом. В случае идеально одинаковой силы встречных винтовых течений в рассматриваемых формах должна бы развиваться только согласная косая слоистость. Но если сила токов неодинакова, один из них перебрасывает материал через гребень дюны так же,

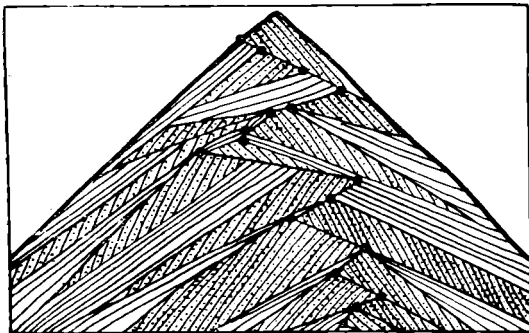


Рис. 58. Предполагаемый рисунок слоистости продольной дюны вблизи ее гребня в поперечном сечении.

Косослоистые серии с крапом образованы перебрасыванием песка через гребень, некрапленные серии с пологой облекающей косой слоистостью возникли при затаскивании материала воздушными токами на склоп формы. Точками обозначены последовательные положения гребня дюны. Вертикальный масштаб относительно горизонтального увеличен.

в ту же в сторону, что и слойки, под более или менее значительным углом. Если далее соотношение сил винтовых потоков изменится, вблизи сместившегося гребня начнется формирование новой серии, растущей теперь уже в противоположную сторону по сравнению с первой и с противоположным направлением наклона косых слойков. Обрисованный аппарат формирования косой слоистости применим ко всем продольным формам, возникающим под действием винтовых течений.

Необходимо отметить, что продольные формы являются результатом не только винтовых течений, но строятся также ветрами различных направлений, ориентируясь вдоль биссектрисы угла, образованного направлениями пары наиболее активных ветров. Подобные дюны описаны в Ливийской пустыне Макки и Тиббитсом [McKee, Tibbitts, 1964]. Эти исследователи приводят ряд фотографий и зарисовок продольной дюны и текстур наносов, слагающих ее. На фото-

как перебрасывает его обычный речной поток через гребень гряды, а встречное течение с противоположной стороны дюны останавливает песчинки, которые и оседают вблизи гребня. Более слабое встречное течение в данном случае играет роль винтового вала, взмывающего материал на крутой склон гряды. В результате описанного процесса вблизи гребня формируется косослоистая серия, растущая в сторону винтового течения меньшей силы, отличающаяся от серий грядного типа тем, что у первой нижний серийный шов наклонен

графиях видно, что слоистость в осадках главным образом согласная в обоих бортах формы, углы наклона прямолинейных слоев составляют $4-11^\circ$ в наибольшем удалении от гребня, $23-29^\circ$ вблизи гребня и до $26-33^\circ$ на гребне. В отдельных сериях слои упираются под небольшим углом в нижний серийный шов, обычно наклоненный в ту же сторону, что и слои, но под меньшим углом.

В той же работе на фотографии небольшой продольной дюны, полученной лабораторным путем, в нижней части дюны отмечаются косослоистые, сходные с грядными серии, в которых слои резко упираются в нижний серийный шов и падают в сторону, противоположную наклону верхнего шва, имеющего угол падения около $20-25^\circ$, что на $5-10^\circ$ больше максимально возможного угла пологого склона гряд.

Особенности косої слоистости продольных дюн обуславливают специфическое направление лучей диаграмм, характеризующих эти формы. Диаграмма обладает одним четко выраженным лучом, если замеры производились в осадках одного из боков формы, или двумя противоположно направленными лучами, если замеры производились в обоих крыльях. И тот и другой луч ориентирован почти нормально к среднему направлению ветра.

РЕЖИМЫ ГРУППЫ ВОЗВРАТНО-ПОСТУПАТЕЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ ПОТОКА НАНОСОВ

Рассматриваемая группа режимов включает три типа: восьмой (пляжный), девятый (вальный) и десятый (ударно-прибойный). Между этими режимами существуют весьма характерные различия. Общим для них является характер перемещения наносов, определяемый возвратно-поступательным движением транспортирующих масс.

Восьмой (пляжный) режим

Лучшим образом этот режим изучен на различного рода пляжах.

По определению В. В. Лонгинова и О. К. Леонтьева [1951], пляж — полоса береговой зоны, сложенная рыхлым обломочным материалом и сформированная действием прибойного потока.

Под пляжем мы понимаем надводную наклонную аккумулятивную форму береговой зоны, сформированную под действием возвратно-поступательного движения водных масс. Генезис первичных наклонных поверхностей, на которых формируется пляж, значения не имеет: ими могут быть и мористый, и лагунный края косы или бара, и коренной берег у уреза воды — обнаженный бенч.

Почти также подходит к определению пляжа В. П. Зенкович [1962], который отмечает, что хотя пляж располагается целиком в пределах прибойной зоны, но одновременно с тем прикорневые части многих кос и некоторые узкие бары также можно рассматривать как пляжи. По описанию В. П. Зенковича [1962] и В. В. Лонгинова [1963], в зоне пляжа протекают следующие процессы.

В прибойной зоне вследствие нарастания амплитуды волны и появления все возрастающей асимметрии в определенный момент волна разрушается. Скорости движения воды достигают своих наибольших значений. Неупорядоченное и вихревое движение быстро становится правильным, и масса воды взлетает на наклонную поверхность пляжа. Характеристики прямого прибойного потока определяются энергией разбившейся волны. Скорость и мощность прямого потока убывают по мере его движения.

Обратный поток целиком формируется под действием силы тяжести. В наиболее благоприятных условиях его максимальная скорость лишь немногим меньше скорости прямого потока, однако из-за просачивания воды в толщу грунта и потери энергии вследствие трения, обычно он обладает значительно меньшей энергией и поэтому не может снести обратно весь материал, выброшенный прямым потоком. По указанной причине происходит постепенное наращивание пляжа. Процесс роста пляжа можно рассматривать как прислонение к его наклонной поверхности все новых и новых слоев, пока сильная волна не смыкает часть из них.

Зарубежные исследователи обращают особое внимание на зависимость аккумуляции от крутизны волн. В частности, Левис [Lewis, 1931], Брун (P. Bruun, 1954) и Джонсон [Johnson, 1956] указывают, что пляж нарастает лишь под действием длинных и пологих волн, в то время как крутые волны вызывают размыв. С мнением зарубежных исследователей не соглашается В. П. Зенкович [1962], однако для настоящей работы точную характеристику причин явления можно опустить. Важен сам факт, что при некоторых условиях на наклонной поверхности пляжа аккумуляция сменяется денудацией. Периоды размыва фиксируются в породе наклонными поверхностями, которые отделяют группу субпараллельных, непрерывно следующих друг за другом слоев от другой такой группы, ориентированной в пространстве несколько иначе, чем первая группа. Эти группы следует рассматривать как косослоистые серии, а эрозионные поверхности — как серийные швы.

В том случае, если выработка нового профиля равновесия осуществляется путем размыва лишь части пляжа (обычно нижней), вверху слоя переход от одной группы слоев к другой будет постепенным, а в низовом конце будет иметь место налегание косых слоев вышележащей серии на две и даже три нижних серии. Это положение отчетливо иллюстрируется графиками изменения профиля песчаного пляжа по наблюдениям Баскома [Bascom, 1954, а, б]. Текстуры пляжных наносов, выведенные аналитически, тождественны таковым, описанным многими исследователями [Хлест, 1957а; Щербаков, Павлидис, 1964; Hoyt, 1962; Thompson, 1937].

Косые слои в нижней части серии повторяют форму и наклон нижнего серийного шва. Но если мощность слоев вверх по разрезу постепенно изменяется с одного края серии вследствие неравномерности осаднения материала, то образуются пучки слоев (рис. 59, з).

Описанный процесс нарастания пляжа существенно не меняется от того, строится эта форма волнами, направленными перпендикулярно к ее вытянутости или под некоторым углом. Во всяком случае, направление наклона косых слоев пляжных наносов почти точно нормально к простиранию береговой полосы, а отдельные колебания направлений могут быть обусловлены ее местными изгибами и пологохолмистой топографией пляжа. Указанные характеристики текстур следует считать общими и типичными для основного тела пляжных наносов любого типа. Резкие изменения в направлении наклона косых слоев, в частности, появление обратно направленного луча диаграммы; по сравнению с основным лучом, следует связывать с накоплением осадков пляжа полного профиля, имеющего в поперечном сечении выпуклую форму, или береговых валов. Слоистость

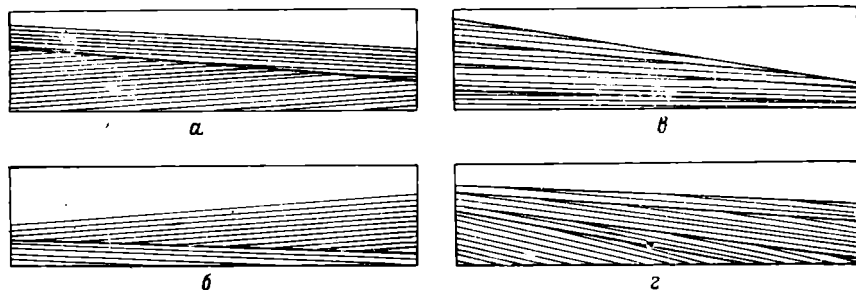


Рис. 59. Типы косой слоистости бичей.

Море — справа от каждой фигуры (по Thompson, 1937).

такого пляжа описана Н. В. Логвиненко и И. Н. Ремизовым [1963]. Суммарная диаграмма пляжных наносов характеризуется несколькими лучами. Один из них, наиболее четко выраженный, острый, нормален к линии берега и направлен в сторону моря. Другие лучи, более или менее закономерно ориентированные, могут отсутствовать. Если же есть пологие слои, направленные в сторону берега, они указывают на общий выпуклый профиль пляжа. Крутые слои, упирающиеся в пологие и падающие в сторону суши, указывают на наличие береговых валов.

Вероятно, пляжные наносы имеют некоторое значение и в строении аллювиальных толщ. В реках, особенно крупных, где волны велики и имеют большую скорость, действие волнового фактора сочетается с действием циркуляционных токов, выбрасывающих к урезу воды массу обломочного материала, который распределяется здесь с образованием пологой, но иногда довольно крутой поверхности речного пляжа. Следует учитывать, что хотя переработке волнами подвергается лишь узкий приустьевый участок берега, эта полоска при надвигании отдели на реку все время смещается, в результате чего переработке волнами подвергается значительная часть отдельных наносов. В разрезе аллювиальной толщи эти пляжные отложения расположатся, очевидно, на границе осадков приустьевых

валов и прирусловых отмелей, а в подводной дельте могут развиваться непосредственно на прирусловых косах, образуя как надводные, так и подводные «пляжи» с осадками, обогащенными естественным шламом. Розы-диаграммы их обладают четкими лучами, направленными в сторону стрежня.

Если обратный прибойный поток в зоне волнения обладает малой мощностью, пляж формируется в виде берегового вала. Морской его склон пологий, он активно обрабатывается прямым прибойным потоком. Часть материала, приносимого потоком, перебрасывается через гребень вала и распределяется на его более крутом береговом склоне, возникающем за счет осыпания материала с гребня.

Если береговой склон вала нарастает в сторону берега, слоистость его в продольном (по отношению к наклону слойков) сечении сходна с грядной (типа потоков, по В. Г. Ульсту, 1957а) или имеет вид елочек, если вал нарастал в обе стороны, причем слойки, обращенные к морю, имеют углы наклона всего лишь в несколько градусов.

Выпукло-полого-концентрическая слоистость, описанная В. Г. Ульстом [1957а], для береговых валов, вообще говоря, не типична и не дает однозначного ответа о генетической природе осадка, тем более, что, как отмечает В. Г. Ульст, форма, где изучалась слоистость, скорее всего является прирусловой косой, для которой подобный вид слоистости в поперечном сечении весьма характерен.

Замеры ориентировки слойков берегового вала на диаграмме дают два пучка. Один из них, соответствующий пологим слойкам, указывает в сторону моря, а другой, построенный по замерам крутых слойков, направлен в сторону берега.

Девятый (вальный) режим

Этот режим включает гамму процессов выработки профиля равновесия песчаного дна под воздействием волнения. Характерной чертой режима является возвратно-поступательное движение водных масс. Благодаря асимметрии волн, наличию противотечений и уклону дна происходит направленное перемещение наносов, осуществляющееся с помощью мелких форм (валиков ряби) и заканчивающееся выработкой профиля равновесия, причем в каждой точке профиля углы наклона дна определяются степенью деформации волн [Зенкович, 1962]. Конечным результатом выработки профиля равновесия зачастую является образование подводных валов и баров.

Размер аккумулятивных форм девятого режима может быть самым разным — от мелких рябей до мощных подводных валов и баров, аналогично тому, как в потоках возникают гряды размером от первых сантиметров (валики ряби течения) до мощных и широких гряд типа дюн и барханов.

При нулевой результирующей волнения формируются симметричные ряби высотой от нескольких миллиметров до 10—40 см и шириной от нескольких сантиметров до 1 м. Оба склона симметричных рябей одинаково круты, что обусловлено попеременным возникно-

веншем горизонтальных вальцов, выметывающих материал из ложбинки то на один склон валика ряби, то на другой. Индекс ряби обычно меньше 10 (2—5). На характеристике этих образований мы не останавливаемся, так как они не являются аппаратом формирования косой слоистости. Сравнительная характеристика знаков ряби волнения и течения дана В. М. Поповым и В. А. Бабадаглы [Дельт. и мелководно-морские отлож., 1963].

Если на некотором участке дна результирующая возвратно-поступательного движения наносов направлена в одну сторону, возникают асимметричные валки. Механизм их образования имеет много общего с механизмом образования гряд течения, только движение потока наносов происходит не непрерывно, а непрерывно-прерывисто. В ложбинах рябей образуются вихри — вальцы с горизонтальной осью, аналогичные валам у крутого склона гряд. В девятом, так же как и во втором режиме, существуют предельные скорости, выше которых валки не образуются, а сформированные ранее разрушаются. В. П. Зенкович [1962] определяет максимальную величину придонной скорости, при которой ряби исчезают, в 60—80 см/сек. Однако этот предел существует только для мелких форм.

Подводные валы мигрируют как в сторону моря, так и к берегу [В. П. Зенкович, 1962]. По указанию И. В. Самойлова [1952], при обильном поступлении на подводный склон материала валы перемещаются в сторону берега и выходят на поверхность в виде баров. В процессе перемещения углы склонов вала постоянно меняются, но обычно более крутым бывает береговой склон.

Хотя факт наличия подводных валов и баров установлен давно и эти формы занимают значительную часть морских и океанических берегов, стройной и общепринятой теории их образования до сих пор нет. Неясна причина возникновения первичных валообразных возвышений на дне. В. П. Зенкович [1962] выдвигает следующие основные факторы возникновения, моделиции и развития первичных форм.

1. Незавершенная выработка профиля равновесия с последующим забуруниванием волны и массовое перемещение наносов к берегу. Профиль незавершен потому, что наносы взвешиваются при сильных движениях воды, а глубина настолько мала, что волна забурунивается. Материал на формирование вала может поступать и с глубоких частей дна и со стороны мелководья. Последний факт положен в основу теории Баскома [Baskom, 19546], объясняющего образование вала встречей потоков, один из которых направлен в сторону берега, а другой — в сторону моря.

2. Эскавация падающим буруном с двусторонним отражением взмученного материала.

3. Действие сильных придонных течений, углубляющих ложбину с прибрежной стороны вала.

При забурунивании волна теряет значительную часть энергии, поэтому после захода в ложбину за первым валом волна перестраивается и начинает вырабатывать новый профиль равновесия на меньшей глубине, где возникает второй вал, и т. д.

На основании приведенных данных можно вывести рисунок слоистости в валах. Поскольку вал растет при перемещении его к берегу, следует считать, что формы его роста почти аналогичны обычным грядам второго режима. Слойки наклонены в сторону суши, но, вероятно, редко достигают величины углов наклона слоев в грядах. Если справедливо утверждение, что вал может смещаться как в сторону суши, так и в сторону моря, следует признать, что в валах могут встречаться серии с различным наклоном слоев. При многократных смещениях валов и изменениях характера волнения постоянно

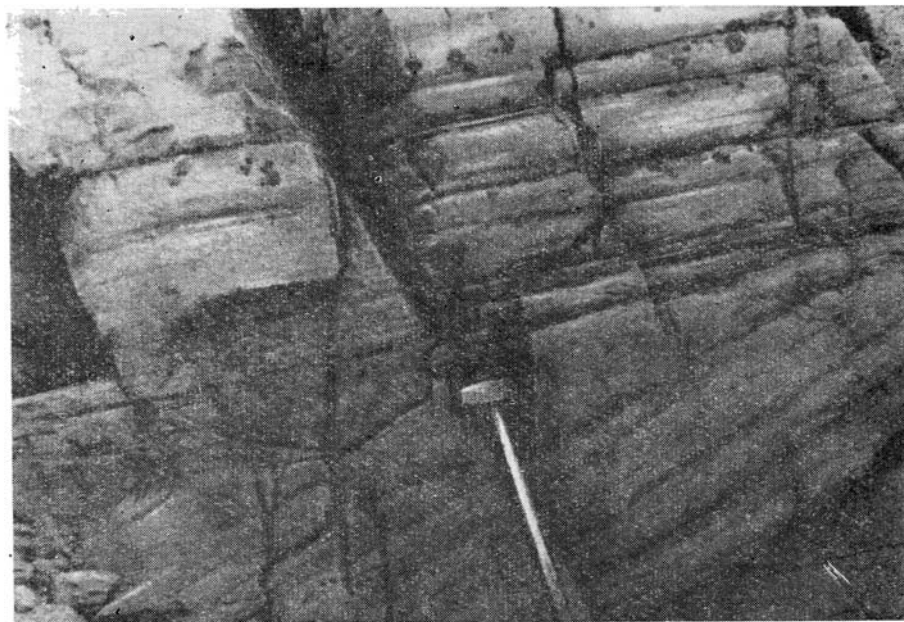


Рис. 60. Очень крупная согласная косая слоистость подводного вала. Нижняя подшита сакуканской свиты, кл. Скользящий. Фото В. П. Феоктистова.

меняются углы наклона слоев, но направления наклона длительное время остаются почти постоянными, поэтому косослоистые серии имеют клиновидный облик, постели серий наклонены в сторону движения вала, а слои согласны с постелью серий, в то время как с верхним серийным швом резко несогласны.

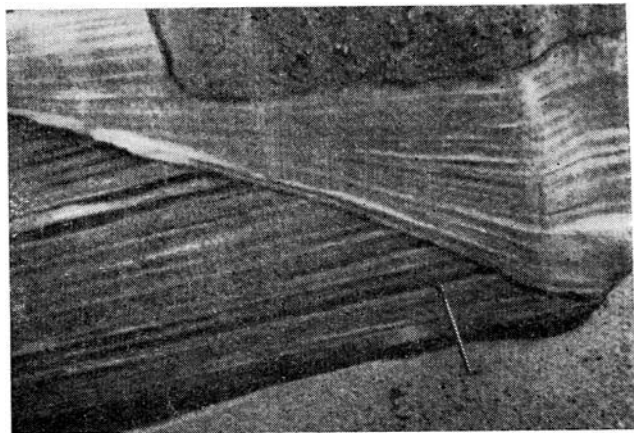
Эта специфика слоистости, так же как и в других рассмотренных выше формах, обусловлена тем, что осадконакопление протекает с различной интенсивностью на разных участках вала. Местами накопление осадка сменяется размывом, на соседних площадях оно протекает замедленными темпами, на других — ускоренными. Поэтому косые слои в валах, как правило, параллельны нижним

серийным швам. В этом слоистость валов имеет много общего с пляжной косой слоистостью (рис. 60).

Однако указанные взаимоотношения слойков и серийных швов справедливы только для внутренних частей слоев (внутрислойные серийные швы). К границам слоя слойки располагаются зачастую под углом до 30° , как в слоистости грядного типа, в то же время с нижним внутренним серийным швом слойки согласные (рис. 61). Для валов характерно усложнение крупных серий внутренними мелкими, иногда знаками оползания (рис. 62).

Розы-диаграммы, характеризующие отложения подводных валов, обладают пучком лучей, указывающих в сторону берега или в сторону моря, или двумя пучками, из которых один направлен по

Рис. 61. Характер сочленения двух косослоистых серий подводного вала. Четвертичные отложения. Ленинград, Сосновский парк.



отношению к другому в противоположную сторону. Однако разнонаправленность выявляется не в соседних сериях, азимуты наклона которых мало чем отличаются друг от друга, а в больших группах серий, подобно тому, как это имеет место в продольных дюнах.

Б а р ы являются очень характерными аккумулятивными формами береговой зоны. Еще Бомен [Beaumont, 1845] высказал предположение, что бар образуется из материала, выбрасываемого с морского дна волнами, и что первой фазой развития бара является подводный вал. В. П. Зенкович [1947, 1950 а, б, 1957] показал, что при постоянном уровне моря движение вала постепенно замедляется, а на малых глубинах и при большой массе наносов прекращается совершенно. Появившийся над уровнем моря вал (теперь его можно называть баром) некоторое время смещается в сторону суши благодаря наличию прорывов в его теле, через которые в лагуну устремляются массы твердого материала с его мористого края. Осадки образуют с лагунной стороны бара конусы выноса, искажающие ровную конфигурацию формы. Волнением в лагуне материал конусов постепенно перераспределяется по бару, в результате чего внутренняя часть бара нарастает, а внешняя либо остается постоянной, либо

отступает, если баланс наносов на ней отрицательный. При постоянстве уровня наступает момент, когда бар стабилизируется и при наличии новых порций наносов начинает наращиваться с мористой стороны; формируется пляж на баре, с характерной для него косой слоистостью.

Слоистость основного тела бара (им является подводный вал) крупная, прямая, прямолинейная, однонаправленная или узко-веерная, согласная, наклоненная в сторону суши. Следовательно, розы-диаграммы направлений наклона косых слоев баровых наносов обладают двумя сериями лучей: лучи ядра и лагунной

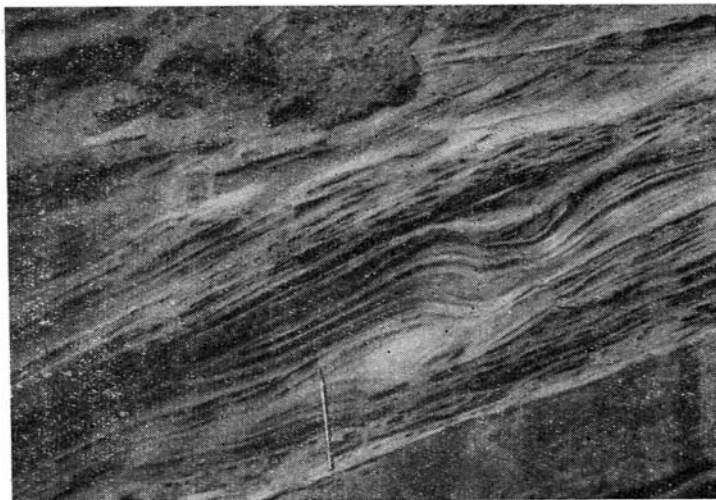


Рис. 62. Знаки оползания и усложнение однонаправленной косой слоистости подводного вала мелкими косослопстыми сериями, что совершенно нехарактерно для грядного типа косой слоистости. Четвертичные отложения. Ленинград, Сосновский парк.

стороны бара направлены в сторону суши и под различными к ней углами, луч мористой стороны бара одинок, резок и направлен в сторону моря (рис. 63).

При продольном перемещении материала бар надстраивается с концов. В этих частях он обладает всеми признаками косы и представляет собой бар-косу. Баром следует также называть косу, переместившуюся к берегу на всю свою ширину, т. е. такую косу, в которой не остается следов образования путем продольного перемещения материала. Морфологические и генетические особенности указанных форм отчетливо обнаруживаются при построении роз-диаграмм направлений наклона косых слоев (рис. 63, а).

Баровые наносы нередко сохраняются в ископаемом состоянии в виде геологических тел, по форме соответствующих самостоятельным аккумулятивным формам рельефа [Кутырев, Богданов, 1966]

(рис. 64). Вместе с тем некоторые исследователи отмечают, что баровые наносы могут слагать обширные плащобразные тела, являющиеся следствием площадной миграции баров [Македонов, 1958].

Баровые тела, длительное время сохранявшие устойчивое положение в пространстве, выявлены и описаны в сакуканской свите

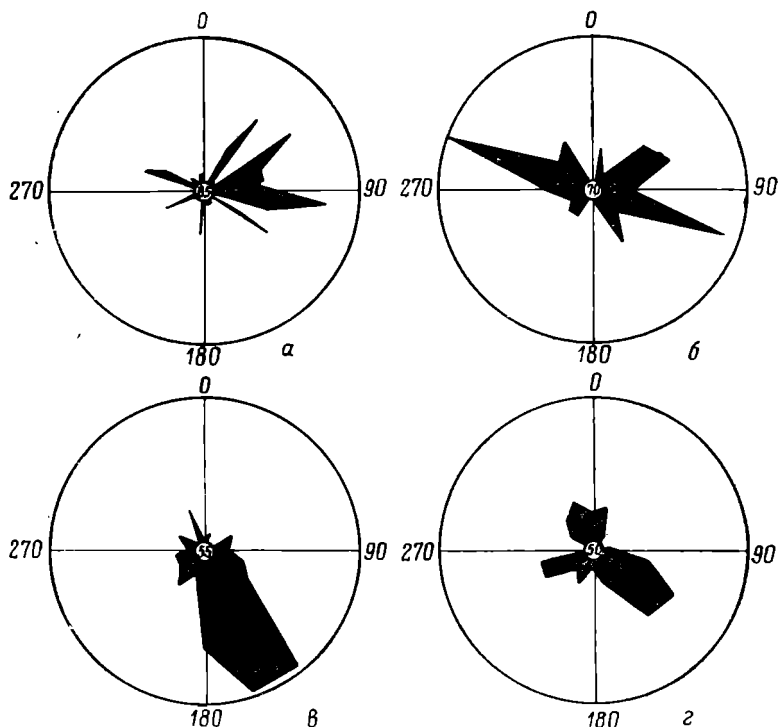


Рис. 63. Розы-диаграммы направлений наклона косых слоев: *а* — бары-косы, северное крыло Намингинской брахисинклинали; *б* — совмещенная диаграмма баровых (правая половина) и подводно-руслых (левая половина) песчаников, юго-западная часть брахисинклинали; *в, г* — песчаников мористой стороны бара, восточное замыкание брахисинклинали. Верхняя подсвита сакуканской свиты, район Удоканского месторождения.

в районе Удоканского месторождения (рис. 60, 64, 65), а также в других районах (рис. 66). Детальные характеристики баров и их внутреннего строения приводятся в работах Д. В. Наливкина [1955], Г. А. Иванова [1956], В. И. Попова, С. Д. Макаровой, А. А. Филиппова [1963], А. В. Македонова [1958]. Баровые наносы обнаружены и описаны в нижнем карбоне на юге США [Rich, 1938], в карбоне Московской синеклизы [Хворова, 1958], в казанском ярусе Поволжья [Форш, 1951], в юрских отложениях плато Колорадо и Техаса [Л. Б. Рухин, 1959], в так называемой заунгузской свите, слагающей верхнюю часть Заунгузских Каракумов [Животовская, 1960, 1963].

Анализ перечисленных материалов показывает, что баровые отложения обладают большим многообразием слоистых текстур, а изучение их находится на стадии исследования отдельных

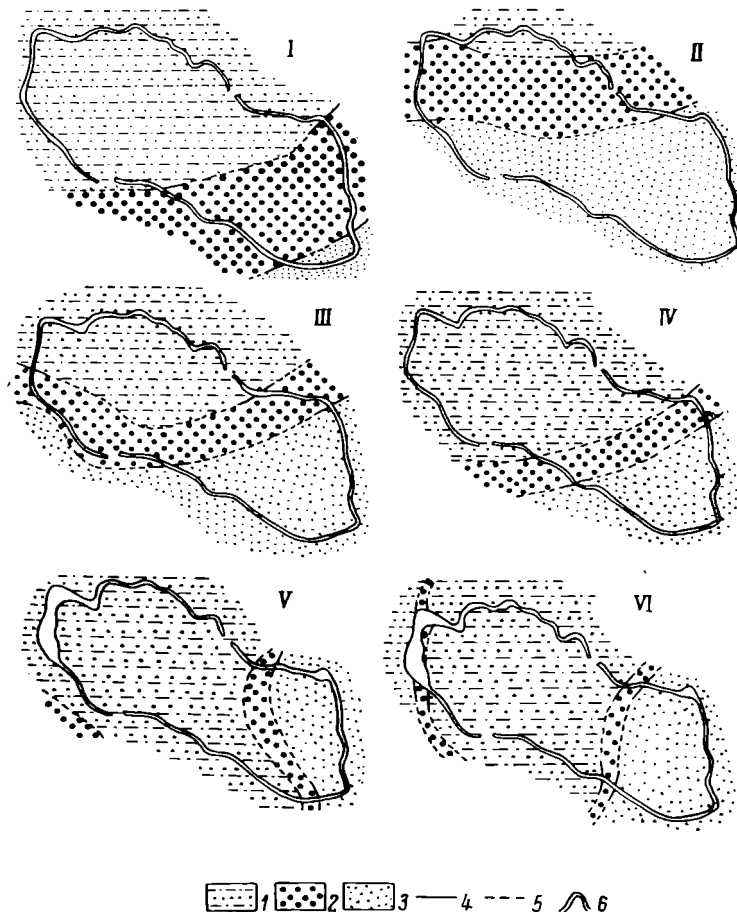


Рис. 64. Палеогеографические схемы времени накопления осадков рудной пачки верхней подсвиты сакуканской свиты. Район Намингинской брахисинклинали. I — низов горизонта «а»; II — низов горизонта «б»; III — низов горизонта «в»; IV — низов горизонта «г»; V — низов горизонта «д»; VI — верхов горизонта «д».

1 — алеврито-песчаные отложения лагуно-дельтовых акваторий; 2 — песчаные отложения баров и сходных с ними форм; 3 — мелководно-морские песчаные отложения; 4, 5 — границы фациальных зон: 4 — установленные, 5 — предполагаемые; 6 — выходы горизонтов на поверхность.

разновидностей. В месте с тем хорошо развитые бары имеют отчетливые текстурные диагностические признаки, которые в совокупности с замераами ориентировки косых слоёв могут не только дать определенный ответ о типе аккумулятивной формы, но и указать на ее

подтип, зрелость, величину, направление перемещения и механизм формирования.

В частности, древний «бар», описанный В. Г. Ульстом [1957а], может быть назван баром-косой, так как он образовался при продольном перемещении наносов, о чем свидетельствует совпадение направления наклона косых слоев и ориентировки тела самого бара. Если же такое совпадение наблюдается во всем теле «бара», то такую форму правильнее было бы называть типичной косой.

Интересный количественный анализ глубин и волнового процесса неогенового бассейна по баровым оолитовым осадкам проведен А. И. Животовской [1964]. Исходя из мощности баровых накоплений, она производила расчет максимальной высоты волн, скорости ветра, длины волны, длины ее разгона (и, следовательно, минимальной протяженности бассейна), глубины бассейна и других величин. К сожалению, признаки одновременности формирования кровли и подошвы слоя баровых песчаников, приведенные А. И. Животовской, недостаточно убедительны, в то время как одновременность указанных элементов, очевидно, является основой всех расчетов.

По мнению А. И. Животовской, наличие единого типа косой слоистости исключает накопление баровых пластов за счет погружения на величину их мощности. Но в нижнепротерозойской сакуканской свите имеются тела баровых песчаников мощностью до 40 м и более с однотипной косой слоистостью. Бары — это устойчивые аккумулятивные формы приморского рельефа, как правило, длительное время сохраняющие пространственное расположение. При условии



Рис. 65. Фрагмент трех косослоистых серий баровых песчаников. Сакуканская свита, район Удоканского месторождения.

Отчетливо заметно пачечное строение отдельных серий. К верхам наклонные слои нижней и верхней серий сменяются волнисто-косослоистыми. На границах раздела серий видны асимметричные знаки ярибы течения, подчеркнутые линзочками аргиллитов. Слои согласные или почти согласные с нижними серийными пивами и резко несогласные с верхними.

постепенного опускания земной коры мощность баровых тел может значительно превышать высоту баров (по нашему мнению, в 4—10 раз).

Нам представляется, что примерную высоту ископаемых баров следует определять по разнице высотных отметок концов наиболее длинного слоя косослойистой серии в сечении, ориентированном вдоль по падению слоев этой серии, или по разнице отметок наивысшей и наименьшей точек любого непрерывного серийного шва, обладающего признаками одновременного формирования во всех

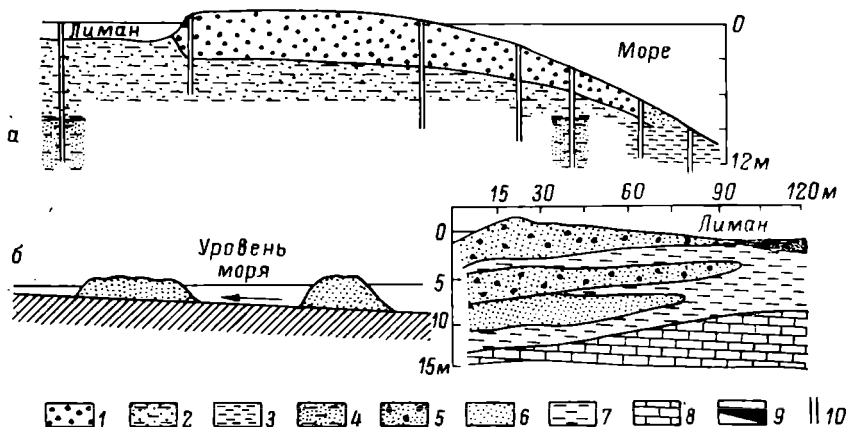


Рис. 66. Разрезы через современные и древние береговые бары.

а — профиль через бар (пересыпь) Днестровского лимана (по Руммелю, 1889); 1 — гравий и крупный песок; 2 — толща песчаного ила; 3 — ил; 4 — тонкие пески-плавунцы; 5 — увеличение ширины бара по мере его перехода на мелководье; справа — разрез пересыпи Мойнаковского озера в Крыму (по Дзенс-Литовскому, 1933); 6 — захороненные пляжевые пески; 7 — тонкие морские пески; 8 — древние лиманные илы; 9 — коренные породы; 10 — современные лиманные илы; 10 — скважины.

точках. Высота бара будет равна этой разнице или несколько больше (но не меньше) ее.

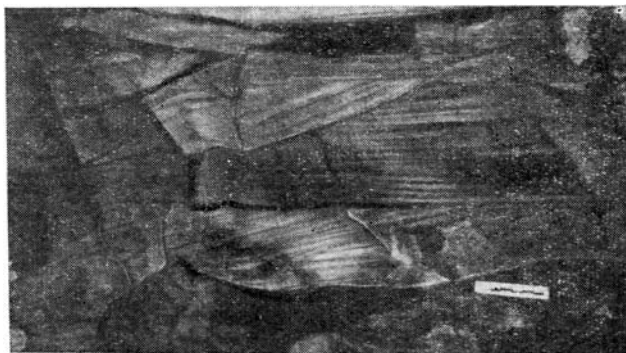
С учетом высказанного положения анализ, проведенный А. И. Животовской, приобретает особенно важное значение для реконструкции динамики древних бассейнов.

Десятый (ударно-прибойный) режим

Описываемый режим по гидродинамическим характеристикам имеет много общего с третьим режимом прямолинейных потоков, но развивается в условиях возвратно-поступательных движений водных масс — в период сильных штормов, когда скорость воды достигает и превышает 0,6—0,8 м/сек. Если скорость придонных перемещений выше указанной критической величины, знаки ряби волнения исчезают и на дне начинается образование специфических форм рельефа, которые в силу трудностей наблюдений изучены еще далеко не достаточно.

По данным В. П. Зенковича [1962], в этих условиях придонный слой воды мощностью в несколько дециметров насыщен песчаной взвесью, совершающей по дну возвратно-поступательные движения

Рис. 67. Осложнения крупных косослоистых серий баровых песчаников мелкой мультислойчатой и наклонной согласной косою слоистостью. Сакуканская свита, район Удоканского месторождения.



размахом до 2—3 десятков метров. В период штормов дно представляет собой ряд небольших рытвин и бугров, вытянутых поперек течений. Высота бугров и глубина рытвин достигают 10—40 см, ширина 50—80 см при длине 70—150 см. Бугры имеют очертания



Рис. 68. Разномасштабная извилистая выпукло-вогнутая косою слоистость в песчанниках участка волнения.

Данная текстура развита в осадках мористой стороны линзы баровых паносов сакуканской свиты в районе Удоканского месторождения. Слоистость заметна плохо, для наглядности серийные швы и некоторые слойки перед фотографированием в обнажении ретушированы (как и на рис. 69).

барханов, как бы охватывающих рытвины, и расположены в шахматном порядке, иногда без определенной системы. Редко серия рытвин-барханов смещается в одном направлении [Зенкович, 1962; Rivière, 1949 a, б; Rivière, Vernet, 1953]. В других случаях при интенсивном движении водных масс их действие сводится непосредственно к экскавации песка падающим гребнем волны. Песок выбрасывается

по обе стороны от ложбины с образованием водяной подушки, в которой гасится энергия следующей волны [Зенкович, 1962; Otto, 1911—1912; Hartnack, 1924; Evans, 1938].

Это же явление отмечал Р. Я. Кнапс (по Зенковичу, 1962), наблюдавший возникновение глубоких борозд в теле подводного вала. Борозды размыва оказались недолговечными и исчезли на следующий же день. Таким образом, эффект экскавации компенсировался отложением новых порций наносов.

Слоистость, образующаяся в условиях десятого режима, очевидно обусловлена формой поверхности борозд и рывтин, направление наклона слойков зависит от направления смещения форм. Смещение же их носит статистически незакономерный характер: оно происходит как в сторону берега, так и в сторону открытого моря или же вообще не происходит. В последнем случае заполнение рывтин материалом возможно или при случайных направлениях их перемещения при других режимах, или при отвесном оседании материала. В условиях десятого режима крупных аккумулятивных форм не образуется. Возникающие мелкие формы лишь осложняют более крупные, развиваясь на их теле, и нарушают правильность слоистости таких форм, как подводные валы, бary, косы и др. При слабых волнениях указанные формы частично разрушаются. Морфологически слоистость может быть вогнутой, выпуклой и выпукло-вогнутой (рис. 67—70), веерной, в группе



Рис. 69. Средняя извилистая выпукло-вогнутая косая слоистость в песчаннике участка сильного волнения.

Песчанник развит на мористой стороне одного из тел баровых отложений сакуанской свиты в районе Удаканского месторождения.

серий — двунаправленной и разнонаправленной, реже однонаправленной. Обычно она неясная, слоистость заметна плохо из-за слабой сортировки обломочного материала в зоне сильных волнений.

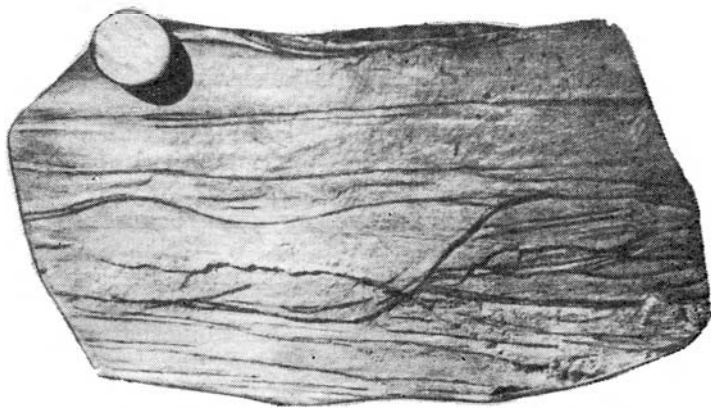


Рис. 70. Изогнутая вогнуто-выпуклая косая слоистость в песчанике участка волнения. Сакуканская свита, район Удоканского месторождения.

ВЫВОДЫ

Рассмотренные режимы движения наносов в природе встречаются и в чистом виде, но, вероятно, более широко развиты они в различных сочетаниях. Наиболее распространенным режимом, порождающим аккумулятивные формы рельефа, несомненно является второй (грядный) режим. Однако, если в бассейнах развиваются сложные структурные образования, в частности штормовые вихри, основными морфологическими единицами рельефа становятся продольные формы. Но и эти последние в чистом виде могут развиваться далеко не всегда, например, если скорость потока превышает предел донногрядных скоростей. Если же предел не превзойден, продольные формы и гряды существуют совместно, причем гряды зачастую осложняют продольные формы, развиваясь непосредственно на них.

Если гряды формируются и перемещаются во время развития продольных форм, очевидно, осадки таких форм запечатлеют признаки донногрядного режима в виде определенного рисунка текстуры, хотя сохраняются признаки и продольности формы, но уже иные, чем если бы гряды развивались без участия гряд. Случаи осложнения продольных форм грядами описаны как для морских и речных, так и для эоловых форм.

Е. В. Шанцер [1951] склонен придавать грядам решающее значение в формировании не только прирусловых отметей, но и осередков и островов.

Б. А. Федорович [1956] указывает, что продольные дефляционно-аккумулятивные формы зачастую осложняются насаженными на них поперечными структурами.

Ван-Вин [Van Veen, 1936] отмечает наличие на дне Северного моря крупных банок, параллельных приливно-отливным течениям. Эти формы с полным правом можно рассматривать как продольные, типа осередков и продольных дюн. Банки Северного моря имеют

узкие гребни, расчлененные сериями поперечных гряд, асимметричных там, где преобладает приливное или отливное течение, и симметричных в случае равной силы этих течений.

На зарисовке косой эоловой слоистости С. Н. Колова [1952] (рис. 71) отчетливо видны косослоистые серии со слоями, встречающимися под крутым углом с серийным швом, который в свою очередь наклонен под значительным углом к горизонту, что несомненно доказывает осложнение крупных эоловых форм более мелкими грядами.

В сакуканской свите в районе Удоканского месторождения из-

вестны косослоистые серии с грядной косой слоистостью, прислоненные к довольно крутым склонам древних прирусловых кос.

Прирусловые отмели меандрирующих рек можно рассматривать как асимметричные слабо выраженные продольные формы, сложенные зачастую нацело осадками с косой слоистостью грядного типа. Такие отмели являются как бы конечным звеном в цепи «рафинированная продольная форма — гряда».

Рейнек [Reineck, 1963] описывает некоторые крупные аккумулятивные образования, сложенные,

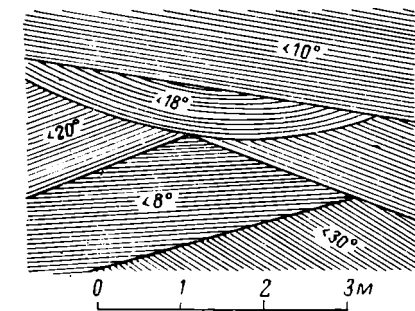


Рис. 71. Косая эоловая слоистость (по С. Н. Колову, 1952).

по его мнению, нацело мелкими косослоистыми сериями, являющимися следами сравнительно небольших форм, развивавшихся на теле мезоформы во время ее существования.

Пляж зачастую является самостоятельной аккумулятивной формой рельефа береговой зоны, но он же нередко развивается на косах и барах, являясь в этом случае лишь осложняющей формой. В конечном счете, в природе найдутся все переходы от одного режима к другим, от одной генетической формы рельефа к форме, совершенно отличной по механизму образования.

Хотя раздельное рассмотрение различных режимов в чистом виде и возникающих при этом «рафинированных» аккумулятивных форм и несколько отодвигает нас от сложной и гармоничной картины природы с ее взаимосвязанными и взаимообусловленными явлениями, зато приближает к осознанию сущности этих явлений, составных частей картины. Очевидно, такой подход к исследуемому предмету гораздо более надежен для понимания механизма возникновения различных современных и древних морфологических единиц рельефа, чем одностороннее объяснение всех форм одним примитивным явлением (движением гряд, вытянутых перпендикулярно к течению).

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КОСОЙ СЛОИСТОСТИ

КРАТКИЙ ОБЗОР КЛАССИФИКАЦИЙ

Слоистость вообще и косая слоистость в частности является одной из основных генетических характеристик осадочных пород. Уже тот далеко не полный список работ, на которые нам приходилось ссылаться при изложении материала предыдущих глав, показывает, насколько велик интерес к изучению косой слоистости у геологов.

Обстоятельная сводка сведений по различным типам косой слоистости, истории ее исследования, морфологическим и генетическим классификациям, разработанным до 1962 г., была дана Л. Н. Ботвинкиной в двух капитальных работах [Ботвинкина, 1962, 1965]. Позднее этот исторический обзор был дополнен Л. С. Смирновым [1966].

В настоящее время установилось два подхода к изучению косой слоистости: генетический и морфологический. Наибольшей популярностью среди геологов пользуются генетические классификации Ю. А. Жемчужникова [1926, 1940] и Л. Н. Ботвинкиной [1962].

Ю. А. Жемчужников [1940] выделяет пять генетических типов косой слоистости: эоловую, временных потоков, речную, дельтовую и прибрежно-морскую. Г. И. Теодорович [1948 и др.], А. В. Хабаров [1951], Д. В. Наливкин [1956], И. А. Одесский [1960] значительно расширили фациальный спектр косослоистых отложений, а Л. Н. Ботвинкина существенно детализовала и уточнила их генетические типы и выделила косую слоистость дюн и барханов пустынь, прибрежно-морских дюн, временных потоков пустынь, русловую, пойменную, «речных выносов» (подводной части дельты), ледниковую, баров, пересыпей и кос, пляжей и бичей. Эта классификация является значительно более полной, чем классификация предшествующих исследователей [Жемчужников, 1923, 1926, 1940; Andrée, 1915; Barrell, 1906; Grabau, 1907, 1913; Kindle, 1911, 1917; Trowbridge, 1914; Walther, 1904, 1919 и др.].

Классификации Ю. А. Жемчужникова и Л. Н. Ботвинкиной основаны на изучении текстур в одном сечении, хотя многие исследователи (Е. П. Брунс, А. С. Корженевская, И. Н. Лобанов, В. И. Попов, Л. Б. Рухин, А. П. Феофилова), и в том числе Л. Н. Ботвинкина [Ботвинкина, Феофилова, Яблоков, 1954; Ботвинкина, 1962, 1965], указывают на факт зависимости морфологии сечений косослоистых серий и слоев от характера разреза.

Наряду с генетическими классификациями текстур, существуют классификации морфологические, основанные на изучении текстур

в вертикальных срезах. По этому принципу косая слоистость описана и классифицирована во многих работах [Ботвинкина, 1962; Брунс, 1940; Вассоевич, 1954; Орешникова, 1962; Andersen, 1931; Bigarella, 1961; Cloos, 1914; Kiersch, 1950; McKee, Tribbitts, 1964; Morawski, 1954; и др.].

Авторы перечисленных работ придерживаются двухмерного подхода к изучению слоистых текстур. При этом лучше всего изученной оказалась «грядная» косая слоистость и то лишь в продольном сечении, в то время как на поперечные сечения, имеющие большой генетический смысл, мало кто обращал внимание.

Из отечественных геологов трехмерного подхода при классификации и изучении косой слоистости придерживался, вероятно, только Л. Б. Рухин (1959). Среди зарубежных исследователей трехмерное изучение косой слоистости осуществляется уже давно и сейчас стремительно развивается. Из работ, в которых косая слоистость, образованная главным образом при поступательном движении среды, рассматривается в двух (вертикальных) или в трех (двух вертикальных и горизонтальной) плоскостях, следует отметить труды Макки и Вейра [McKee, Weir, 1953] и их последователей [Houten, 1954; Potter, Siever, 1956; Nickelsen, 1958; Nichoff, 1958; Wurster, 1958; Einsele, 1960; Farkas, 1960; Hamblin, 1961a, б, в; Reineck, 1961; Stewart, 1961; Донбар, Роджерс, 1962; Allen, 1962; 1963a; Wulf, 1962; Lane, 1963; Harms, 1963; Hemingway, Clarke, 1963].

Эти работы — значительный вклад в изучение косослоистых текстур, однако в большинстве из них рассматриваются, по существу, подтипы только одного типа косой слоистости, образующейся при поступательном движении гряд.

Уже в 1963 г. автор пришел к выводу о невозможности достаточной характеристики косой слоистости по одному срезу и сделал попытку создания единой классификации косой слоистости разного генезиса в двух сечениях [Кутырев, 1965a].

В 1966 г. Л. С. Смирнов опубликовал статью, в которой высказывалась мысль о том, что новая морфологическая классификация может быть разработана только на математической основе. Л. С. Смирнов характеризует косослоистые серии через отношение длины их осей. Этот подход действительно является перспективным, однако, не ясно, как практически замерять длины трех осей косослоистых серий в обнажениях, если видно только одно сечение серий, а о втором, как правило, можно судить лишь по отрывочным сведениям, которые дают изгибы, небольшие повороты обнажения, скальные выступы и выбоины, а также замеры направлений наклона косых слоев. Кроме того, схема математического выражения косослоистых серий предлагается Л. С. Смирновым только для характеристики серий, образованных при поступательном движении водной среды и, по существу, для вариаций только одного, грядного, типа косой слоистости.

*Некоторые замечания
к морфологической классификации
косой слоистости
Л. Н. Ботвинкиной*

Из отечественных работ наиболее крупными сводками по косой слоистости являются труды Л. Н. Ботвинкиной [1962, 1965]. На двух существенных недостатках указанных работ следует остановиться подробнее, так как отмеченные ниже недостатки в какой-то мере являются общими для многих исследований косой слоистости и зачастую приводят к упрощенному пониманию этого сложного явления, а как следствие — к ошибочным палеогеографическим выводам.

Во-первых, Л. Н. Ботвинкина не уделяет должного внимания форме аккумулятивных тел в плане, оказывающей существенное влияние на тип косой слоистости и ориентировку слоев относительно направления течения или результирующей волнения.

Второе возражение относится к классификации слоистых текстур вообще.

Л. Н. Ботвинкина различает слоистость собственно косую и два типа слоистостей, сходных с косой: а) заполнения и облекания и б) наклонную. Под косой слоистостью понимается тот ее тип, который обусловлен движением донных или наземных валов. «Механизм образования в общем одинаков для косой слоистости любых типов, будь то речная отмель, крупные ряби, морские бары или косы: каждая косослоистая серия представляет собой погребенный след передвижения этого морфологического элемента, а отдельные косые слойки — следы его крутого нарастающего склона, обращенного вниз по течению» [Ботвинкина, 1962, стр. 74]. Таким образом, единственным аппаратом формирования косой слоистости считаются гряды (к которым Л. Н. Ботвинкина относит, как видно, также косы и бары).

Наклонная слоистость, по Л. Н. Ботвинкиной, является результатом выпадения на наклонное дно взвешенных наносов. «Наклонной слоистость называется тогда, когда слойки... расположены косо по отношению к горизонтальной плоскости, но параллельно наклонной поверхности осаджения» (стр. 165). Что же подразумевается под наклонной поверхностью осаджения? Ведь крутой склон гряды тоже наклонная поверхность осаджения для очередного слоя, так же как и наклонная поверхность пляжа или дюны. Иными словами, любая слоистость так или иначе обусловлена рельефом дна (кроме диагенетической). Очевидно, приведенное определение наклонной слоистости подходит и к косой.

Более того, в природе существуют все переходы от косослоистых серий, в которых слойки резко упираются в субстрат, до слоистости, характеризующейся наклонным расположением субстрата и слойкам, совершенно параллельными ему (см. рис. 65).

Но если все же принять формулировки Л. Н. Ботвинкиной, то в разряд осадков с наклонной слоистостью следовало бы отнести 90—100% пляжных, 50—95% (в зависимости от динамики дельтовой зоны и типа осадков) подводнодельтовых, значительную часть наземнодельтовых, речных и эоловых отложений, а также баровых наносов. Ибо крутой, нарастающий вниз по течению склон отсутствует именно у бара, подводного вала и пляжа (они формируются волнением, а не течением). У морской или дельтовой косы, головной части речной или морской гривы, т. е. у форм, продольных относительно направления потока, растущие склоны ориентированы косо по отношению к течению, а у прируслового вала, продольной дюны, продольных речных и морских грив рост склонов осуществляется в направлениях, перпендикулярных к ориентировке потока.

Таким образом, если выделение слоистости заполнения и обложения в отдельный тип может и должно быть принято (но как разновидность или даже тип косой слоистости), то подобное выделение наклонной слоистости, по нашему мнению, не является правомерным.

Разделение слоистостей на косую и наклонную привело к тому, что в морфологической классификации Л. Н. Ботвинкиной типы слоистостей пляжей, кос, баров, грив и некоторых других форм не нашли своего места, что вообще характерно для большинства морфологических классификаций косой слоистости.

С нашей точки зрения, при морфологической классификации разновидности косой слоистости должны быть охарактеризованы обязательно двумя сечениями. Но природа не столь щедра, чтобы постоянно представлять к обозрению слоистость в выгодных для наблюдателя сечениях, поэтому необходимо научиться по любому сечению (разрезу) получать удовлетворительное представление о морфологии косослоистой серии и ее слойков в пространстве. Эта цель достигается в большинстве случаев определением характера сечения (продольное или поперечное по отношению к направлению наклона косых слойков) и взятием множества замеров направлений наклона косых слойков. Нанося замеры на сетку Вульфа и анализируя рисунок (вид) розы-диаграммы, тем самым мы изучаем серии трехмерно, т. е. косвенным образом, по элементам и характеристикам, создаем о форме серий и слойков в пространстве объективное представление, не видя их в целом. Следует иметь также в виду, что обнажения косослоистых толщ в большинстве случаев не являются идеально гладкими поверхностями. На них имеются уступы, выбоины, выпуклости, повороты и т. д. Используя перечисленные элементы, при некотором навыке можно получать довольно точное представление о форме косослоистых серий и слойков в объеме.

В настоящее время среди геологов прочно укореняется тенденция изучать косослоистые текстуры по двум сечениям.

Изложенный выше материал свидетельствует, что морфология слоёв, косослоистых серий и их групп, направлений наклона косых слоёв и серийных швов находится в зависимости от режима движения наносов. Один и тот же режим зачастую порождает серию одинаковых рисунков слоистости независимо от того, протекает формирование косослоистого осадка в реке или в подводной дельте, в глубокой части моря или в прибрежной, в воде или на суше. Но масштабы косослоистых толщ и элементов косой слоистости сильно различаются для форм, возникающих в средах различной плотности и в потоках разной глубины. Наконец, ряд сильно отличающихся режимов порождает одинаковые типы косослоистых текстур, поэтому очень многие из этих типов сами по себе не могут быть признаками определенных режимов. В то же время сочетания режимов осложняют простые типы косой слоистости или приводят к характерному чередованию нескольких простых типов. Все это затрудняет создание единой морфологической классификации косой слоистости.

Проведенные исследования показывают, что выделение типов и видов косой слоистости по форме слоёв и их серий в одном сечении не является удовлетворительным, так как рисунок почти любого из существующих ее видов в разных сечениях множествен, а классификация, состоящая из «плоских» типов косой слоистости, — неполная, кроме того, еще и громоздкая.

Классификации, основанные на механизме образования косой слоистости (течения, волнения и т. д.) или на фациальном принципе (слоистость речная, дельтовая, временных потоков и т. д.), неполны и субъективны, базируются на трактовке признаков, необходимость и достаточность которых не доказаны.

По нашему мнению, морфологическая классификация косой слоистости должна быть настолько проста по структуре и содержанию, чтобы ею можно было пользоваться не только при специальных исследованиях, но и при крупномасштабных геологосъемочных работах, особенно в тех районах, где в породах отсутствуют органические остатки, толщи монотонны по составу и строению и литолого-фациальный и циклический анализы являются единственными методами расчленения этих толщ. Основной принцип, которого мы придерживаемся при составлении морфологической классификации — простота, обязывает ее быть мобильной в отношении тех характеристик, которые действительно варьируют в широких пределах. В то же время каждый морфологический тип должен содержать одну или несколько стабильных, жестких характеристик. Классификация должна быть построена по единому принципу. В ней должны быть отражены только такие признаки, которые наиболее характеризуют динамику среды осадконакопления, масштабы структурных

элементов потока, масштаб и форму аккумулятивных палеоединиц рельефа.

В качестве основной единицы классификации выбирается серия косых слойков, отделенная от соседней швами или в пространстве поверхностями: нижняя поверхность — постель, или ложе косо-слоистой серии, верхняя — кровля, в сечениях — нижний и верхний шов.

Косослоистые серии различаются по форме швов или поверхностей, по соотношению углов наклона и ориентировке пограничных поверхностей и косых слойков. Серии сходной пространственной формы различаются углами наклона слойков и взаимоотношением слойков с нижним серийным швом. Взаимоотношение с верхним швом не является определяющим моментом.

Косые слойки могут быть совершенно согласными с нижним серийным швом, могут быть наклонены к шву под некоторым (большим или меньшим) углом: либо упираются в шов, либо встречаются с ним по касательной. Угол наклона слойков может составлять первые градусы (очень пологая косая слоистость), колебаться от первых градусов до $15-20^\circ$ (пологая слоистость), от $15-20^\circ$ до 30° * (крутая косая слоистость) и составлять более 30° (до 45° ** — очень крутая косая слоистость).

В направлении по падению и простиранию серий или в горизонтальной плоскости они могут измеряться сантиметрами, десятками сантиметров, первыми метрами, десятками, реже первыми сотнями метров. Однако значение этой характеристики неодинаково для разных морфологических типов косой слоистости.

Форма косого слойка отражает форму поверхности аккумуляции в момент отложения материала, слагающего этот слой. Изменение формы слойков отражает изменение формы поверхности аккумуляции при непрерывно-прерывистом процессе осадконакопления. Изменение углов наклона слойков указывает на неравномерность одно-временного отложения материала в разных частях аккумулятивной формы: в одной ее части за один и тот же промежуток времени накапливается меньше материала, чем на соседней, в результате чего ориентировка поверхности изменяется (см. рис. 39). Направление наклона косого слойка отражает направление наклона поверхности в момент отложения материала. Оно может совпадать с ориентировкой течения, но может располагаться по отношению к течению под разными углами — вплоть до 180° .

Пространственная ориентировка косослоистой серии и форма ее слойков характеризуются розами-диаграммами направлений наклона косых слойков. Прямолинейный луч указывает на прямую поверхность осаднения, веерный или двулучевой рисунок свидетельствуют о вогнутом или выпуклом профиле поверхности. Помимо

* 30° — максимальный угол откоса сыпучих тел [Маслов, 1949].

** Угол может превышать 30° благодаря подпору осадка крутящимся валом, возникающим с крутой стороны гряды [Одесский, 1964].

того что вид диаграммы характеризует форму косых слойков, ориентировка ее лучей помогает устанавливать направление течений или направление вытянутости аккумулятивных форм. О значении роз-диаграмм будет сказано особо.

ТИПЫ КОСОЙ СЛОИСТОСТИ

Сопоставление различных наблюдавшихся нами или другими геологами характеристик косо́й слоистости, а также исследование их постоянства или случайности позволяют выделить девять ее основных морфологических типов, составляющих три группы. Описание этих типов с объяснением генетической значимости различных признаков и характеристик, а также некоторые вопросы методики их исследования рассматриваются ниже, в порядке распространенности выделенных типов косо́й слоистости.

Первая группа включает два типа косо́й слоистости.

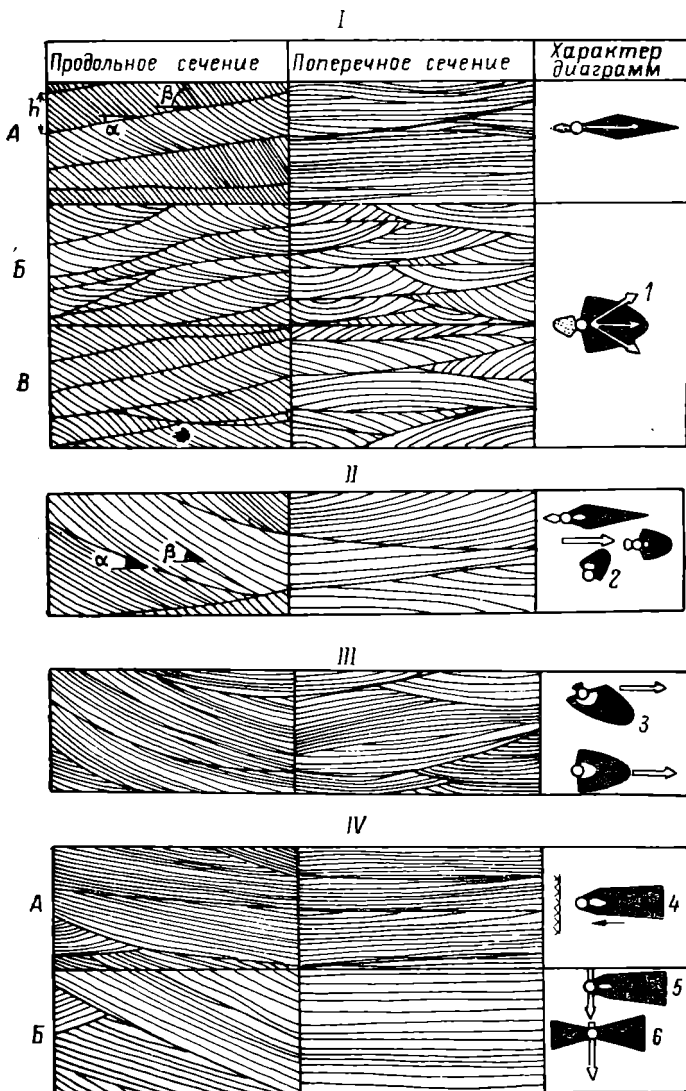
Первый тип косо́й слоистости (рис. 72) формируется только при грядном режиме, если высота аккумулятивных форм соизмерима с размерами структурных образований потока (вихревыми зонами), моделирующими эти формы. В зависимости от конфигурации гряд в плане, отраженной в форме слойков в поперечном сечении, рассматриваемый тип можно разделить на три вида.

А. Аппаратом формирования первого вида являются гряды прямолинейной или слабо изогнутой формы. Слой может представлять группу кулисообразно прислоненных друг к другу серий большой длины, но может состоять и из группы субпараллельных серий. Такая группа свидетельствует об одновременности их образования, и, следовательно, замер направления наклона косого слойка из любой серии будет характеризовать направление потока, сформировавшего всю группу. Серийные швы прямые или слабо изогнутые как в продольном (по направлению наклона слойков), так и в поперечном сечениях, горизонтальные, параллельные или слабо сходящиеся, если наклонные, то в сторону, противоположную направлению наклона косых слойков, под углом (α) не более 15° . Максимальные углы наблюдаются у серий, образующих группы.

Поперечный размер серий может служить характеристикой длины гряд. Продольный размер, измеренный по подошве одиночных серий, примерно равен ширине гряд. Высота гряд в этом случае определяется по формуле $h = L/10$, где L — размер серии в направлении наклона слойков, h — высота гряды. Продольный размер серии, входящей в группу, не является характеристикой косо́й слоистости. В общем случае он прямо пропорционален времени неравновесного перемещения гряд в условиях подачи в группу дополнительного количества материала, но не связан с шириной гряд постоянством соотношения. Если угол наклона серийных швов в группе серий достигает $10-15^\circ$, высота гряд может быть определена по формуле: $h = S \sin \beta$, где S — максимальная длина слойков в продольном сечении; β — угол наклона слойка.

Слойки в косоствончатых сериях чаще всего прямолinéйные, реже слабо вогнутые или слабо выпуклые, или извилистые, редко S-образные, углы их наклона составляют 20—45°.

Мощность серий зависит от высоты гряд, обычно связь эта лишь качественная и односторонняя: большая мощность серий свидетельствует о большой высоте гряд, но малая мощность еще не указывает на малую высоту гряд, ибо, как было показано выше, серия чаще всего представляет собой шлейф гряды, а не самую гряду. Мощность



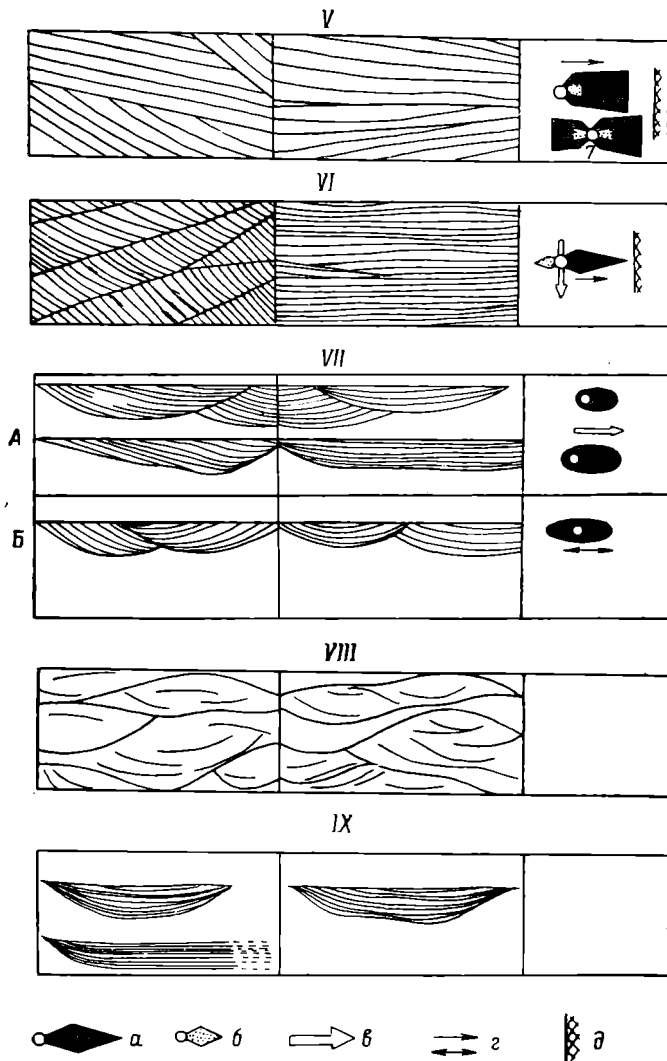


Рис. 72. Морфологические типы косої слоистости.

а, б — розы-диаграммы, построенные по замерам ориентировки: а — направлений наклона косых слоев, б — серийных швов; в — направление течений; г — направление результирующей волнения; д — положение береговой линии относительно лучей роз-диаграмм; h — мощность косослойных серий; α — угол наклона ложа или кровли косослойной серии; β — угол наклона слоев. 1 — лучи диаграмм отклоняются от направлений течения, если гряды образованы винтовыми потоками; 2 — биссектриса верной диаграммы отклоняется от направления течения, если гряды образованы винтовым потоком или если азимут падения субстрата составляет $\pm 20-90^\circ$ с направлением течения; 3 — биссектриса вера отклоняется от направления потока у несимметричных форм; 4 — луч диаграммы перпендикулярен к вытянутости формы и направлен в сторону моря или русла; 5 — луч перпендикулярен к направлению потока и вытянутости формы и указывает на то, что замеры производились в одном ее краю; 6 — замеры производились во всем поперечном сечении формы; 7 — диаграмма указывает на попеременное перемещение формы в противоположные стороны или на наличие пляжей на баре.

серий колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. В единичных случаях она может достигать нескольких десятков метров (в эоловых отложениях). По этому признаку в рассматриваемом виде косой слоистости выделяется несколько разновидностей: очень мелкая косая слоистость — первые сантиметры, до 3—5 см, средняя — 5—20 см, крупная — 20—100 см, очень крупная — 100—300 см, гигантская — более 300 см. Очень мелкую косую слоистость трудно отличить от слоистости, образующейся при смещении асимметричных валиков волнения.

Весьма важной характеристикой первого вида косой слоистости следует считать индекс косослоистых серий — отношение их ширины к высоте. Поскольку мощность серий в общем случае меньше высоты гряд, продольный размер равен или больше ширины гряд, то индекс серий больше или равен индексу гряд, величина которого, как правило, не опускается ниже 10. Таким образом, индекс серий первого вида косой слоистости равен или больше 10.

Диаграммы направлений наклона косых слоев состоят из одного луча, точно указывающего на направление потока, если серийный шов в поперечном сечении серии горизонтален, т. е. гряда перемещалась по горизонтальному субстрату. Если же субстрат был наклонным, луч отклоняется от направления падения ската этой поверхности и тем больше, чем угол наклона слоя меньше и чем больше угол наклона субстрата.

Следует иметь в виду, что в группах косослоистых серий, таких как на рис. 34, для определения направления течения можно использовать замеры ориентировки серийных швов: луч диаграммы направлений наклона серийных швов направлен в противоположную сторону по отношению к течению. Такие замеры особенно важны, если слоистость видна плохо (в рассматриваемом типе слоистости это бывает часто), в то время как серийные швы подчеркиваются галькой, «катышами» глины и т. д., благодаря чему швы отчетливо видны или вдоль них развиваются трещины отдельности.

Б, В. Аппаратом формирования второго вида косослоистых серий являются серповидные гряды, а третьего — чешуевидные и параболические гряды. Серии имеют форму линз, вытянутых в направлении падения косых слоев. Серийные швы, как правило, изогнутые в обоих сечениях (рис. 72). В продольном сечении слои вогнутые, реже выпуклые или прямолинейные. Точной зависимости формы слоев в этом сечении от формы гряд не установлено. В поперечном сечении слои вогнутые (вид Б) или выпуклые (вид В). Углы наклона слоев пологие и крутые — от 10 до 45°. Слои часто выполаживаются к нижнему серийному шву и встречаются с ним по касательной. Иногда у подошвы серий отмечается обратное направление наклона слоев.

Особое внимание при изучении косослоистых серий такого вида следует обращать на масштаб явления. Серии небольших поперечных размеров, которые можно легко охватить взглядом в одном обнажении, поддаются объективному описанию всегда, в то время

как серии длинные, хотя и имеют очень эффектный рисунок слоистости в поперечном сечении, требуют более внимательного изучения. В частности, для правильного суждения о направлении потока, в котором сформированы крупные гряды серповидной, чешуевидной или параболической формы, совершенно недостаточно нескольких близко расположенных замеров направлений наклона слойков. На рис. 24 показано, что если обследованию, даже очень тщательно, будет подвержен только один край такой серии или две серии в месте их сочленения, то получится неправильное представление о конфигурации слойков (в данном сечении они кажутся прямолинейными), а диаграммы обладают одним четким лучом, ориентированным под углом $60-90^\circ$ к направлению течения, или двумя лучами, ориентированными в почти противоположные стороны. Даже только два замера, взятые в разных краях серии, обнаженной в поперечном сечении, дают лучшее представление о направлении течения, чем множество замеров в одном ее краю. На истинную ориентировку течения по двум замерам укажет биссектриса угла, образованного этими лучами. Чем гуще и равномернее расположены точки замеров в косослойстой серии, тем точнее ось веера диаграммы указывает на направление потока. Однако, не следует брать и слишком много замеров: это отнимает много времени. Практикой доказано, что в одной серии достаточно 2—3 замеров, а в мощных монотонных толщах, в которых уже на глаз можно определить, является ли сечение серий продольным или поперечным, достаточно брать замеры по профилям, не обращая внимания на то, попадает ли замер в край серии или приходится на ее середину. В крупных одиноких сериях можно ограничиться 5—6 замерами. Наиболее ценными являются замеры, равномерно распространенные по поперечному сечению серии. Наименее ценны замеры в продольных сечениях: хотя слоистость в них очень наглядна, однако здесь направление наклона слойков чаще всего не совпадает с направлением течения, ибо вероятность того, что сечение проходит вдоль плоскости симметрии изогнутых в плане слойков (где направление течения и направление наклона слойков совпадают), мала, и такие сечения невозможно отличить от косого, проходящего через один край серии, в котором слойки ориентированы под углом к течению.

Второй тип косой слоистости (рис. 72) формируется при грядном или симметрично- и асимметрично-грядном режимах, если размер аккумулятивных форм исключает одновременное отложение осадка на всей поверхности склона. Эта же слоистость образуется, если крутой склон гряд выполаживается в период противоречий. Форма косослойстых серий — линзовидная, чешуевидная и клиновидная, серии наклонены к горизонту часто под значительным углом. Серийные поверхности редко бывают границами слоев. Выделяются серийные швы двух порядков: швы, которые одновременно являются частями границ слоя, и внутренние швы, расположенные к границе слоя под некоторым углом. Внутренние швы являются боковыми ограничительными поверхностями серий, а слое-

вые швы — донными и кровельными. Если мощность слоя соизмерима с мощностью серий, то видны обе генерации швов, если же мощность слоя намного превосходит мощность косослоистых серий, то донные и кровельные швы заметны только у тех серий, которые примыкают к слоевым швам. Чаще всего этот тип косой слоистости встречается в крупных морских, речных и дельтовых грядах, но развивается также в поперечных и параболических дюнах, поэтому его можно было бы рассматривать как разновидность грядной косой слоистости первого типа. Однако он формируется и при других режимах, в частности, характерен для гребневых частей продольных форм и, следовательно, значение его для определения генезиса осадков иное, чем слоистости первого типа.

В продольном и поперечном сечениях серийные швы, как пологие, так и крутые ($\alpha = 0-35^\circ$), прямолинейные или слабо извилистые. Чем больше длина и ширина косослоистых серий, тем больше размер аккумулятивной формы, в теле которой данная косая слоистость развивается. Поскольку серийные швы наклонные и угол наклона зависит от степени выположенности крутого склона первичной аккумулятивной формы, то мощность серий, измеренная по нормали между серийными поверхностями, не является характеристикой генетического порядка. В общем случае она указывает лишь на продолжительность периода непрерывной аккумуляции. В целом отмеченные размеры колеблются в широких пределах: поперечный и продольный размер составляет десятки сантиметров, метры, мощность — десятки сантиметров и первые метры. Существуют постепенные переходы между слоистостью первого и второго типа. Если слоистость сформирована при грядном режиме, разделение на типы относительно. Условной границей между этими типами можно принять угол наклона серийных швов в 15° — это максимальный угол пологого склона гряд.

Слойки в продольном сечении прямолинейные или полого-вогнутые, реже выпуклые, угол их наклона — пологий и крутой ($20-45^\circ$). Угол встречи слойков с серийными швами: с донным — до 45° , с боковыми — $0-30^\circ$, и зависит от того, насколько интенсивно был выположен крутой склон аккумулятивной формы.

В поперечном сечении слойки прямолинейные, слабо выпуклые или слабо вогнутые. Чем больше их размер в этом направлении, тем больше разница в направлениях наклона слойков противоположных краев серий. В зависимости от формы слойков и серий в поперечном сечении в рассматриваемом типе выделяются два вида косой слоистости: а) прямая (по форме серий) прямолинейная (по форме слойков); б) изогнутая (по форме серий) концентрическая (вогнутая или выпуклая — по форме слойков).

Розы-диаграммы ориентировки каждой косослоистой серии характеризуют направление наклона той части крутого склона формы, на которой эта серия отложена. Каждая диаграмма в отдельности не дает четкого представления о направлении течения. Если указанный тип косой слоистости развит в мощном слое, для определения

генезиса аккумулятивной формы вполне достаточно одной общей диаграммы. И в этом случае надо брать не множество замеров в одной серии или в одном обнажении, а пусть даже по редкой сети, но охватить ими все обнажение, в котором данный тип слоистости встречается.

Мощный слой с однотипной косой слоистостью следует характеризовать замерами в поперечном сечении (относительно падения слойков) и распространять точки замеров как можно шире по простиранию слоя. Конечно, это пожелание выполнимо не во всех случаях. Но если замеры взяты именно из такого сечения, по ним можно получить наиболее точное представление о типе аккумулятивной формы. По замерам только из части поперечного сечения или только из ее продольного сечения представление о типе формы и направлении течений искажается. Чем больше размеры серий приближаются к размерам слоев, тем больше вероятность, что замеры из одной серии характеризуют форму и тип всей аккумулятивной единицы и направление течения.

В случае чередования второго типа косой слоистости в одном слое с другими типами (четвертым и пятым) наиболее ценной следует считать серию замеров, взятую в продольном сечении (по отношению к направлению наклона слойков).

Вторая группа включает четыре типа косой слоистости.

Третий тип косой слоистости (рис. 72) формируется при асимметрично- и симметрично-косовых режимах, а также является результатом побочной ветви процессов при гривных режимах. Этот тип слоистости образуется при наращивании одного конца удлиненной аккумулятивной формы — морской, речной или дельтовой косы, стрелки, перемещающегося осередка, острова или морской гривы; вероятно, его же можно встретить в ядре продольной дюны. Таким образом, данный тип формируется, когда аккумулятивная форма растет за счет прислонения новых слойков и их серий к наклонной, в плане выпуклой поверхности ее дистального конца. Форма косослоистых серий и слойков определяется формой этого конца, однако и здесь следует учитывать масштаб явления. Чем крупнее аккумулятивная единица, тем меньше вероятность, что осадконакопление происходит непрерывно на всей поверхности растущего края. Часть слойков и серий уничтожается волнением, а также при изменении транспортирующей способности потока. Мелкие формы состоят из ряда серий, кулисообразно следующих друг за другом, причем размеры серий соизмеримы с поперечным размером формы и с длиной наклонной поверхности осаднения. Сложность режима и непостоянство его характеристик определяют большое разнообразие параметров косослоистых серий и их формы. В пространстве серии имеют вид вогнутых, реже выпуклых наклонных скорлуп с большим или меньшим радиусом кривизны; иногда довольно прямые и ровные наклонные серии чередуются со скорлуповатыми. В продольном и поперечном сечениях серийные швы вогнутые, реже выпуклые, часто довольно прямолинейные,

лишь слабо изогнутые. Наиболее характерным признаком слоистости третьего типа является согласность слоев с нижним серийным швом как в продольном, так и в поперечном сечении. Согласие отчетливо там, где серийный шов наклонный. Если же в продольном разрезе он постепенно выполаживается и даже принимает другое направление наклона, слои начинают упираться в него с того места, где он становится горизонтальным, и дальше.

В одном сечении третий тип слоистости может и не отличаться от слоистости четвертого типа, а зачастую и чередуется с ним. Однако смещение их не является грубой ошибкой. Здесь важно то, что если в осадках широко развит третий тип косой слоистости, то он уже достаточно определенно указывает на принадлежность отложений какой-то из продольных, а не поперечных форм, а это-то как раз и важно для понимания динамики древних бассейнов.

Углы наклона слоев и швов серий небольшие — редко достигают $20-25^\circ$, обычно же составляют $5-15^\circ$, в связи с чем слоистость легко можно спутать с горизонтальной, особенно в некоторых прямолинейных сериях. Поскольку углы наклона косых слоев малы, розы-диаграммы, характеризующие этот тип косой слоистости, являются не очень надежной характеристикой типа слоистости. Однако здесь следует учитывать, что осадки форм, в которых развит третий тип косой слоистости, обычно хорошо отсортированы по гидравлической крупности и вещественному составу. Поэтому слойчатость в них, как правило, видна отчетливо, а наличие слоев тяжелой фракции сразу же упраздняет версию о горизонтальной слоистости. К таким слоям с неясно выраженной косой слоистостью следует относиться с большим вниманием, а замеры ориентировки слоев производить с максимальной тщательностью.

При исследовании геологических тел со слоистостью третьего типа большое внимание необходимо уделять суммарным диаграммам, построенным по множеству замеров как слоев, так и наклонных серийных поверхностей. Наилучшие представления о характере аккумулятивной формы дают замеры в сечениях, поперечных вытянутости этого тела. Если биссектриса веера диаграммы перпендикулярна к простиранию обнажения, это как раз и указывает на поперечный разрез аккумулятивной формы.

Равномерно распределенные точки замеров в поперечном сечении тела наносов с третьим типом косой слоистости дают определенный ответ на вопрос о принадлежности осадков к той или иной аккумулятивной форме рельефа и о направлении течений.

Четвертый тип косой слоистости формируется при шестом и седьмом (гравных), а также восьмом (пляжном) режимах. Косослоистые серии в пространстве имеют форму клиньев или наклонных короткобоких трапеций с длинным основанием (рис. 72). Серийные швы как в продольном, так и в поперечном сечении прямые. В продольном сечении серии иногда вогнутые, очень редко выпукло-вогнутые. Швы наклонены в том же направлении, что и слои (исключения очень редки). Длина серий составляет первые

метры, до десяти метров, реже больше. В поперечном сечении верхняя и нижняя серийные поверхности субпараллельные, прослеживаются на десятки метров, однако и эта дистанция — не предел. Вероятно, действительная протяженность серий в этом направлении может измеряться сотней метров — все зависит от соотношения протяженности прямолинейных участков побережий или продольных аккумулятивных форм, размеров структурных образований, формирующих этот тип косой слоистости. В поперечном направлении слоистость очень легко спутать с горизонтальной, даже в крупных обнажениях. Прежде чем принимать окончательное решение о типе слоистости, следует убедиться, что в толще действительно нет признаков высокой подвижности потоков, транспортировавших наносы. Одним из этих признаков, как и в предыдущем типе косой слоистости, может быть совершенная сортировка материала по гидравлической крупности и вещественному составу (по удельному весу), наличие крупнообломочного материала, гальки, детритуса или тяжелых раковин. Слойки часто согласные с наклонными серийными швами.

Таким образом, наиболее характерными признаками, отличающими четвертый тип косой слоистости от третьего, являются прямая форма серий и прямолинейность слоев. Если же слои вогнутые, то только в продольном сечении. Изредка встречаются слои слабо выпуклые, но опять же, они выпуклы только в продольном сечении. Отдельные небольшие косослойные серии могут состоять из слоев, резко упирающихся в подошву серии, что характерно для первого и второго типов косой слоистости. Но эти серии встречаются довольно редко и, кроме того, отличаются от второго типа совершенной сортировкой материала по гидравлической крупности.

В рассматриваемом типе косой слоистости выделяются два вида, различающиеся главным образом углами наклона косых слоев. Первый вид (А) характеризуется углами наклона от первых градусов до 15° , второй вид — от 10 до 30° . Это деление исходит из того, что слоистость четвертого типа встречается в осадках двух генетических групп: пляжей и грав.

Угол от первых градусов до 15° характерен для пляжей. По данным Томпсона [Thompson, 1937], 1200 измерений углов наклона слоев отложений верхней части пляжа распадаются на три группы: 82% — от 0 до 7° , 15% — от 8 до 15° и лишь 3% — более 15° . По данным Макки [McKee, 1953], наиболее характерными для верхней части пляжа являются углы наклона слоев 5° и меньше, а на заднем пляже слои падают под углами от 6 до 12° . Правда, в некоторых случаях углы падения слоев стабильно поднимались до $16-23^\circ$ [McKee, 1953], но указанные замеры взяты в канаве у гребня формы, отделяющей лагуну от моря. Следовательно, они могут относиться не к собственно пляжным наносам, а к баровым отложениям или образованиям подводного вала, на котором развились пляжи.

По данным Ф. Шшгарда [Зенкович, 1962], средние уклоны подводной части пляжа при песчаных наносах не превышают 0,05, а колебания составляют от 0,035 до 0,14 и лишь для галечных пляжей поднимаются до 0,36. Таким образом, ограничение углов наклона слоев пляжных наносов величиной в 15° является вполне обоснованным. Ее даже можно несколько снизить и за максимальную величину взять $10-12^\circ$.

Обоснованием второго вида косой слоистости четвертого типа являются весьма неполные и разрозненные данные по слоистости в эоловых и морских продольных формах. В частности, на зарисовке Бэгнольда [Bagnold, 1953] поперечного сечения продольных дюн углы наклона уплотненных слоев с прямолинейной согласной косой слоистостью достигают и превышают 15° (см. рис. 65). С. Н. Колов [1952] наблюдал косую слоистость эоловых песков в Кызылкумах. На его зарисовках, одна из которых помещена в настоящей работе (рис. 71), отчетливо видны прямые косослоистые серии с прямолинейными слоями, наклоненными к горизонту под углом от 10 до 20° . С. Н. Колов отмечает, что современные отложения песка имеют вид гряд и барханов, причем углы обоих склонов составляют около 33° . Это позволяет считать, что одной из разновидностей эоловых форм здесь являются продольные дюны.

Как отмечалось выше, углы наклона слоев в продольной дюне в Ливийской пустыне составляют $20-33^\circ$, а в продольной дюне, полученной лабораторным путем, — $20-25^\circ$ [McKee, Tibbitts, 1964].

Наконец, в сакуканской свите нижнего протерозоя в районе Удоканского месторождения широко развиты песчаники с четвертым типом косой слоистости (рис. 51, 53); они отнесены нами к образованиям продольных морских форм (грив). Углы наклона слоев колеблются в этих песчаниках от 10 до 30° (средний угол — $15-20^\circ$).

Приведенные неполные данные позволяют остановиться на углах от 15 до 30° , как наиболее характерных для косой слоистости четвертого типа второго вида, свойственной осадкам продольных морских, эоловых дельтово-речных форм.

Роза-диаграмма одной косослоистой серии четвертого типа состоит из одного резкого луча, что определяется прямолинейностью серий и слоев в поперечном сечении. Группа косослоистых серий также характеризуется однолучевой диаграммой, но луч несколько шире, вследствие небольших колебаний в направлениях наклона слоев в соседних сериях.

Наиболее представительными диаграммами, по которым можно определять принадлежность осадков к тому или иному генетическому типу, являются такие, которые строятся по замерам в продольных или близких к ним сечениях. Так как направление наклона серийных поверхностей и слоев в большинстве случаев совпадает, можно одновременно замерять как те, так и другие и строить единую диаграмму.

Пятый тип косой слоистости (рис. 72) характерен для форм, возникающих при возвратно-поступательном движении наносов

в условиях выработки профиля равновесия подводного склона морского дна. К этому типу относится слоистость подводных валов и ядерных частей баров. Поскольку сами эти формы обычно крупные, и косослоистые серии характеризуются также большими размерами. Форма серий клиновидная, мощность колеблется от десятков сантиметров до нескольких метров. Серийные поверхности прямые, всегда наклонные. Углы их наклона колеблются от нескольких градусов до 35° . Серийные швы обычно наклонены в одну сторону, но все же направления наклона варьируют в секторе до 50° , чем эта слоистость резко отличается от слоистости четвертого типа, особенно от крутого ее вида. Слойки прямолинейные, отчетливо согласные с нижним серийным швом и резко несогласные с верхним швом. Весьма характерно, что слоистость в общем заметна довольно неотчетливо. От второго типа данный тип косой слоистости отличается согласием слоев с нижним серийным швом при любых углах наклона (если серийный шов не совпадает с нижней границей слоя), а швы и слойки всегда прямолинейные или очень слабо вогнутые. Различия эти обусловлены тем, что во втором типе косые слойки при образовании приспособляются к кинематической структуре потока, в то время как в косослоистых сериях пятого типа слойки приравниваются к форме своего ложа.

В тех случаях, когда слой сравнительно маломощный (до 2—3 м), от верха до низа в одном небольшом обнажении он может быть сложен одной косослоистой серией, весьма сходной с первым типом косой слоистости (в частности, в подводных валах). Отличить эти типы слоистости можно, лишь отыскав границы двух серий по простираанию слоя. В первом типе косой слоистости как в нижней, так и в верхней серии слойки обычно упираются в серийный шов, в пятом типе слойки верхней серии обязательно согласны с нижним серийным швом (но не с нижней границей слоя — см. рис. 60, 61). Кроме того, столь мощные косослоистые серии первого типа очень редко встречаются в одном слое в одиночку, в то время как одна-две серии пятого типа зачастую слагают единственный косослоистый слой даже в мощном разрезе.

В отложениях с пятым типом косой слоистости замеры направлений наклона косых слоев можно производить и в продольном и в поперечном сечениях. На диаграммах выделяется один тупой луч, биссектриса которого перпендикулярна к вытянутости формы.

Два луча диаграммы, направленных в противоположные стороны, указывают на попеременный рост формы то с одного бока, то с другого.

Шестой тип косой слоистости (рис. 72) образуется в осадках на границе бассейнов с различной гидродинамической активностью (асимметрично-гравный режим) и на берегах волнующихся акваторий (девятый режим). Косая слоистость этого типа сходна с первым типом и отличается зачастую только отношением ширины серии к высоте, колеблющимся от 1 до 10. От сходного с ним пятого типа отличается противоположным направлением наклона косых

слойков и верхнего серийного шва, угол наклона которого обычно больше 15° (у первого типа — $10-15^\circ$), от четвертого типа — упира-нием слойков в подошву серий и всегда крутыми углами наклона слойков ($30-35^\circ$). Высота (h) косослоистых серий обычно невелика — десятки сантиметров, до 1 м, ширина — меньше $10h$; в поперечном сечении серии достигают десятка метров и более. В природных формах характерно сочетание серий шестого типа с мало мощными сериями четвертого типа. Косослоистые серии очень часто осложнены слойками с внутренней мелкой косо́й слоистостью; вследствие сравнительно слабой сортировки материала слоистость обычно заметна плохо. Поэтому в полевых условиях при изучении слоистости необходимо замерять ориентировку как косых слойков, так и верхних серийных швов, которые обычно заметны отчетливее. Обе группы замеров одинаково ценны для генетических и палеогеографических целей, так как углы наклона тех и других большие, а направления наклона — противоположные. Диаграммы, построенные по замерам в близко расположенных сериях, обладают двумя лучами. Один из них указывает в сторону берега (или поймы), а другой соответственно в сторону моря или стрелы реки.

Третья группа включает три типа косослоистых текстур.

С е д ь м о й т и п к о с о й слоистости (рис. 72) формируется при первом и десятом режимах, при заполнении материалом неровностей субстрата. Форма слойков подчиняется форме ложбин и впадин, так же как и форма всей косослоистой серии. Косые слойки выполаживаются и выклиниваются к основанию серии, с нижним серийным швом встречаются под небольшим углом или по касательной. Слойки несколько перекошены в сторону течения или результирующей волнения. По направлениям наклона слойков в соседних сериях слоистость подразделяется на два вида: направленную (А) и беспорядочную (или двунаправленную — Б).

Размеры серий обычно невелики: мощность — до десятков сантиметров, ширина и длина различные и зависят от параметров ям и ложбин. Поскольку форма серий мультислойчатая, розы-диаграммы имеют вид эллипса, вытянутого в сторону преобладающего направления наклона косых слойков (если такое направление имеется), центр диаграммы смещен относительно центра эллипса против течения; если слоистость двунаправленная, центр диаграммы совпадает с центром эллипса.

Направленную слоистость можно спутать со слоистостью первого типа, образованной при движении серповидных гряд. Однако в последней заворот слойков в обратную сторону в пределах одной серии выражен не столь отчетливо, как в седьмом типе. Кроме того, эти два вида слоистости в геологических разрезах часто чередуются друг с другом, в частности в подводнодельтовых отложениях. В таких толщах следует учитывать наличие косо́й слоистости седьмого типа, ибо эти серии фиксируются на диаграммах распыляемыми лучами, направленными против течения. Эти лучи можно

ошибочно принять за свидетельство изменения направления потока на обратное.

Восьмой тип косой слоистости возникает при ударно-прибойном режиме — при сильных волнениях и в зоне разрушения волн, а также в условиях образования эмбриональных эоловых форм. Слоистость характеризуется сочетанием серий и слойков разнообразной формы (рис. 72). Обычно она извилистая, выпукло-вогнутая, неясная (вследствие незначительной сортировки материала). Размер отдельных серий очень непостоянный: высота может достигать 0,5 м, в то же время соседняя серия имеет мощность всего несколько сантиметров. Розы-диаграммы мелких серий никак не характеризуют данный тип косой слоистости, да и замеры производить в столь сложно построенных сериях почти невозможно.

Девятый тип косой слоистости — симметричная мультислойчатая косая слоистость, или наклонная косая, переходящая в горизонтальную (рис. 72), образуется при выполнении западин в субстрате в условиях спокойного осаждения материала или слабых движениях транспортирующих масс, неспособных активно воздействовать на грунт. Этот же тип слоистости образуется при облекании крупных форм рельефа в тех же гидродинамических условиях. В этом случае наклонная косая слоистость постепенно переходит в горизонтальную по простирацию слоя. Отличить его от иных типов третьей группы довольно трудно, однако, учитывая, что скорость движения транспортирующей среды весьма невысока, материал, отлагающийся на наклонных поверхностях, обычно тонкий. Отнесение данного типа слоистости к косой является в значительной мере условным, так как она создается агентом иного порядка, чем все другие типы косой слоистости, — при сравнительно спокойном оседании материала.

Изложенная морфологическая классификация иллюстрируется таблицей. Классификация включает всего лишь девять типов косой слоистости, но в ней отражены такие стороны морфологии слойков, косослойчатых серий и серийных швов и их ориентировки, которые вполне определяют динамическую обстановку осадконакопления. Некоторые типы образуются при разной динамике среды, но характерные их сочетания указывают только на один из десяти режимов движения потока наносов. Поэтому такие сочетания применимы для определения динамической структуры палеобассейнов осадконакопления, т. е. являются основой динамической и в конечном счете генетической классификации косослойчатых текстур.

ПРИЗНАКИ КОСОЙ СЛОИСТОСТИ В ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА

Проведенное исследование убеждает в том, что для большинства аккумулятивных форм факторами, определяющими тип косой слоистости, являются режимы движения потока наносов или их сочетания. Установив тип косой слоистости, можно достаточно уверенно говорить о динамике среды, о режимах движения наносов. Но выделять особые эоловые, речные, временных потоков, прибрежно-морские или морские типы косой слоистости, вообще говоря, невозможно.

Не следует думать, что косая слоистость является универсальным признаком фаций, но не нужно впадать и в другую крайность — признавая ее большое значение для динамической палеогеографии (определение элементарных режимов движения наносов или групп режимов), полностью отрицать фациальное значение.

В таблице данной работы суммированы основные признаки и характеристики косой слоистости для различных обстановок — континентальных (эоловых и речных), дельтовых, морских (прибрежно-морских и собственно морских). В ней отражены типы (и виды) косой слоистости — определяющие, характерные и сопутствующие; выделены основные группы форм с внешне сходными типами косой слоистости (их 6), указан основной состав пород, мощности косослоистых серий (характерные и пределы колебаний), идеальные, т. е. построенные по большому числу замеров, розы-диаграммы направлений наклона косых слоев по отношению к направлению течения (для форм, образуемых течениями) или к ориентировке берега (для форм, образуемых волнениями); отмечен характер слоистости (неотчетливая, отчетливая, очень отчетливая).

Необходимо подчеркнуть, что при интерпретации роз-диаграмм направлений наклона слоев следует четко разделять лучи, характеризующие определенные морфологические типы косой слоистости, т. е. строить, наряду с общей, суммарной диаграммой, и селективные по каждому морфологическому типу косой слоистости. Выделение в косослоистой толще серий, их групп и слоев с определенным морфологическим типом косой слоистости и сопоставление их с формой и размерами слоев и характеризующими их диаграммами, как правило, дает наиболее точный ответ на вопрос о динамике среды отложения или переотложения осадка и позволяет устанавливать принадлежность наносов к определенным морфологическим единицам земной поверхности прошедших эпох.

По данным таблицы эоловым грядам свойственны все три вида I типа косой слоистости, но в отличие от речных, дельтовых и мор-

ских гряд перечисленные типы часто встречаются в совокупности со II типом, а также с широким спектром второстепенных типов; довольно постоянный гранулометрический состав пород, отсутствие глинистых и алевроитовых осадков, зачастую значительная мощность косослоистых серий — вот те основные характеристики, которые являются определяющими и достаточными для золотых гряд.

Косая слоистость в речных, дельтовых и морских грядах мало отличается друг от друга, но различается парагенезами типов. Так, в разрезах речных отложений первый тип косой слоистости сочетается с IV (Б), II, III, а вверху — с IV, выше следуют хорошо изученные осадки поймы.

В дельтовых образованиях широко развит I (Б) тип и довольно широко III, а также IV.

В прибрежно-морских осадках косая слоистость I типа чередуется с III, VI, VII, VIII и IX типами.

Диаграммы, характеризующие косую слоистость, аппаратом формирования которой явились донные или наземные гряды, почти точно указывают на направление потоков. Это относится к речным и подводнодельтовым грядам, к золотым формам — поперечным и параболическим дюнам и барханам, к различным поперечным морским формам донного рельефа, образуемым течениями. Рисунок диаграммы прямолинейных гряд обладает одним лучом, точно указывающим на направление потока. Циркуляционные токи вызывают отклонение гребней гряд от нормального положения, в частности, на прирусловых отмелях и на площадях винтообразных морских течений. Поэтому лучи диаграмм, характеризующих осадки прирусловых отмелей, отклоняются в сторону отмельного берега, а в морских осадках — в направлении донной составляющей течения. Серповидным, чешуевидным и параболическим грядам свойственны диаграммы веерного рисунка. Такие диаграммы указывают не на веерообразное изменение направлений потоков, а на специфическую форму гряд в плане.

Наименее самобытны и хуже других изучены типы косой слоистости в косах и гривах, причем косовые образования с определяющим их III типом известны в дельтовых и морских образованиях, мало распространены среди речных и почти не отмечались в золотых отложениях, хотя теоретически можно представить перемещающуюся вдоль вытянутости гриву, растущую по типу косы, или сильно вытянутую параболическую дюну, у которой крылья обладают типами слоистости, свойственными косам.

Диаграммы различных кос обладают веерными лучами, указывающими на направление роста аккумулятивной формы, если она симметрична. Веер скошен в сторону моря, берега или стрежня (для речных кос), если коса асимметрична. На диаграммах сложных форм, в строении которых принимают участие подводные валы или бары, а также пляжи, появляются лучи, свойственные этим осложняющим формам: на наличие валов или баров указывают лучи, направленные по нормали к вытянутости формы — в сторону берега.

Отложения		Тип (и вид) косой слоистости			Группы форм со сходными типами косой слоистости	Основ	
		определя- ющий	характерный	сопутству- ющий		Глина	Алеврит
Континенталь							
Гряды	Эоловые						
	Поперечные дюны	I (A)	II	III, IV (Б), VIII	I		
	Барханы	I (Б)	II	III, IV (Б), VIII	I		
	Параболические дюны	I (B)	II	III, IV (Б), VIII	I		
Гривы	Продольные дюны	IV (Б)	II, III	IV (A), VII, VIII	2		
	Кучевые или неправильной конфигурации формы	VIII	I	II, VII	6		
	Речные						
Гряды:	стрекней прямые	I (A)	I (Б)	IV (A), VII	1	×	×
	серповидные	I (Б)	I (A)	IV (A), VII	1	×	×

* — неотчетливая; + слабоотчетливая; ++ отчетливая; +++ очень отчетливая; —+++

отложениях разного генезиса

ной состав пород				Мощность косослоистых серий, м		Направление наклона косых слоев по отношению		Отчетливость, слоистости *
Мелко- и средне- зернистый песок	Крупно- зернистый песок	Гравий, галлы	характерная	пределы колебаний	к направлению течения (показано стрелкой)	к ориентировке берега		

ные отложения

××	×	—	0.5—2	0.2—10 и больше			— +
××	×		1—10	0.2—20 и больше			—
××	×		1—10	0.2—10 и больше			—
××	×			0.1—1.5			+
×××				0.05—0.5			— +
××	××	××	0.2—0.5	0.02—2.0			+
××	××	××	0.1—0.5	0.02—2.0			+

от неотчетливой до очень отчетливой.

Отложения	Тип (и вид) косой слоистости			Группы форм со сходными типами косой слоистости	Основ	
	определя- ющий	характерный	сопутству- ющий		Глина	Алеврит
чешуйчатые	I (B)	I (B)	IV (A), VII	1	×	×
прирусловых отмелей	I (A), I (B)	I (B)	IV (A), VII	1	×	×
Прирусловые вали	VI	IV (B)	IV (A), VIII	3	×	×
Грувы:						
симметричные	IV (B)	II	VI	2	—	×
асимметричные	IV (B)	II	VI	2	×	×
Косы:						
симметричные	III	IV (B)	IV (A), VII	4	×	×
асимметричные	III	IV (B)	IV (A), VII	4	×	×
Острова	IV, III	I	II, VI VII, VIII, IX	4, 2, 3	×	×
Пляжи	IV (A)	—	VI	2	—	×

* — неотчетливая; + слабоотчетливая; ++ отчетливая; +++ очень отчетливая; ++++

пной состав пород				Мощность косослоистых серий, м		Направление наклона косых слоёв по отношению		Отчетливость слоистости *
Мелко- и средне- зернистый песок	Крупно- зернистый песок	Гравий, галыка	характерная	пределы колебаний	к направлению течения (показано стрелкой)	к ориентировке берега		
× ×	× ×	× ×	0.1—0.5	0.02—2.0			+	
× ×	× ×	×	—	0.02—0.5			+	
× ×	×	—	0.3—0.5	0.3—1.5			+	
× ×	× ×	×	—	0.1—0.5			+++	
× ×	× ×	×	—	0.1—0.5			+++	
× ×	× ×	×	—	0.1—0.5			++	
× ×	× ×	—	—	0.1—0.5			++	
× ×	× ×	×	—	0.1—0.5			— +++	
× ×	× ×	×	0.3	0.02—1.0			++	

от неотчетливой до очень отчетливой.

Отложения	Тип (и вид) косой слоистости			Группы форм со сходными типами косой слоистости	Основ	
	определи- ющий	характерный	сопутству- ющий		Глина	Алсирит
Дельтовые						
Гряды:						
протоков	I (A)	I (Б)	IV (A), VII	1	×	×
отмелей	I (Б)	I (A)	IV (A), VII, IX	1	×	×
Косы:						
симметричные	III	IV (Б)	IV (A), VII, IX	4	×	×
асимметричные	III	IV (Б)	IV (A), IX	4	×	×
Гривы:						
симметричные	IV (Б)	II	VI	2	—	×
асимметричные	IV (Б)	II	VI	2	×	×
Прирусловые валы	IV (A)	IV (Б)	IV (A)	3	×	×
Пляжи	IV (A)	—	—	2	×	×
Приустьевые бары	V	IV (Б)	IV (A), VII	5	×	×

* — неотчетливая; + слабоотчетливая; ++ отчетливая; +++ очень отчетливая;

Состав пород			Мощность косослоистых серий, м		Направление наклона косых слоев по отношению		Отчетливость слоистости *
Мелко- и средне- зернистый песок	Крупно- зернистый песок	Гравий, галлы	характерный	пределы колебаний	к направлению течения (показано стрелкой)	к ориентировке берега	

отложения

×	×	×	—	0,1—1,5			+
×	×	×	—	0,1—1,0			+
×	×	×	0,4	0,1—1,0			++
×	×	×	0,4	0,1—1,0			++
×	×	×	—	0,1—0,5			+++
×	×	×	—	0,1—0,5			+++
×	×	×	0,5	0,3—1,5			+
×	×	—	—	0,02—0,5			++
×	×	×	0,5—2,0	0,02—6,0			+

—+++ от неотчетливой до очень отчетливой.

Отложения	Тип (и вид) косой слоистости			Группы форм со сходными типами косой слоистости	Основ	
	определи- ющий	характерный	сопутствую- щий		Глина	Алеурит

Морские						
Прибрежно-морские						
Пляжи	IV (A)	—	—	2	—	×
Береговые валы	VI	IV (B)	IV (A)	3	×	××
Подводные валы	V, II	IV (B), VIII	VII	5	×	××
Бары	V, IV (A)	II, VIII	III, IV	5	×	×
Гряды:						
прямолинейные	I (A)	II	IV (A), VII	1	×	×
серповидные	I (B)	II	IV (A), VII	1	×	××
чешуевидные	I (B)	II	IV (A), VII	1	×	××

* — неочетливая; ÷ слабоочетливая; ++ отчетливая; +++ очень отчетливая; ---

Состав пород			Мощность косослоистых серий, м		Направление наклона косых стоек по отношению к направлению течения (показано стрелкой)		Ориентирование берега		Отчетливость слоистости *
Мелко- и средне- зернистый песок	Крупно- зернистый песок	Гравий, галька	характерная	пределы колебаний					

Отложения

× ×	× ×	× ×	0,4	0,02—0,5			++
× ×	× ×	× ×	0,5	0,3—1,5			+
× ×	× ×	×	1—2	0,2—4,0			+
× ×	× ×	×	1—2	0,2—6,0			++
× ×	× ×	×	—	0,1—3,0			+
× ×	× ×	×	—	0,1—3,0			+
× ×	× ×	×	—	0,1—3,0			+

от нечетливой до очень отчетливой.

Отложения	Тип (и вид) косой слоистости			Группы форм со сходными типами косой слоистости	Основ		
	определя- ющий	характерный	сопутствую- щий		Глина	Алеврит	
Гризы:							
симметричные	IV (Б)	II	VI	2	—	×	
асимметричные	IV (Б)	II	VI	2	—	×	
Косы:							
симметричные	III	IV (Б)	IV (A) VII	4	—	×	
асимметричные	III	IV (Б)	IV (A), VII	4	×	×	×
Аккумулятивно-деградационные формы:							
заполнения	IX	VII	—	6	×	×	×
перемещения	VII (A, Б)	—	—	6	—	×	
Донных морских течений							
Гряды:							
прямолинейные	I (A)	I (Б)	IV (A), VII	1	×	×	×
серповидные	I (Б)	I (A)	IV (A), VII	1	×	×	×

* — неотчетливая; + слабоотчетливая; ++ отчетливая; +++ очень отчетливая; -+++

ной состав пород				Мощность косослоистых серий, м		Направление наклона косых слоёв по отношению		Отчетливость * слоистости
Мелко- и средне- зернистый песок	Крупно- зернистый песок	Гравий, галыка	характерная	пределы колебаний	к направлению течения (показано стрелкой)	к ориентировке берега		
× ×	× ×	×	—	0.1—1.5			++	
× ×	× ×	×	—	0.2—1.5			++	
× ×	× ×	× ×	—	0.2—0.5			++	
× ×	× ×	× ×	—	0.2—0.5			++	
× ×	×	—	0.05	0.02—0.5			—++++	
× ×	× ×	×	0.1	0.02—1.0			+—	
× ×	× ×	×	—	0.1—3.0			+	
× ×	× ×	×	—	0.1—3.0			+	

от неотчетливой до очень отчетливой.

Отложения	Тип (и вид) косой слоистости			Группы форм со сходными типами косой слоистости	Основ	
	определ- яющий	характерный	сопутствую- щий		Глина	Алеврит
Гряды: чешуевидные	I (Б)	I (Б)	IV (А), VII	1	×	××
Гривы: симметричные	IV (Б)	II	VI	2	—	×
асимметричные	IV (Б)	II	VI	2	—	×

* — неотчетливая; ÷ слабоотчетливая; ++ отчетливая; +++ очень отчетливая; —+++

На пляжи указывают лучи, ориентированные в сторону моря или в сторону лагуны, в зависимости от того, какой из пляжей характеризует диаграмма — мористый или лагунный.

Гривы характеризуются IV (Б) типом косой слоистости, очень часто в сочетании со II типом, и отчетливой слойчатостью; из сопутствующих типов следует упомянуть III и VI. Отличать эоловые, речные, дельтовые и морские гривы можно только по парагенезам. Слон и косослоистые серии речных, дельтовых грив, кроме того, маломощны (2—3 м), в то время как морские и эоловые могут достигать десятков метров.

Лучи диаграмм продольных симметричных и асимметричных форм — продольных дюн, прирусловых валов, непеременных осередков — обладают резко выраженными лучами, направленными поперек потоков, формирующих морфологические единицы. Луч диаграммы прируслового вала, построенной по замерам крутых несогласных слойков, резок и направлен в сторону поймы, другой по замерам согласных пологих слойков) — ориентирован в сторону стрежня. Симметричные формы характеризуются симметричными

Состав пород			Мощность косослоистых серий, м		Направление наклона косых слоев по отношению		Отчетливость слоистости *
Мелко- и средне- зернистый песок	Крупно- зернистый песок	Гравий, галыка	характерная	пределы колебаний	к направлению течения (показано стрелкой)	к ориентировке берега	
××	××	×	—	0.1—3.0			+
××	××	×	—	0.1—1.5			++
××	××	×	—	0.1—1.5			++

от нечетливой до очень отчетливой.

диаграммами, если диаграмма строится по замерам косой слоистости в осадках обоих крыльев этой формы. Замеры только из одного крыла дают острый луч, направленный в сторону падения крыла.

Следует подчеркнуть специфику роз-диаграмм островных осадков. Острова характеризуются сложными диаграммами осередков (грив или кос), которые часто являются ядрами островов, а также диаграммами гряд и прирусловых валов. Характерно, что диаграммам островов, нарастающих с головной части, свойственны лучи, направленные навстречу течению.

Пляжи диагностируются легко по IV (А) типу косой слоистости и слоистости, отчетливой благодаря разнице в вещественном составе соседних слоев. Различать типы пляжей можно по парагенезам и по сопоставлению направлений лучей роз-диаграмм с ориентировкой береговой линии, но последняя должна быть определена заранее по другим признакам. Луч морского берегового пляжа ориентирован внутрь моря, перпендикулярно к линии берега, луч пляжа на берегу реки, на дельтовой косе или острове направлен к берегу проток, но субпараллелен линии морского берега.

Береговые валы определяются VI в сочетании с IV (Б) типами косой слоистости. Эти формы характеризуются острыми лучами диаграмм, указывающими в сторону берега. Второй луч, полученный по замерам пологих (пляжных) слоев, ориентирован в сторону моря.

Подводные валы и бары определяются по V типу косой слоистости, другим формам не свойственному. Однако следует иметь в виду, что в нижней части слоя развиты I и II типы косой слоистости, присущие грядам. Но для подводных валов и баров характерны VII, VIII и IX типы, вовсе не свойственные грядам. Бары от подводных валов отличаются характерным для первых сочетанием V и IV (А) типов. Обе формы достаточно уверенно диагностируются только в случае большой мощности слоев и косослоистых серий (1—2, до 6 м), что, вообще говоря, для данного типа косой слоистости довольно характерно. Диаграммы, свойственные осадкам подводных валов, обладают одним широким лучом, направленным в сторону берега, если при росте вал смещался в этом же направлении. Если вал перемещался то в море, то к берегу, на часть своей ширины, в нем сохраняются косослоистые серии с двумя направлениями падения слоев — и к берегу, и в глубь моря.

Диаграммы баров состоят из нескольких лучей. Диаграмме ядра бара, если оно представляет собой бывший подводный вал, присущи особенности, свойственные диаграммам подводных валов; диаграммы краевых частей баров (пляжей на бере) характеризуются своими, присущими диаграммам берегового пляжа: обычно широкий луч с мористой стороны бара указывает в сторону моря, а с лагунной — в сторону берега.

Проведенные исследования показывают, что существуют и существовали в прошлом морфологические единицы рельефа, в которых косые слои наклонены нормально к направлению движения потоков и под различными углами к ним. Иногда формируются слои, наклоненные против течения. Это необходимо учитывать при интерпретации роз-диаграмм направлений наклона косых слоев.

В ближайшем будущем вполне реально создание типовых роз-диаграмм для косослоистых осадков разного генезиса. Такие диаграммы должны занять достойное место в ряду генетических признаков элементарных ландшафтов.

Все вышеизложенное совершенно не умаляет значения общих, своего рода «региональных» диаграмм. На таких диаграммах несмотря на побочные лучи, все же отчетливо проступает главное направление наклона косых слоев, отвечающее направлению транспортирующих потоков. Это и понятно, поскольку донные и наземные гряды являются наиболее важным, хотя и далеко не единственным аппаратом формирования косой слоистости. Кроме того, диаграмма, построенная для одного морфологического типа косой слоистости толщи, может служить указанием на преобладающее направление речных, подводнодельтовых, морских или воздушных течений, или на преобладающую ориентировку аккумулятивных форм рельефа, строящихся по иным законам, чем гряды,

в период формирования не конкретной морфологической единицы, а всей толщи пород в целом. Такие данные необходимы при составлении палеогеографических карт мелкого масштаба. В то же время при решении задач прикладного характера — определении положения отдельных рукавов или протоков речной системы или подводной дельты, установлении ориентировки рудных полос, лент, шнурков, приуроченных к определенным генетическим типам аллювиальных, подводнодельтовых или прибрежно-морских отложений, а также при составлении крупномасштабных литолого-фациальных карт участков месторождения и фациально-палеогеографических картосхем для времени формирования рудоносных горизонтов или их частей [Богданов, Кочин, Кутырев, 1964б; Богданов, Кутырев и др., 1966] — следует обращаться к диаграммам, построенным по небольшому числу замеров. Такие диаграммы оказывают существенную помощь при определении конкретных генетических типов пород и установлении принадлежности их к определенной морфологической единице времени ее формирования [Кутырев, 1965].

Для отличия осадков, сформированных хотя и при одном типе режима, но в разной обстановке, следует использовать, кроме типа косой слоистости, сочетания, широту развития, соотношения ориентировки слоев различных ее морфологических типов, рисунки (виды) роз-диаграмм направлений наклона косых слоев, отчетливость слоистости. Менее надежным признаком является гранулометрический состав пород. В некоторых случаях на обстановку осадконакопления может указывать мощность косослоистых серий (с учетом их морфологического типа). Однако даже комплексное использование перечисленных характеристик зачастую не дает определенного ответа на вопрос об обстановке накопления наносов. Ответ на него может быть получен после изучения перечисленных выше признаков и характеристик в сочетании с анализом размеров косослоистых тел, латеральных и вертикальных рядов осадков с разными группами (горизонтальная, волнистая, косая) и типами слоистостей, характера замещений и резкости фациальных профилей, соотношения в пространстве косослоистых тел, исследования органических остатков, геохимических и минералогических признаков. Но перечисленный комплекс исследований составляет основу фациального анализа, т. е. более общего вопроса по сравнению с тем, который освещается в настоящей работе.

Правильность многих из высказанных здесь положений подтверждается при сопоставлении их с литературными и оригинальными данными по морфологии современных аккумулятивных форм рельефа и по данным о косой слоистости осадочных пород, а также при проведении фациального анализа меденосной толщи на Удоканском месторождении медистых песчаников [Богданов, Кутырев и др., 1966]. В то же время ряд положений нуждается в проверке на конкретных объектах путем постановки специальных исследований, которые, к сожалению, еще не производились.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Под ред. А. В. Хабарова. Ч. 1. Обломочные и глинистые породы. М., Гостеолтехиздат, 1962.

Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И. Геологические условия образования месторождений медистых песчаников (на примере Удоканского месторождения Восточной Сибири). В кн. Проблемы генезиса руд. М., Недра, 1964а.

Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И. Закономерности размещения медистых песчаников в Кодаро-Удоканской зоне (Северо-Восточное Забайкалье). Тезисы докл. I научн. конф. геол. секции им. В. А. Обручева. Чита, 1964б.

Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И. К вопросу о методике составления крупномасштабных литолого-фациальных карт. Там же, 1964в.

Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. и др. Геология, закономерности размещения и условия образования медистых песчаников северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Сов. геология, № 11, 1965.

Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. и др. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны (геология и закономерности размещения). Л., Недра, 1966.

Ботвинкина Л. Н. Строение и формирование древних аллювиальных отложений в свитах S_2^5 , S_2^6 и S_2^7 Главной синклинали Донбасса. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 151, угольн. сер., № 5, 1954.

Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Яблоков В. С. Изучение текстур и условий залегания новейших аллювиальных и некоторых других отложений в низовьях реки Дона и на побережье Азовского моря. Там же, 1954.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 54).

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., Наука, 1965.

Брунс Е. П. Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района. В кн. Косая слоистость и ее геол. интерпретация. Тр. ВНИИМС, вып. 163, 1940.

Буданов В. И. Динамика берегов грязевых вулканических островов. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 13, 1955.

Вассоевич Н. Б. К изучению слоистости осадочных горных пород. В кн. Литолог. сб. № 2. Л., Гостоптехиздат, 1948.

Вассоевич Н. Б. Полевые геологические наблюдения над осадочными породами. В кн. Спутник полевого геолога-нефтяника, Ч. 1. Л., Гостоптехиздат, 1954.

Вассоевич Н. Б. Текстуры осадочных горных пород. В кн. Справ. руководство по петрографии осад. пород. Т. 1. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слоев. В кн. Геол. сб. № 1 (4). Л., Гостоптехиздат, 1951.

Вейхер А. А. О результатах наблюдений осадкообразования в речном русле. В кн. Литолог., сб., № 2. Л., Гостоптехиздат, 1948.

Великанов М. А. Динамика русловых процессов. Т. 1, 2. М., Гостехтестиздат, 1954, 1955.

Великанов М. А. Русловой процесс. М., Физматгиз, 1958.

Гильшер А. Подводные аккумулятивные образования плато Монн и мелководья Сен (Финистер). В кн. Рельеф и геология дна океанов. М., Прогресс, 1964.

Гончаров В. Н. Движение наносов в равномерном потоке. М.—Л., ОНТИ, 1938.

Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеиздат, 1962.

Гроссгейм В. А. К вопросу о течениях в Майкопском бассейне Восточного Предкавказья. ДАН СССР, т. 72, № 2, 1950.

Гроссгейм В. А. К вопросу о донных течениях в Майкопском бассейне на территории Северо-Восточного Кавказа. В кн. Геол. сб. НИТО при ВНИГРИ, № 11 (V), 1953.

Гроссгейм В. А. Некоторые черты петрографии и палеогеографии осадков геосинклинальных формаций (на примере Кавказской складчатой области). Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1959.

Гроссгейм В. А. Донные течения олигоценового бассейна Восточных Карпат. ДАН СССР, т. 151, № 2, 1963.

Гроссгейм В. А. Донные течения в Чокракском бассейне Южного Старополя. ДАН СССР, т. 156, № 4, 1964.

Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Дюбар К., Роджерс Д. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962.

Дзюнс-Литовский А. И. Пересыпи и косы крымских соляных озер. ИРГО, т. 65, 1933.

Егоров Е. Н., Галанов Л. Г. О некоторых формах мезорельефа в зоне подводных валов. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 53, 1961.

Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости осадочных образований как генетический критерий и инструкция для его изучения. В кн. Первый Всерос. геол. съезд. Геол. вестник, № 4, 1923.

Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. Зап. ЛГИ, т. 7, вып. 1, 1926.

Жемчужников Ю. А. Вводная статья. В кн. Косая слоистость и ее геол. интерпретация. Тр. ВНИИМС, вып. 163, 1940.

Животовская А. И. Строение заунгузской свиты в Заунгузских Каракумах. В кн. Пробл. нефтегазоносности Ср. Азии. Тр. ВСЕГЕИ, т. 42, вып. 1, 1960.

Животовская А. И. Бары в оолитовом бассейне среднеплиоценового времени и некоторые моменты в строении их площади. Изв. АН Туркм. ССР, № 4, 1963.

Животовская А. И. Приближенный количественный анализ глубин и волнового процесса неогенового бассейна по баровым накоплениям карбонатных оолитов. В кн. Очерки по физич. седиментологии. Л., Недра, 1964.

Зенкович В. П. Явления размыва на кавказском берегу Черного моря. Вопр. геогр., сб. 4, 1947.

Зенкович В. П. Образование петлевидных баров. ДАН СССР, т. 71, № 3, 1950.

Зенкович В. П. О способе образования лагун. ДАН СССР, т. 75, № 4, 1950б.

Зенкович В. П. О происхождении береговых баров и лагунных берегов. Тр. Ин-та океанографии АН СССР, т. 21, 1957.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Знаменская П. С. Использование закономерностей грядового движения наносов при расчете русловых деформаций. Л., Гидрометеиздат, 1965. (Тр. Гос. гидрологич. ин-та, вып. 120).

Зубов П. П. Динамическая океанографии. М., Гидрометеиздат, 1947.

Иванов Г. А. Методика фашиально-геотектонического анализа угленосных отложений и применение ее в практике геологоразведочных работ. Мат.-лы II угольн. геол. совещ. Тр. Лаб. угля АН СССР, вып. 5, 1956.

К а н э к о С. (Kaneko Shiro). Некоторые наблюдения косой слоистости. Тиспцугаку дзасси, J. Geol. soc., 64, № 756, 1958.

К и н г К. А. М. Пляжи и берега. М., ИЛ, 1963.

К о б е ц Н. В. Формы аккумулятивного рельефа подводного берегового склона Каспийского моря у берегов Юго-Западной Туркмении. Тр. Лаб. аэрометодов АН СССР, т. 6, 1958.

К о л о в С. Н. Наблюдения над косой золотой слоистостью в районе трассы Главного туркменского канала. Изв. АН Узб. ССР, № 4, 1952.

К о н ю х о в И. А. Характер косой слоистости в породах продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Геол. сб. НИТО при ВНИГРИ, № 1 (IV), 1951.

К о р ж е н е в с к а я А. С., Б а х в а л о в а О. Н. Косая слоистость в мезозойских и четвертичных песках Латненского района. В сб. Косая слоистость и ее геол. интерпретация. Тр. ВНИИМС, вып. 163, 1940.

К у т ы р е в Э. И. Некоторые общие вопросы теории образования косой слоистости и ее морфологические типы. Тезисы докладов. Конф. молодых научн. сотрудников, Иркутск, 1965а.

К у т ы р е в Э. И. О фацальной значимости диаграмм-роз направлений наклона косых склывков. Там же, 1965б.

К у т ы р е в Э. И., Б о г д а н о в Ю. В. Об ископаемых песчаных барах в меденосной толще Удоканского месторождения (Северо-Восточное Забайкалье). Литология и полезные ископаемые, № 2, 1966.

Л е л ь я в с к и й Н. С. О речных течениях и формировании речного русла. Тр. II съезда инж.-гидротехн. в 1893 г. СПб, 1893.

Л е о н т ь е в О. К. Краткий курс морской геологии. Изд-во МГУ, 1963.

Л о б а н о в И. Н. Слоистые текстуры в янгунлийских кварцитах Карелии. Изв. вузов. Геология и разведка, № 2, 1962.

Л о г в и н е н к о Н. В., Р е м и з о в И. Н. Современное осадконакопление (осадки пляжа) на северном берегу Черного моря. В кн. Дельт. и мелков.-морск. отлож. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Л о н г и н о в В. В. О динамике прибойной зоны и береговой зоны в целом. Mokslinal pranesimai, Geologia, 7, 1958.

Л о н г и н о в В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Л о н г и н о в В. В., Л е о н т ь е в О. К. К вопросу о динамике профиля песчаного пляжа. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1951.

Л о с н е в с к и й А. И. Лабораторные исследования образования перекатов. Тр. ЦНИИВТ, вып. 86, 1934.

Л о с и е в с к и й А. И. Борьба с перекатами путем применения «наносоуправляющих» сооружений. М., 1940.

Л ь я н и н А. Н. Теория движения наносов. В кн. Русловый процесс. Л., Гидрометеиздат, 1959.

М а к е д о н о в А. В. Литология и генезис продуктивной толщи Печорского угольного бассейна. В кн. 25 лет геол. изучения Печорск. угольн. бассейна. Сыктывкар, 1958.

М а с л о в Н. Н. Прикладная механика грунтов. Машстройиздат, 1949.

М и х а й л о в а Н. А. Исследование механизма движения наносов. В кн. Проблемы русловых процессов. Л., Гидрометеиздат, 1953.

Н а л и в к и н Д. В. Учение о фациях. Т. 1, 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955, 1956.

Н е в е с с к и й Е. Н. Изменение минералогического состава прибрежных морских наносов в зависимости от глубин и рельефа дна. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 6, 1951.

Н е в е с с к и й Е. Н. Некоторые результаты изучения толщ прибрежных наносов с помощью вибро-поршневой трубки. Бюлл. Океаногр. комис. АН СССР, т. 28, 1958а.

Н е в е с с к и й Е. Н. Изучение истории развития Анапской пересыпи на основе анализа толщ прибрежных и береговых осадков. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 28, 1958б.

Н е в е с с к и й Е. Н., Н е в е с с к а я А. А. К вопросу о строении

и истории формирования толщ прибрежных морских отложений в голоцене. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, вып. 8, 1961.

Невесский Е. Н. О прибрежном осадкообразовании в Черном море. Океанология, т. 4, вып. 3, 1964.

Неручев С. Г. Опыт изучения гидродинамических условий осадконакопления в ачкагыльском бассейне Северо-Восточного Кавказа. Геол. сб. НИТО при ВНИГРИ, № 11 (V), 1953.

Одесский И. А. Типы косой слоистости в отложениях заунгузской свиты. М., Гостеолтехиздат, 1960. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 42, вып. 1).

Одесский И. А. Формирование потоковой ряби и потоковой косой слоистости. В кн. Очерки по физич. седиментологии. Л., Недра, 1964.

Орешникова Е. М. Текстуры, связанные со слоистостью. В кн. Атлас структур и текстур осадочных горных пород. М., Гостеолтехиздат, 1962.

Попов В. И., Гриднев Н. И., Наблев К. А. Литология кайпозойских моласс Средней Азии. Ч. 3. Фации равниннодолиновых формаций (на примере современных надводнодельтовых отложений Аму-Дарьи). Ташкент, Изд-во АН Уз. ССР, 1956.

Попов В. И., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фацциальных комплексов и методика фацциально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.

Самойлов И. В. Устья рек. Географгиз, 1952.

Смирнов Л. С. Новые данные изучения косослойчатых текстур. Сов. геология, № 6, 1966.

Соколов Н. А. Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение. СПб., 1884.

Твенхофел У. Х. и др. Учение об образовании осадков. Пер. 2-го англ. изд. Под ред. И. А. Преображенского. М., ОНТИ, 1936.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1948.

Ульст В. Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1957 а.

Ульст В. Г. О признаках эоловой слоистости. Изв. АН Латв. ССР, № 2 (115), 1957б.

Ульст В. Г. К вопросу о закономерностях развития эоловой аккумуляции на морском берегу. В сб. Вопр. изуч. морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Федорович Б. А. Происхождение рельефа современных песчаных пустынь. Сб. статей для XVIII МГК. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Феофилова А. П. Современные аллювиальные отложения. В кн. Методы изуч. осадочных пород. Т. 2. М., Гостеолтехиздат, 1957а.

Феофилова А. П. Дельтовые отложения. В кн. Методы изуч. осадочных пород. Т. 2. М., Гостеолтехиздат, 1957б.

Феофилова А. П., Яблоков В. С. Особенности строения песчаных толщ аллювиального генезиса в свитах S_5^1 , S_6^1 и S_7^1 Центрального района Донбасса. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 151, угольн. сер., № 5, 1954.

Форш Н. Н. Палеоэкологические закономерности распределения фауны казанского времени в Среднем Поволжье. Геол. сб. 1 (IV), 1951.

Фидман Б. А. Основные результаты экспериментального изучения структуры турбулентных потоков. В кн. Пробл. русл. процессов. Л., Гидрометеиздат, 1953.

Хабаров А. В. Косая слоистость в каменноугольных и нижнепермских песчаниках Южного Урала. Тр. ВНИИМС, вып. 163, 1940.

Хабаров А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. В кн. Литолог. сб., т. 1. М., Гостоптехиздат, 1948.

Хабаров А. В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования. Природа, № 4, 1951.

Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. 43, 1958.

- Холмс А. Основы физической геологии. М., ЦЛ, 1949.
- Цикунов Б. А., Ржеплинский Г. В., Бровиков И. С. Опыт изучения поперечных циркуляций в ветровом течении. Тр. ГОИН, вып. 16 (28), 1950.
- Шапцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135, геол. сер., № 55, 1951.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Шуляк Б. А. К вопросу о динамике песчаных микроформ в береговой зоне моря. Тр. ИО АН СССР, т. 28, 1958.
- Щербakov Ф. А. Некоторые условия концентрации тяжелых минералов в прибрежных морских наносах. ДАН СССР, т. 118, № 2, 1958.
- Щербakov Ф. А., Павлидис Ю. А. Характер слоистости пляжевых отложений. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1964.
- Allen J. Asymmetrical ripple marks and the origin of cross-stratification. Nature, vol. 194, № 4824, 1962.
- Allen J. The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. Sedimentology, № 2, 1963.
- Allen J. On bed forms and paleocurrents. Sedimentology, vol. 6, № 3, 1966.
- Allen J., Narayan J. Cross-stratified units, some with silt bands in the Folkestone beds (lower greensand) of Southeast England. Geol. en Mijnbouw, № 10, 1964.
- Allen J. и др. Structure of ripple marks. Nature, vol. 198, № 4883, 1963.
- Andersen S. A. Om Asse og Terrasser inden for Sussa's Vandomraade og deres Vidnesbyrd on Isafsmeltningens Forlob. Danmarks Geol. Undersogelse, 11, Reihe, № 54, 1931.
- Andrée K. Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geol. Rund. 6, 1915.
- Bagnold R. A. Physics of blown sand and desert dunes. Ld., 1941.
- Bagnold R. A. Physics of blown sand and desert dunes. Ld., 1953.
- Barrell J. Relative geological importance of continental, littoral and marine sedimentation. J. geol., 14, 1906.
- Bascom W. N. Characteristics of natural beaches. Coast. engng. 6-th conf. proc., 53, 1954a.
- Bascom W. N. The control of stream outlets by wave refraction. J. geol., vol. 62, № 6, 1954b.
- Beaumont E., de. Leçons de géologie pratique. Paris, 1845.
- Bigarella J. J. Consideracoes sobre estratificacao cruzada. Bol. paran. geogr., № 4—5, 1961.
- Boyer F., Routhier P. Observations sur deux niveaux minéralisés dans le Paléozoïque inférieur des monts du Minervois. (Montagne Noire, Ande). Bull. Soc. géol. Fr., Gême sér., t. 8, № 3, Paris, 1958.
- Boswell P. On the mineralogy of sedimentary rocks. J. Geol. soc. Tokyo, vol. 41, № 494, 1934.
- Brinkmann R. Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsan — Steinbecken. Nachr., Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys., Ser. 4, 32, 1933.
- Bülow K. Allgemeine Küstendynamik und Küstenschutz an der südlichen Ostsee. Berlin, 1954.
- Careou Ch. J. Cross-bedding direction in Upper triassic sandstones of West. Texas. J. sed. petrol., vol. 30, № 3, 1960.
- Cloos H. Kreuzschichtung als Leitmitteln in überfaleten Gebirgen. Zs. prakt. Geol., 22, 1914.
- Einsele G. Schrägschichtung im Raumbild und einfache Bestimmung der Schüttungsrichtung. Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., № 12, 1960.
- Elliston J. Ore localization by preconsolidation structures. Proc. Austr. inst. min. and met., № 196, 1960.
- Evans O. F. The classification and origin of beach cusps. J. geol., vol. 44, № 4, 1938.

- Farkas S. E. Cross lamination analysis in the Upper Cambrian Franconia formation of Wisconsin. *J. sedim. petrol.* vol. 30, № 3, 1960.
- Fisk H. N. Padre island and the laguna Madre flats, coastal South Texas. 2-d Coast. geogr. conf. Louisiana univ., 1959.
- Fisk H. N., McFarlan E. Jr. Sedimentary framework of the modern Mississippi delta. *J. sedim. petrol.*, vol. 24, № 2, 1954.
- Grabau A. W. Types of cross bedding and their stratigraphic significance. *Sci., n. s.*, 25, 1907.
- Grabau A. W. Early paleozoic delta deposits of North America. *Bull. Geol. soc. Amer.*, vol. 24, № 3, 1913.
- Hamblin W. K. Micro-cross lamination in Upper Keweenaw sediments of Northern Michigan. *J. sedim. petrol.*, vol. 31, № 3, 1961.
- Hamblin W. K. Paleogeographic evolution of the lake superior region from Late Keweenaw to Late Cambrian time. *Geol. soc. Amer. bull.*, vol. 72, № 1, 1961.
- Hamblin W. K., Horner W. J. Sources of the Keweenaw conglomerates of Northern Michigan. *J. geol.*, vol. 69, № 2, 1961.
- Harms J. C., McKenzie D. B., McCubian D. G. Stratification in modern sands of the Red river. *J. geol.*, vol. 71, № 5, 1963.
- Hartnack W. Über Sandriffe. *Jahrb. Geogr. Ges. Grifswald*, Bd. 40—42, 1924.
- Hemingway J. E., Clarke A. M. Structure of ripple marks. *Nature*, vol. 197, № 4867, 1963.
- Hoyt J. H., Henry V. J. Rhomboid ripple mark indicator of current direction and environment. *Sedim. petrol.* vol. 33, № 3, 1963.
- Hoppe W. Beiträge zur Geologie und Petrographie des Buntsandsteins im Odenwald. *Notizbl. Verein. f. Erdkunde und Hessischen geol. Landedanst. zu Darmstadt*. V. Folge, H. 12, 1930.
- Houten F. B. Sedimentary features of Martinsburg state, North-western New Jersey. *Geol. soc. Amer. bull.*, vol. 65, 1954.
- Hoyt J. H. High angle beach stratification, Sapelo Island, Georgia. *J. sedim. petrol.*, vol. 32, № 2, 1962.
- Inman D. Sorting of sediments in the light of fluid mechanics. *Sedim. petrol.*, vol. 19, № 2, 1949.
- Johnson D. W. Shore processes and shoreline development. N. Y., 1919.
- Johnson J. W. Dynamics of nearshore sediment movement. *Bull. Amer. assoc. petrol. geol.*, vol. 40, № 98, 1956.
- Jopling A. V. Mechanics of small-scale delta formation: a laboratory study. *Proc. First Nat. coastal and shallow water res. conf.* (ed. D. S. Gorsline), 1961.
- Jopling A. V. Hydraulic studies on the origin of bedding. *Sedimentology*, vol. 2, № 2, 1963a.
- Jopling A. V. Genetic classification of cross-bedding. *Geol. soc. Amer., spec. paper*, № 173, 1963b.
- Jopling A. V. Some principles and techniques used in reconstructing the hydraulic parameters of a paleo-low regime. *J. sedim. petrol.*, vol. 36, № 1, 1966.
- Jordan G. F. Large submarine sand waves. *Science*, 136, 1962.
- Kendall D. L. Ore deposits and sedimentary features Jefferson City mine, Tennessee. *Econ. geol.*, vol. 55, № 5, 1960.
- Kiersch G. A. Small-scale structure and others features of Navajo sandstone, northern part of San Rafael swell. *Amer. assoc. petrol. geol. bull.*, vol. 34, № 5, 1950.
- Kindle E. M. Cross-bedding and absence of fossils considered as criteria of continental deposits. *Amer. j. sci.*, vol. 32, 1911.
- Kindle E. M. Diagnostic characteristics of marine clastice. *Bull. Geol. soc. Amer.*, vol. 28, 1917.
- Knight S. H. The Fountain and Casper formation the Laramie basin. *Univ. Wyo, Publ. sci. geol.*, № 1, 1929.

Lane D. W. Cross-stratification in San Bernard river, Texas, point bar deposit. J. sedim. petrol., vol. 33, № 2, 1963.

Lewis W. V. The effect of wave incidence on the configuration of a shingle beach. Geogr. B., vol. 78, № 2, 1931.

McBride E. F. Flush and associated beds of the Martinsburg formation (Ordovician), Central Appalachians. J. sedim. petrol., vol. 32, № 1, 1962.

McKee E. D. Structures in modern sediments aid in interpreting ancient rocks. Carnegie inst. Wash. publ., № 501, 1938.

McKee E. D. Some types of bedding in the Colorado river delta. J. geol., vol. 47, № 1, 1939.

McKee E. D. Three types of cross-lamination in Paleozoic rocks of Northern Arizona. Amer. j. sci., vol. 238, № 11, 1940.

McKee E. D. Small-scale structures in the Coconinosandstone of Northern Arizona. J. geol., vol. 53, № 5, 1945.

McKee E. D. Report on studies of stratification in modern sediments and in laboratory experiments. U. S. office Naval res. proj., Nonr. 164 (00), № 081-123, 1953.

McKee E. D. Flume experiments on the production of stratification and cross-stratification. J. sedim. petrol., vol. 27, № 2, 1957.

McKee E. D., Tibbitts C. J. Primary structures of a seif dune und associated deposits in Libya. J. sedim. petrol., vol. 34, № 1, 1964.

McKee E. D., Weir G. W. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. Geol. soc. Amer. bull., vol. 64, № 4, 1953.

Morawski J. Glawne type uwarstwiensis skal osadowych. Przegl. geol., № 10, 1954.

Narayan J. Cross-stratification and paleogeography of the Lower Greensand of Southeast England and Bas-Boulonnais, France. Nature, Vol. 199, № 4900, 1963.

Nickelsen R. P. Cross-bedding in Pennsylvanian sandstones of central Pennsylvania. A preliminary study. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 69, № 6, 1958.

Nichoff W. Die primär perichteten Sedimentstrukturen insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquartzit am Mittelrhein. Geol. Rund., Bd. 47, H. 1, 1958.

Otto Th. Der Darss und Zingst. Jahrb. Georg. Greifswald, Bd. 13, 1911—1912.

Pelletier B. R. Rocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland. Geol. soc. Amer. bull., vol. 69, № 8, 1958.

Pettijohn F. J. Paleocurrents of Lake Superior — Precambrian quartzites. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 64, № 4, 1957.

Pettijohn F. J. Paleocurrents and paleogeography. Amer. assoc. petrol. geol. bull., vol. 46, № 8, 1962.

Potter P. E., Siever R. Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior. bassin. J. geol., vol. 64, № 3, 1956.

Potter P. E. Dispersal centers of paleozoic and later clastics of the Upper Mississippi valley and adjacent areas. Geol. soc. Amer., vol. 72, № 8, 1961.

Reiche P. An analysis of cross-lamination: the Coconinosandstone. J. geol., vol. 46, № 7, 1938.

Reineck H. E. Sedimentbewegungen an kleinrippeln im Watt. Senckenbergiana Lethaea, bd. 42, № 1—2, 1961.

Reineck H. E. Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. Abhandlungen HNSG. von der Senckenbergischen Naturforschenden gesellschaft, № 505, 1963.

Rich J. L. Shore lines and lenticular sands as factors of oil accumulation. Sci. petrol., vol. 1, 1938.

Rich J. L. Submarine Sedimentary features on Bahama banks and their bearing on distribution patterns of lenticular oil Sands. Bull. Amer. assoc. geologists, vol. 32, № 5, 1948.

Rivière A. Sur la formation des rides sous-marines littorales. C. r. Acad. sci., t. 229, 1949a.

Rivière A. Sur certains aspects de la morphologie littorale des plages et leur interprétations. C. r. Acad. sci., t. 229, № 19, 19496.

Rivière A., Vernhet S. Sur la formation des croissants de plage (beach cusps) et les mouvements de sédiments dans le profil. C. r. Acad. sci., t. 237, 1953.

Shotton F. W. Lower bunter sandstones of Worcestershire and Shropshire. Geol. mag., vol. 74, № 882, 1937.

Simons D. B., Richardson E. V., Albertson M. L. Flume studies using medium sand (0,45 mm). U. S. geol. surv. Water-Supply, pap. 1498-A, 1961.

Smith H. Coast dunes. Coastal geog. conf., off., Naval res., Feb., 1954.

Spurr J. E. False bedding in stratified drift deposits. Amer. geol., № 13, 1894.

Stewart J. H. Origin cross-strata in fluvial sandstone layers in the Chinle formation (Upper Triassic) on the Colorado plateau. Geol. prof. pap., № 424-B, 1961.

Stride A. H. Current-swept sea floors near the Southern half of Great Britain. Quart. j. Geol. soc. Lond., vol. 119, p. 2, № 474, 1963.

Ten Haaf E. Tectonic utility of oriented resedimentation structures. Geol. mijnb., n. s., jrg. 19, № 2, 1957.

Thompson W. O. Originale structures of beaches, bars and dunes. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 48, № 6, 1937.

Trowbridge A. C. A classification of common sediments and some criteria for identification of the various classes. J. geol., 22, 1914.

Vaidyanadhan R. Significance of certain sedimentary structures in Guddapah-sandstone. Quart. j. Geol., min., metal. soc. India, vol. 29, № 4, 1957.

Van Bertsbergh J. W. Richtungen der sedimentation in der rheinischen Geosynklinae. Geol. Rund., vol. 31, 1940.

Van Veen I. J. Onderzoekingen in de Hoofden. Vanwege het Ministerie Van Waterstaat, 1936.

Walker R. G. Distinctive types of ripple drift cross-lamination. Sedim., vol. 2, № 3, 1963.

Walther J. Die Fauna des Solnhofenen-Plattenkalke. Jena, 1904.

Walther J. Allgemeine Paläontologie. Th. 1—3, Berlin, 1919.

Wells R. C. Econ. geol., vol. 5, № 14, 1910.

White D. A. The stratigraphy and structure of the Mesabi range, Minnesota. Minnesota Geol. surv. bull., № 38, 1954.

Wulf G. R. Trough cross-bedding. J. petrol., vol. 32, № 3, 1962.

Wurster P. Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungs-körpern. Geol. Rund., Bd. 47, H. 1, 1958.

Введение	3
Режимы движения наносов и формирование косой слоистости	6
Режимы группы прямолинейного движения потока наносов	7
Первый (гладкий) режим	8
Второй (грядный) режим	11
Характеристика гряд	—
Форма гряд и слоев	13
Захоронение косослоистого участка	39
Третий режим (продольной эрозии)	47
Режимы группы криволинейного движения потока наносов	48
Четвертый (асимметрично-косовый) режим	—
Пятый (симметрично-косовый) режим	55
Шестой (асимметрично-гивный) режим	58
Седьмой (симметрично-гивный) режим	61
Режимы группы возвратно-поступательного движения потока наносов	69
Восьмой (пляжный) режим	—
Девятый (вальный) режим	72
Десятый (ударно-прибойный) режим	80
Выводы	83
Морфологическая классификация косой слоистости	85
Типы косой слоистости	92
Признаки косой слоистости в отложениях разного генезиса	104
Литература	120

КУТЫРЕВ ЭДУАРД ИВАНОВИЧ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КОСОЙ СЛОИСТОСТИ

Ведущий редактор Э. М. Бородинская

Технический редактор Н. П. Старостина

Корректор Е. А. Смирнова

Переплет художника И. Г. Школьников

Стано в набор 11/III 1968 г. Подписано к печати 17/VI 1968 г.
 Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага № 1. Печ. л. 8. Усл. л. 8. Уч.-изд. л. 8,62.
 Индекс 3—4—1—Л. Тираж 1000 экз. М-18257.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.

Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.

Заказ № 1714. Договор № 570.

Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома

Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.

Цена 80 коп.